

FREIBURGER GEOGRAPHISCHE HEFTE
Herausgegeben von Hermann Goßmann

Heft 56

**ZUR RAUMZEITLICHEN DIFFERENZIERUNG DER
ENERGIEBILANZ UND DES ZUSTANDES DER
SCHNEEDECKE AUF ZWEI GLETSCHERN DER
MARGUERITE BAY, ANTARKTISCHE HALBINSEL**

Aspekte des Klimas und des Klimawandels am Rande der Antarktis

von

Christoph Schneider

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung: Bernhard Metz und Helmut Saurer

1998

ISSN 0071-9447

It may be that this awesome land
has something in its air
which sears the heart like burning brand
and leaves a longing there.

(Anonymous - Stonington Island 1947/48)

Vorwort

Die Chance eine Forschungsarbeit durchzuführen, die im Rahmen der Antarktisaktivitäten des Institutes für Physische Geographie der Universität Freiburg angesiedelt ist, stellte ein große Herausforderung für mich dar. Meinem Betreuer Professor Dr. Hermann Goßmann, der mich mit großem Vertrauensvorschuß auf diese 'Reise' - im doppelten Sinne des Wortes - geschickt hat, danke ich für seine Unterstützung. Die Hilfe, die er in seiner ruhigen und gewinnenden Art bot, half die 'Klippen' auf dieser Reise zu umschiffen. Ebenso möchte ich Herrn Prof. Dr. Eberhard Parlow für seinen Ratschlag danken, mich auf die Freiburger Antarktisaktivitäten einzulassen.

Besonderen Dank schulde ich meinen 'Compañeros' Matthias Braun, Stefan Meißner, Frank Rau und Frank Weber, die mir mit unerschöpflicher Tatkraft und Diskussionsfreudigkeit während der Geländearbeiten in San Martín zur Seite standen. Vielen Dank! Danken möchte ich auch der Besatzung der argentinischen Station 'San Martín' in der Kampagne 1994/95. Die logistische Unterstützung durch die gesamte Mannschaft während der Geländearbeiten war einzigartig, die emotionale Unterstützung übertraf jedoch alles andere! Stellvertretend für alle Mitglieder der Station seien hier der Stationsleiter Cap. Justo Francisco Treviranus und unser argentinischer Gletscher-Scout Tte. 1° Carlos Alberto Montenegro genannt.

Den Mitgliedern des 'Servicio Hidrografia Naval' der argentinischen Marine danke ich für die exzellente Zusammenarbeit während der Geländearbeiten in der Marguerite Bay und für die Überlassung von Karten- und Datenmaterial.

Für die logistische Unterstützung geht ein Dank an das 'Instituto Antartico Argentino' in Buenos Aires, an das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven und an den 'British Antarctic Survey' in Cambridge.

Dem Institut für Angewandte Geodäsie in Frankfurt gilt mein Dank für die Bereitstellung des Digitalen Geländemodelles. Frau Marion Koster danke ich ganz besonders für Ihre Geduld bei der Nachbearbeitung des Datensatzes.

Allen Kollegen am Institut für Physische Geographie danke ich für das freundschaftlich entspannte und doch anregende Arbeitsklima. Dr. Stefan Wunderle danke ich besonders für die vielen spannenden Diskussionen, die unzähligen Insidertips und die Bereitstellung von Datenmaterial. Dr. Helmut Saurer danke ich für seine vielfältige fachliche und menschliche Hilfe sowie für die Durchsicht des Manuskripts. Bei Bernhard Lehner und bei Friedemann Heusel möchte ich mich für deren Hilfe bei computer-technischen Arbeiten bedanken. Ebenso gilt mein Dank allen wissenschaftlichen Hilfskräften des Instituts für Physische Geographie, die zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

Danken möchte ich auch all denen, die mir in meinem privaten Umfeld halfen Kurs zu halten. Dieser Dank gilt ganz besonders Paul Bumeder und Werner Kraft. Astrid Grögler möchte ich für ihre Bereitschaft danken, während meiner Geländearbeiten in der Antarktis, als 'Alleinerziehende' auszuhalten. Meinen Eltern möchte ich für ihr Vertrauen und ihre Unterstützung danken.

Inhalt

Inhaltsverzeichnis.....	I	
Abbildungsverzeichnis.....	V	
Tabellenverzeichnis.....	IX	
Verzeichnis der Symbole	X	
Verzeichnis der Abkürzungen.....	XII	
0	Zum Aufbau der Arbeit	1
1	Der weltweite Klimawandel und seine Bedeutung für die Antarktis und die Antarktische Halbinsel	2
1.1	Zur klimatischen Einordnung der Antarktis	2
1.2	Aspekte zur Bedeutung von Meereis für das Klima der Antarktis.....	5
1.3	Zur Prognose weltweiten Klimawandels und den Auswirkungen des Wandels in der Antarktis.....	7
1.3.1	Prognosen globalen Klimawandels.....	7
1.3.2	Ergebnisse und Implikationen der globalen Klimamodellierung für die hohen Breiten der Südhalbkugel	8
1.3.3	Konsequenzen aus dem IPCC-Report für die Antarktische Halbinsel	10
1.3.4	Antarktis, Antarktische Halbinsel und globaler Klimawandel - Zusammenfassung	11
1.4	Wechselwirkung von Gletschern mit Klima- und Meeresspiegelschwankungen	12
1.4.1	Meeresspiegelschwankungen und Massenbilanz glazialer Systeme Überblick	12
1.4.2	Massenbilanz des antarktischen und grönländischen Inlandeises.....	12
1.4.3	Globale Betrachtung der Massenbilanz von Gletschern und kleinen Eiskappen.....	13
1.4.4	Reaktionszeit von Gletschern auf ‘climate forcing’	15
1.4.5	Bedeutung der Massenbilanz der Antarktischen Halbinsel.....	16
1.5	Zusammenfassung von Kapitel 1.....	17
2	Die Schneebedeckung auf Gletschern.....	18
2.1	Die Schneedecke - Einführung und Stand der Forschung.....	18
2.2	Die Rolle des Schnees in der Klimatologie	20
2.3	Schneezonen auf Gletschern.....	21
2.4	Energiehaushalt an der Schneeoberfläche	22
2.4.1	Strahlung.....	23
2.4.1.1	Kurzweilige Strahlung	23
2.4.1.2	Langweilige Strahlung.....	24
2.4.2	Der Austausch turbulenter Wärme	25
2.4.2.1	Eddy-Korrelationsmethode.....	26
2.4.2.2	Gradientmethode und Profilmethode.....	28
2.4.2.3	Korrektur der Stabilität.....	31
2.4.2.4	‘bulk’-Richardsonzahl	35
2.4.2.5	Rauhigkeitslänge	37
2.5	Massenhaushalt der Schneedecke.....	38

2.5.1	Winddrift von Schnee	39
3	Massen- und Energiebilanz kleiner Gletscher	42
3.1	Gradtag-Verfahren	43
3.2	Energiebilanzmodellierung auf physikalischer Basis - Fallstudien.....	44
3.3	Gewichtung und klimatologische Bedeutung von Eingangsgrößen der Energie- und Massenbilanz kleiner Gletscher	46
3.4	Studien an kleinen Gletschern der Antarktischen Halbinsel	47
3.4.1	Glaziologische Studien	47
3.4.2	Studien zum Energiehaushalt	47
4	Zum Beitrag der Fernerkundung.....	49
4.1	Radarfernerkundung der Schneedecke	49
4.1.1	Der abbildende Radar des ERS-1	49
4.1.2	Die Abbildung der Schneedecke in ERS-PRI-Daten	50
4.1.3	Die verwendeten ERS-1-PRI-Szenen	53
4.1.4	Die ERS-1-Szene vom 18.01.1995	54
4.1.5	Die Schneedecke von Northeast - und McClary Gletscher im Satellitenbild.....	57
4.1.6	Lage des Übergangs von Naßschnee zu trockenem Schnee in der Perkolationszone im Untersuchungsraum	58
4.2	Fernerkundung im Bereich der Antarktischen Halbinsel	58
4.2.1	Optische Daten und Thermaldaten	58
4.2.2	Passive Mikrowelle.....	59
4.2.3	Aktive Mikrowelle.....	60
5.	Klimatologie der Antarktischen Halbinsel.....	61
5.1	Großräumige Einordnung und Bedeutung der Antarktischen Halbinsel in der Klimatologie	61
5.2	Die Allgemeine Zirkulation im Großraum der Antarktischen Halbinsel	63
5.3	Regionale und lokale Windsysteme.....	68
5.4	Temperaturregime der Antarktischen Halbinsel.....	70
5.4.1	Überblick über die mittlere Temperaturverteilung	70
5.4.2	Die räumliche und zeitliche Variabilität der Temperaturen an der Westküste	70
5.4.3	Der klimatische Ost-West-Gegensatz der Antarktischen Halbinsel.....	75
5.4.4	Temperaturvariabilität und großräumige Zirkulation.....	76
5.5	Niederschlag	77
5.5.1	Niederschlagsbestimmungen aus GMZ und numerischen Wettervorhersagemodellen	77
5.5.2	Niederschlagsbestimmungen aus Firnbohrkernen.....	78
5.5.3	Direkte Niederschlagsmessungen und ihr Bezug zu den synoptischen Situationen	80
5.6	Die Bedeutung des Meereises für die Klimatologie der Antarktischen Halbinsel	81
5.6.1	Zusammenhang von Meereis und Lufttemperatur.....	82
5.6.2	Meereis, Zirkulation und ENSO	84

5.7	Klimaänderungen und Klimatrends der Antarktischen Halbinsel	85
5.7.1	Trends der Lufttemperatur	85
5.7.1.1	Temperaturtrends abgeleitet aus Eisbohrkernen.....	85
5.7.1.2	Temperaturtrends aus direkten Messungen der Lufttemperatur.....	87
5.7.2	Niederschlagstrend an der Antarktischen Halbinsel.....	91
5.7.2.1	Direkte Beobachtungen von Trends des Niederschlages	91
5.7.2.2	Firnbohrkerne	92
5.7.2.3	Ableitung von Niederschlagstrends aus GZM und numerischen Wettervorhersagemodellen	92
5.7.3	Meereistrends.....	93
5.7.4	Glaziologische Veränderungen.....	93
5.7.4.1	Eiskappen und Plateauvereisung	94
5.7.4.2	Talgletscher	94
5.7.4.3	Schnee- und Firnfelder	94
5.7.4.4	Eisschelfe.....	95
6	Die Marguerite Bay	98
6.1	Geologie und Geomorphologie der Marguerite Bay	98
6.1.1	Großräumige tektonische Einordnung.....	98
6.1.2	Tektonik und geomorphologische Großformen.....	101
6.1.3	Gesteine und geologische Serien im Untersuchungsgebiet.....	102
6.1.4	Geomorphologischer Formenschatz	105
6.2	Glaziologie der Marguerite Bay	106
6.2.1	Die großen glaziologischen Systeme.....	106
6.2.2	Vereisungsgeschichte	107
6.2.2.1	Kurzer Überblick über die Vereisungsgeschichte	107
6.2.2.2	Geomorphologisch-glaziologische Befunde über die Vereisungsgeschichte	107
6.2.2.3	Erkenntnisse zur Vereisungsgeschichte aus Sedimentkernen und Modellierungen.....	111
6.3	Meereisbedeckung	114
7	Geländearbeiten.....	115
7.1	Zeitraum und Feldarbeiten im Überblick	115
7.2	Meteorologische Messungen mit AWS	116
7.2.1	Lufttemperatur	117
7.2.2	Luftfeuchte.....	119
7.2.3	Strahlungsmessungen	119
7.3	Erhebungen an Schneeschächten.....	120
7.4	Ablationsstangen	121
7.5	Orts- und Geschwindigkeitsbestimmungen.....	122
7.5.1	Verschiebung von Winkelreflektoren.....	122
7.5.2	Trigonometrische Vermessung.....	123
7.5.3	Messungen mit differentielltem GPS.....	124
7.6	Die Witterung im Untersuchungszeitraum	126
7.7	Das Digitale Geländemodell.....	132

8	Regionalklima der Marguerite Bay und des Untersuchungsgebietes.....	134
8.1	Eine erste Übersicht über das regionale Klima	134
8.2	Regionale Klimagunst und Pflanzenbewuchs	134
8.3	Lokale Zirkulationsmuster	134
8.3.1	Westwetterlagen	136
8.3.2	Starkwind aus östlichen Richtungen.....	137
8.4	Jahresgang der Lufttemperatur	148
8.5	Niederschlag	150
8.6	Luftfeuchtigkeit	151
8.7	Regionale Klimaänderung	151
9	Northeast-Gletscher und McClary-Gletscher	152
9.1	Northeast-Gletscher	152
9.1.1	Morphologie des Northeast-Gletschers	152
9.1.2	Fließdynamik des Northeast-Gletschers	155
9.2	McClary-Gletscher	158
9.2.1	Morphologie des McClary-Gletschers.....	158
9.2.2	Fließdynamik am McClary-Gletscher	159
9.3	Veränderungen der Gletscherfronten.....	159
9.4	Die Schneedecke.....	162
9.4.1	Aufbau und Zustand der Schneedecke	162
9.4.2	Abschätzung der Massenbilanz der Schneedecke	164
9.4.3	Einfluß der Winddrift auf die Schneedecke.....	169
9.4.4	Die Schneedecke im Untersuchungsgebiet - Zusammenfassung	173
10	Modellierungen von Energiebilanz und Schneedeckenzustand	174
10.1	Überblick	174
10.2	Die Energiebilanz am Messpunkt der AWS	175
10.2.1	Berechnung der Energiebilanz.....	175
10.2.2	Vergleich von gemessener und modellierter Schneeschmelze	177
10.2.2.1	Fehlerbetrachtung	179
10.2.3	Interpretation der Energiebilanzabschätzungen.....	180
10.3	Flächenhafte Abschätzung der Energiebilanz	182
10.3.1	Flächenhafte Modellierung der kurzwelligen Einstrahlung	182
10.3.2	Schätzung der Energiebilanz durch eine multiple lineare Regression	186
10.4	Das Schneedeckenmodell	188
10.5	Vergleich von modelliertem und fernerkundlich abgeleitetem Schneedeckenzustand	190
10.6	Konsequenzen aus den Modellergebnissen	192
11	Zusammenfassungen	195
11.1	Zusammenfassung	195
11.2	Abstract.....	197
11.3	Resumen	199
12	Literatur	201
13	Anhang.....	228

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1	Mittlere Hochsommertemperaturen über Antarktis und subantarktischem Wassergürtel	2
Abb. 1.2	Zeit-Längenkreis-Diagramm der Anomalien von Luftdruck, Winddruck, Meeresoberflächentemperatur und Meereisausdehnung.....	3
Abb. 1.3	Gang der globalen Jahresmitteltemperatur 1861 bis 1994	8
Abb. 1.4	Weltweite Verteilung von Gletschern und Inlandeisen	13
Abb. 1.5	Prognostizierte Veränderung des Meeresspiegels zwischen 1990 und 2100.....	14
Abb. 2.1	Schneezonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers.....	21
Abb. 2.2	Schneeschart Nr.2/02 vom 29.12.94.....	40
Abb. 3.1	Längsprofil eines kleinen Gletschers	42
Abb. 3.2	Richtung der Fließvektoren in Gletscherrichtung	43
Abb. 3.3	Darstellung der Massenbilanzterme eines kleinen Talgletschers	44
Abb. 4.1	Extinktions-, Absorptions-, und Streukoeffizient für trockenen Schnee	51
Abb. 4.2	Eindringtiefe der Radarstrahlung als Funktion des relativen Flüssigwasseranteils.....	53
Abb. 4.3	Ausschnitt aus der ERS-PRI-Szene vom 18.01.1995	55
Abb. 4.4	Topographische Skizze des Untersuchungsgebietes.....	56
Abb. 4.5	Ausschnitt von 1024·1024 Pixel aus der ERS-PRI-Szene vom 18.01.1995.....	57
Abb. 5.1	Kartenskizze des Sektors 0° bis 90° West der Antarktis	62
Abb. 5.2	Jahresgang des Luftdruckgradienten zwischen 40° und 60° Süd und zwischen 30° und 50° Süd	63
Abb. 5.3	Jährlicher Gang von zonal gemitteltem Luftdruck und mittlerer Lage der subpolaren Tiefdruckrinne	64
Abb. 5.4	Jahresgang der Abweichung der Monatsmittel des Luftdrucks vom Jahresmittel in Halley und am Südpol	65
Abb. 5.5	Mittlere zonale Zyklondichte	66
Abb. 5.6	Zonale Häufigkeit der Zyklonenentstehung.....	67
Abb. 5.7	Windgeschwindigkeit und Luftdruck im Meeresniveau während einer Periode mit ausgeprägtem Barrierewind.....	69
Abb. 5.8	Jahresmitteltemperaturen der Antarktischen Halbinsel im Meeresniveau	71
Abb. 5.9	Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen ausgewählter Stationen der Antarktischen Halbinsel.....	72
Abb. 5.10	Langjähriges Mittel der Monatsmitteltemperaturen von Faraday	73
Abb. 5.11	Stärke der Inversion im Winter	74
Abb. 5.12	Oberflächenmassenbilanz der Antarktis	78
Abb. 5.13	Mittlere monatliche Anzahl von Niederschlagsereignissen und mittlerer monatlicher Druck in Rothera.....	81
Abb. 5.14	Mittlere Lage der nördlichen Packeisgrenze	82
Abb. 5.15	Mittlerer Jahresgang der Eisausdehnung im Südpolarmeer und in der Bellingshausensee.....	83

Abb. 5.16	Korrelation zwischen Meereisausdehnung in der Bellingshausensee dem Jahresmittel der Lufttemperatur in Rothera und Faraday	84
Abb. 5.17	Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen vom Mittel der Jahre 1957 bis 1975	88
Abb. 5.18	Anzahl der positiven Gradtage und mittlere Anzahl der Tage mit Regenniederschlag in Rothera	89
Abb. 5.19	Jährliche Anzahl der Niederschlagsereignisse und Jahresmitteltemperatur von Rothera	91
Abb. 5.20	Veränderung der Ausdehnung von Eisschelfen der Antarktischen Halbinsel.....	95
Abb. 6.1	Übersichtskarte der Antarktische Halbinsel	99
Abb. 6.2	Faximile der topographischen Karte ‘Southern Base, Marguerite Bay’, British Graham Land Expedition, 1936	100
Abb. 6.3	Rekonstruktion der Lage der Westantarktis in Gondwana	101
Abb. 6.4	Gangfüllung an der Nordflanke der Butson Ridge	103
Abb. 6.5	Blick auf die Nordostflanke von Millerand Island	104
Abb. 6.6	Rekonstruktion der Höhe der Eisoberfläche zum Maximalstand der Würmkaltzeit.....	108
Abb. 6.7	Blick auf die Nordflanke der Roman Four Promotory	109
Abb. 6.8	Blick nach Nordwesten entlang des Eiskliffs des McClary Gletschers....	110
Abb. 6.9	Rekonstruktion der dominanten Fließrichtungen der Inlandvereisung der Marguerite Bay vor ca. 18.000 Jahren.	111
Abb. 6.10	Rekonstruktion der Aufsetzlinie des nördlichen Teils des Marguerite Bay Eisschelfes am Ende der Würmkaltzeit.....	112
Abb. 7.1	AWS am McClary Gletscher	116
Abb. 7.2	Abweichung der Temperatur im Inneren des Strahlungsschutzgehäuses der Lufttemperatur der freien Atmosphäre	118
Abb. 7.3	Topographie des Übergangsbereiches zwischen McClary- und Northeast-Gletscher	120
Abb. 7.4	Lage und Aufbau des Meßfeldes der Kampagne 1993/94.....	122
Abb. 7.5	Relativer und absoluter Versatz in Fließrichtung von Ablationsstangen.....	124
Abb. 7.6a	Lufttemperatur, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Untersuchungszeitraum.....	128
Abb. 7.6b	Windgeschwindigkeit, Windrichtung und relative Luftfeuchte im Untersuchungszeitraum	129
Abb. 7.7a	Lufttemperatur, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Untersuchungszeitraum (geglättet)	130
Abb. 7.7b	Windgeschwindigkeit, Windrichtung und relative Luftfeuchte im Untersuchungszeitraum (geglättet).....	131
Abb. 7.8	Schräglichtdarstellung Digitales Geländemodell.....	132
Abb. 8.1	Häufigkeit der Windrichtung und mittlere Windgeschwindigkeit auf Barry Island und Stonington Island	135
Abb. 8.2	Mittlere Windrose der Station Stonington	136
Abb. 8.3	Mittlerer Jahresgang des Luftdrucks in Port Stanley und Stonington	138

Abb. 8.4	Mittlerer Monatsniederschlag und Windweg aus Nordwest/Westnordwest für Stonington Island	138
Abb. 8.5	Westwetterlage vom 26.12.94 bis 29.12.94 bei San Martin	139
Abb. 8.6	Mittlere Windrichtung und Windhäufigkeit am Plateau östlich von Stonington Island und in Stonington.....	145
Abb. 8.7	Ostwetterlage vom 03.01.95 bis 06.01.95 bei San Martin.....	146
Abb. 8.8	Ostwetterlage vom 29.01.95 bis 01.02.95 bei San Martin.....	147
Abb. 8.9	Jahresgänge der Temperatur der Stationen Rothera Point, Faraday, San Martin und Stonington	148
Abb. 8.10	Jahresgang der Lufttemperatur auf Barry Island 1936 und Stonington Island 1947	149
Abb. 9.1	Höhenprofile von Northeast- und McClary-Gletscher	153
Abb. 9.2	Lage der Profile auf den Gletschern	154
Abb. 9.3	Bathymetrisches Profil zwischen Stonington Island und Barry Island.....	155
Abb. 9.4	Skizze des winterlichen Brucheisfeldes vor dem Gletscherkliff des Northeast-Gletschers	156
Abb. 9.5	Schrägluftbild von McClary- und Northeast-Gletscher	157
Abb. 9.6	Kartenskizze der Debenham Islands mit der Lage der Eiskante des Northeast-Gletschers.....	160
Abb. 9.7	Schrägluftbild der Debenham Islands aus südwestlicher Richtung.....	161
Abb. 9.8	Relative Häufigkeit von Eislinen in Tiefenstufen von 10 cm	165
Abb. 9.9	Höhenabhängigkeit der Mächtigkeit der saisonalen Schneedecke	166
Abb. 9.10	Schmelzwassertümpel auf dem Northeast-Gletscher	167
Abb. 9.11	Niederschlag und Schneedeckenänderung pro Monat in Stonington Island 1947.....	169
Abb. 9.12	Windgeschwindigkeit und Höhe der Schneedecke am Plateau im November und Dezember 1940	170
Abb. 9.13	Schneedrift und Flächenabtrag durch Winderosion.....	171
Abb. 10.1	Skizze zur Veranschaulichung der Vorgehensweise	174
Abb. 10.2	Flußdiagramm der Energiebilanz und Schneedeckenmodellierung	175
Abb. 10.3	Berechnete und modellierte Schneeschmelze im Sommer 1994/95 auf Northeast- und McClary-Gletscher.....	178
Abb. 10.4	Wochenmittel von latentem Wärmefluß, fühlbarem Wärmefluß und Strahlungsbilanz.....	181
Abb. 10.5	Gemessene und modellierte Globalstrahlung für den 17.01.1995	183
Abb. 10.6	Modellierung der Globalstrahlung mit SWIM für die Oberfläche der beiden Gletscher Northeast und McClary.....	184
Abb. 10.7	Vergleich von gemessener Globalstrahlung und modellierter Globalstrahlung mit und ohne Bewölkungskorrektur.....	185
Abb. 10.8	Streudiagramm des Zusammenhangs von Energiebilanz und Luft- temperatur bzw. Energiebilanz und Globalstrahlung.....	187
Abb. 10.9	Ablauf der Bearbeitung des Schneedeckenmodells	188
Abb. 10.10	Modellergebnis für den 18.01.1995	189
Abb. 10.11	Satellitenbild vom 10.01.1995 in der Geometrie des Geländemodells.....	190
Abb. 10.12	Vergleich der Höhe des Übergangs von gefrorenem zu angefeuchtetem Schnee im Modell und in den ERS-1-Satellitenbilder	191

VIII

Abb. 10.13	Lufttemperatur am Punkt A1 im Meßfeld während der Geländekampagne 1993/94.....	192
Abb. 10.14	Höhen-Flächen-Verteilung von Northeast- und McClary-Gletscher.....	193
Abb. 13.1	Topograpische Skizze des Untersuchungsgebietes abgeleitet aus einem digitalen Geländemodell (IFAG Frankfurt)	228
Abb. 13.2	Legende zu den Schneeschächten (Abb. 13.3 ff).....	229
Abb. 13.3	Dokumentation aller Schneeschächte der Sommerkampagne 1994/95 auf den beiden Gletschern Northeast und McClary	230ff
Abb. 13.4(a)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen C1 bis C6	241
Abb. 13.4(b)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen D2 bis D7.....	241
Abb. 13.4(c)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen B2 bis B6	242
Abb. 13.4(d)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A1, B1, C1, D0 und D1	242
Abb. 13.4(e)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A-2 bis A3	243
Abb. 13.4(f)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A4 bis A8.....	243
Abb. 13.4(g)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A9 bis A13.....	244
Abb. 13.4(h)	Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A14 bis A17.....	244
Abb. 13.5	Schneehöhenmessungen an Ablationsstangen zwischen Winter 1996 und Sommer 1996/97	245

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1	Technische Daten der ERS-1-AMI-PRI	49
Tab. 4.2	Daten der verwendeten ERS-1-Szenen	54
Tab. 5.1	Korrelationen zwischen Zeitreihen des gleitenden Mittels der Jahresmitteltemperatur einiger Stationen.....	61
Tab. 5.2	Jahresmitteltemperaturen ausgewählter Stationen der Antarktischen Halbinsel.....	70
Tab. 5.3	Hypsometrische und meridionale Gradienten der Lufttemperatur	76
Tab. 5.4	Jahresniederschlag verschiedener Stationen an der Westseite der Antarktischen Halbinsel.....	80
Tab. 5.5	Prozentualer Anteil von Stationen mit positivem Temperaturtrend in der Antarktis	87
Tab. 5.6	Temperaturtrends verschiedener Stationen der Antarktischen Halbinsel.	90
Tab. 7.1	Meßzeiträume der AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher.....	116
Tab. 7.2	Instrumentierung der AWS	117
Tab. 7.3	Mit GPS eingemessene Punkte im Untersuchungsgebiet	125
Tab. 7.4	Mittelwerte, Minima, Maxima von Klimaelementen im Untersuchungszeitraum	126
Tab. 8.1	Mittelwerte von Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur und Druckdifferenz zwischen Cape Keeler und Stonington Island 1947	141
Tab. 9.1	Mitteltemperaturen in den Sommern 1993/94 und 1994/95 in San Martin.....	162
Tab. 9.2	Massenbilanz der Schneedecke für die Jahre 1992 bis 1997 im Meßfeld.....	172
Tab. 10.1	Mittelwerte der atmosphärischen Meßgrößen und der modellierten Energieflüsse im Meßzeitraum vom 20.12.1994 bis 19.02.1995	179
Tab. 10.2	Ergebnisse der multiplen linearen Regression zwischen Lufttemperatur, kurzwelliger Einstrahlung und Energiebilanz.....	186
Tab. 10.3	Vergleich von mittlerer Lufttemperatur und Höhenlage der Grenzen von Schneezonen auf McClary- und Northeast-Gletscher in den Sommern 1993/94 und 1994/95	194

Verzeichnis der Symbole

α	Albedo
ρ	Dichte
ε	Emissivität der Schneedecke
ε	Komplexe Dielektrizitätskonstante
Θ	Potentielle Temperatur
τ	Schubspannung
ξ	Stabilitätsmaß
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante
κ	Van-Karman-Konstante
φ	Wärmeleitfähigkeit des Schnees
λ	Wellenlänge
σ_0	Rückstreukoeffizient
κ_a	Absorbtionkoeffizient
ϑ_e	Dimensionslose Stabilitätsfunktion für latenten Wärmestrom
κ_e	Extinktionskoeffizient
ϑ_h	Dimensionslose Stabilitätsfunktion für fühlbaren Wärmestrom
ϑ_m	Dimensionslose Stabilitätsfunktion für Impulsfluß
τ_m	Reaktionszeit
δ_p	Eindringtiefe der Strahlung
κ_s	Streukoeffizient
Θ_v	Virtuelle Temperatur
a	Von der Wolkenart abhängiger Koeffizient
A_0	Terrestrische langwellige Ausstrahlung
A_a	Atmosphärische langwellige Gegenstrahlung
ak	Jahresakkumulation
B	Auftrieb
C	Konstante
c	Stoffeigenschaft
C_0	Konstante
c_0	Regressionskonstante
c_i	Regressionskoeffizient der Größe (A_i)
C_m	Konstante
c_p	Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
df	diffuse Einstrahlung
dr	direkte Einstrahlung
E	Fluß latenter Wärme
e	Wasserdampfdruck der Luft
G	Antennengeometrie
g	Gravitationsbeschleunigung
H	Fühlbarer Wärmestrom
h	Höhenlage
k_e/k_q	Eddy-Diffusivität für Feuchte
k_h	Eddy-Diffusivität für Temperatur
k_m	Eddy-Diffusivität für Impuls
KW	Kurzwellige Einstrahlung
L	Monin-Obukov-Länge
L_v	Spezifische Verdampfungswärme

M	Schmelzenergie
N	Mechanische Reibung
n	Wolkenbedeckungsrate
p	Druck
p_0	Luftdruck auf Meeresniveau
P	Eintrag von Energie durch Niederschlag
P_r	Leistung der Radarrückstreuung
P_t	Sendeleistung der Radarantenne
q	Spezifische Luftfeuchte
Q_D	Driftschneeflußdichte
r	Abstand zwischen Radarsensor und Objekt
r^2	Bestimmtheitsmaß
R	Strahlungsbilanz
ra	Verhältnis von gemessener zu modellierter Globalstrahlung
Rb	'bulk'-Richardson-Zahl
Rd	allgemeine Gaskonstante
Rf	Fluß-Richardson-Zahl
rf	relative Feuchte
Ri	Gradient-Richardson-Zahl
S	Multiplikative Stabilitätskorrektur für stabile Schichtung
S	Veränderung des Energieinhalts der Schneedecke /Speicherwärmestrom
T	Temperatur
T_0	Oberflächentemperatur
TKE	Turbulente kinetische Energie
T_{pot}	Potentielle Temperatur
T_v	Virtuelle Lufttemperatur
u	Windgeschwindigkeit
$u(z_T)$	Windgeschwindigkeit in der Höhe $z(T)$
$u(z_u)$	Windgeschwindigkeit in der Höhe $z(u)$
u^*	Schubspannungsgeschwindigkeit
u^*_t	Grenz-Schubspannungsgeschwindigkeit bei Winddrift
u_3	Windgeschwindigkeit in vertikale Richtung
u_f	Fallgeschwindigkeit der Schneekörner
V	Verdunstung
v_m	Fließgeschwindigkeit
w	Windgeschwindigkeit in vertikaler Richtung
X_e	Verwirbelung durch äußere Kräfte
z	Vertikale Höhe
z_0	Rauhigkeitslänge
$z_{0,h} = z_{0,t}$	Rauhigkeitslänge für den Austausch fühlbarer Wärme
$z_{0,q} = z_{0,e}$	Rauhigkeitslänge für den Austausch latenter Wärme
$z_{0,u}$	Rauhigkeitslänge für Impuls
z_T	Meßhöhe der Lufttemperatur
z_u	Meßhöhe der Windgeschwindigkeit

Verzeichnis der Abkürzungen

ACW	Antarctic circumpolar wave
ADD	Antarctic Digital Database
AMI	Active Microwave Instrument
APVG	Antarctic Peninsula Volcanic Group
AVHRR	Advanced very high resolution radiometer
AWS	Automatische Wetterstation
BAS	British Antarctic Survey
ENSO	El Niño-Southern-Oscillation
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
DTM	Digitales Geländemodell
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ERS	Europäischer Radarsatellit
ERS-1	Erster ERS
ESA	European Space Agency
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
FCCM	French Community Climate Model
GMT	Greenwich Mean Time
GPS	Global Positioning System
GZM	Globale Zirkulationsmodelle
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPG	Institut für Physische Geographie
IfAG	Institut für Angewandte Geodäsie
NASA	National Aeronautics & Space Administration
NMC	National Meteorological Center (of the US)
N.N:	Normal Null
PRI	Precision Images
RKM	Regionale Klimamodelle
SAO	Semiannual Oscillation
SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
SOI	Southern-Oscillation-Index
TM	Thematic Mapper
UKMO	United Kingdom Meteorological Office

0 Zum Aufbau der Arbeit

Den Kern der vorliegenden Untersuchung bilden die Feldarbeiten auf den beiden Gletschern Northeast und McClary in der Marguerite Bay an der Westküste der Antarktischen Halbinsel und die Auswertungen der erhobenen Daten im Hinblick auf die Massen- und Energiebilanz an der Gletscheroberfläche in der Perkulationszone der beiden Gletscher. Diese Untersuchungen sind vom Sinnzusammenhang her eingebettet in die Debatte um die weltweite Veränderlichkeit des Klimas und die Auswirkungen von Klimawandel auf bestimmte Teilräume der Erde. Hierzu wird in den ersten 5 Kapiteln das Fundament gelegt, auf dem die detaillierte Darstellung des Untersuchungsgebietes und die Datenauswertungen in den weiteren Kapiteln aufsetzen. Im Hinblick auf das Untersuchungsgebiet wird in den ersten 5 Kapiteln die Diskussion auf die Anteile fokussiert, die aufgrund der speziellen Randbedingungen der beiden betrachteten Gletscher Bedeutung haben. Dieses Vorgehen ist zur Straffung und Strukturierung der gesamten Information unerlässlich. Außerdem werden oftmals Überlegungen am Beispiel des Untersuchungsraumes ausgeführt, obwohl die detaillierte Darstellung der beiden Gletscher erst später erfolgt.

Dieser etwas unkonventionelle Aufbau der Arbeit ist beabsichtigt, um zum Ausdruck zu bringen, daß geographisches Arbeiten - nach Ansicht des Autors - vom grundlegenden raumbezogenen Problem zum regional verankerten Fallbeispiel und den dabei zu gewinnenden Erkenntnissen gelangen sollte. Konkret ergibt sich die folgende Übersicht über den Inhalt:

- In Kapitel 1 wird der Bezug zwischen dem Klima der Antarktis und dem globalen Klimasystem im Hinblick auf Klimavariabilität hergestellt. Bereits hier steht die Antarktische Halbinsel im Zentrum der Darstellung.
- Kapitel 2 befaßt sich mit dem Aufbau und der Physik der Schneedecke auf Gletschern.
- Überlegungen zum Massen- und Energiehaushalt von kleinen Gletschern werden in Kapitel 3 dargelegt.
- In Kapitel 4 wird der Beitrag der Fernerkundung zu dieser Arbeit aufgezeigt.
- Die erste Gesamtdarstellung der Klimatologie und des beobachtbaren Klimawandels der Antarktischen Halbinsel in deutscher Sprache ergibt den Inhalt von Kapitel 5.
- In Kapitel 6 wird die Marguerite Bay vorgestellt.
- Die Geländearbeiten auf den beiden Gletschern in der Nähe der argentinischen Forschungsstation 'General San Martin' werden in Kapitel 7 beschrieben.
- Die regionale Klimatologie der Marguerite Bay wird in Kapitel 8 ausgeführt.
- Die Glaziologie der beiden Gletscher Northeast und McClary und die Schneedeckeneigenschaften im Untersuchungsraum bilden den Inhalt von Kapitel 9.
- In Kapitel 10 werden die Modellierung der Energiebilanz und des Schneedeckenzustandes dargestellt.

Diese Gliederung verdeutlicht gleichzeitig die zugrundeliegenden Arbeitshypothesen:

1. Weltweiter Klimawandel muß und wird sich regional fassen lassen.
2. Die Antarktische Halbinsel stellt einen Raum mit ausgeprägter klimatischer Dynamik dar.
3. Fernerkundungsdaten der Schneedecke lassen sich mit meteorologischen Daten so verknüpfen, daß klimatologisch bedeutsame Erkenntnisse für den Raum der Antarktischen Halbinsel abgeleitet werden können.
4. Schneedecken und kleine Gletscher sind sensible und geeignete 'Instrumente' zur Aufspürung regionaler Klimavariabilität im Raum der Antarktischen Halbinsel.

1 Weltweiter Klimawandel und die Bedeutung für Antarktis und Antarktische Halbinsel

In diesem Kapitel werden Zusammenhänge zwischen Weltklima, Klimawandel und deren Auswirkungen auf bzw. Kopplungen mit der Antarktis zusammengefaßt. Die Darstellung beschränkt sich auf die Zusammenhänge, die im Hinblick auf Klimavariabilität der Antarktischen Halbinsel von Bedeutung sind.

1.1 Zur klimatischen Einordnung der Antarktis

Die Polargebiete haben über ihren Raum hinaus Bedeutung für das gesamte Zirkulationssystem der Erde, da vielfältige Rückkopplungen zwischen Meereis, Schnee, Gletschern, Schelfeis und Atmosphäre sowie Fernkopplungen zwischen niederen und höheren Breiten das

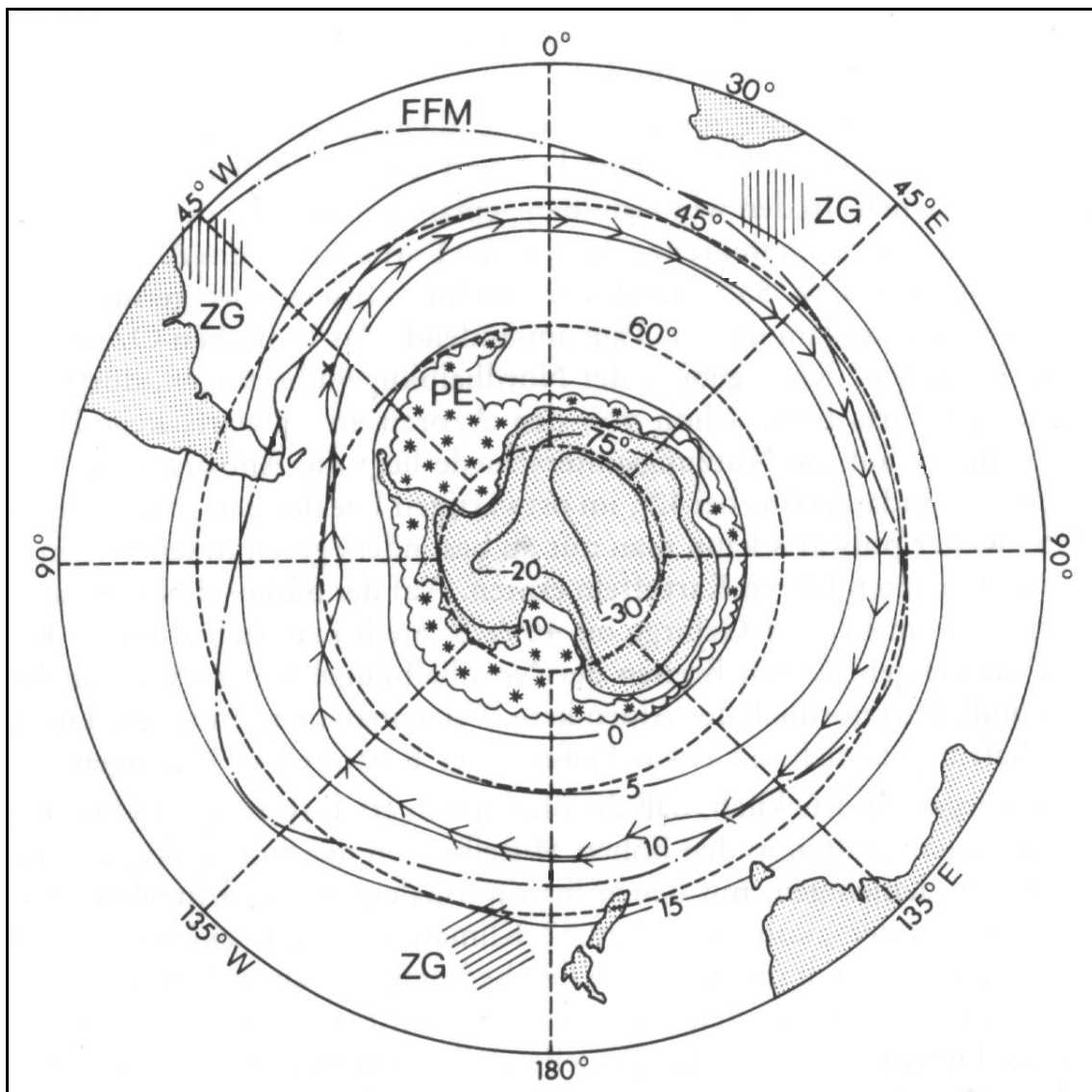


Abb. 1.1: Mittlere Hochsommertemperaturen (Januar) über der Antarktis und dem subantarktischen Wassergürtel beiderseits der antarktischen Konvergenz (Linie mit Pfeilen). Zusätzlich sind die Ausdehnung des Packeises (PE), die wichtigsten Gebiete der Zyklonenentstehung (ZG) und die Mittellage der Polarfront (FFM) in den Sommermonaten November bis März eingetragen (aus: WEISCHET 1996).

Geosystem der Polargebiete mit dem planetarischen Klimasystem verknüpfen (GOODY 1980). WELLER (1992) beschreibt die Antarktis als eine Schlüsselregion für das Aufzeigen von weltweitem Umweltwandel. Besonders wichtig ist die Betrachtung der Rückkopplungen zwischen Veränderungen in der Antarktis und anderen Teilen der Erde.

Die unterschiedliche Verteilung der Landmassen und Ozeane führt zur Ausbildung unterschiedlicher Klimate bei gleicher nördlicher und südlicher Breite. Die Südhemisphäre wird von WEISCHET (1983, 1996, S. 272) als 'Wasserhalbkugel mit dem polaren Eiskontinent im Zentrum' bezeichnet. Sie ist geprägt durch hohe Windgeschwindigkeiten im Bereich der südlichen planetarischen Frontalzone aufgrund hohem Druckgradienten zwischen Subtropen und Südpolarregion und aufgrund geringer Bodenreibung über den Ozeanen. Der im Vergleich zur Nordhalbkugel geringe Anteil der Landmassen auf der Südhemisphäre führt im

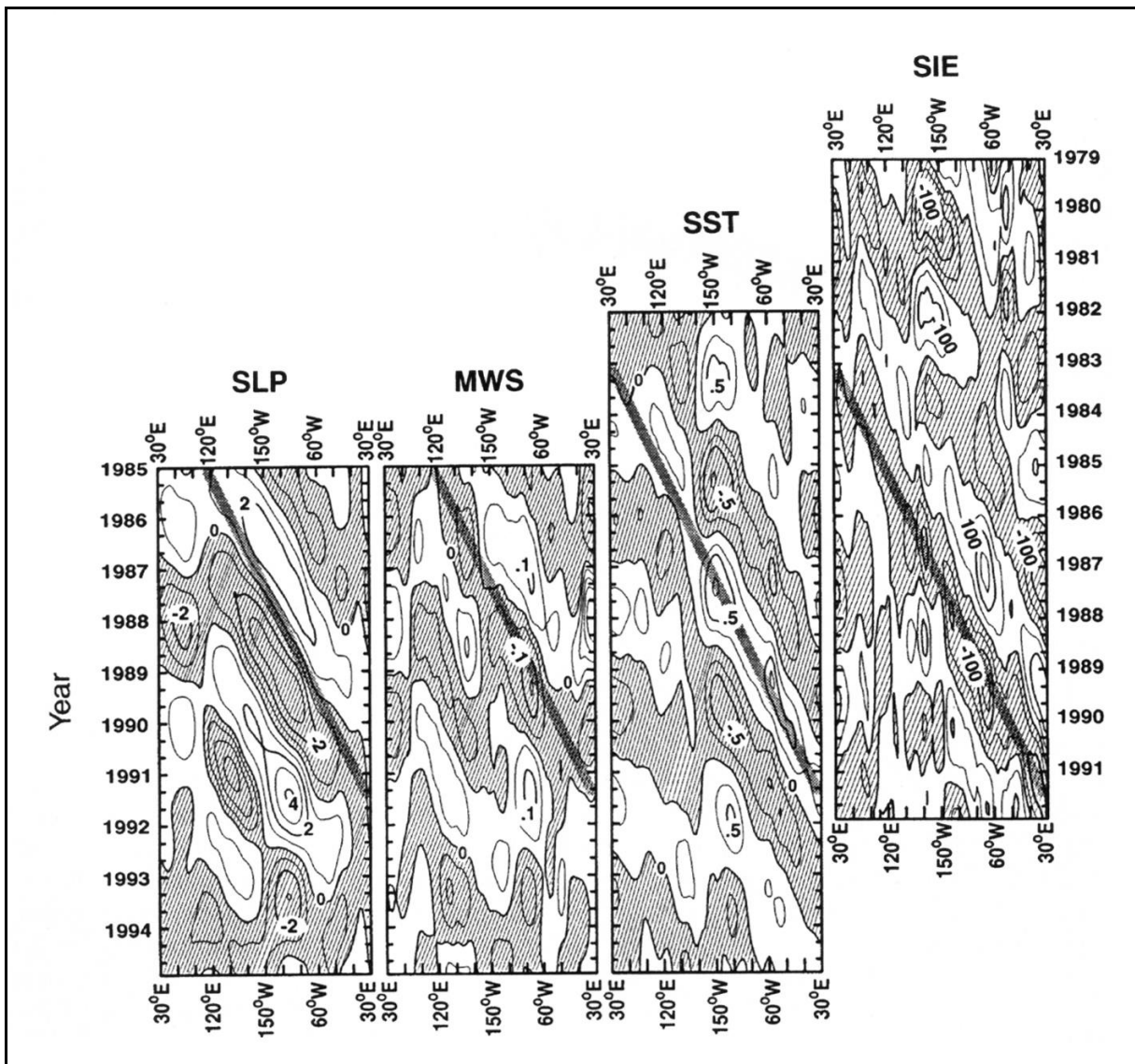


Abb. 1.2: Zeit-Längenkreis-Diagramm der Anomalien des Luftdrucks im Meeresniveau (SLP), des meridionalen Winddruckes (MWS), der Meeresoberflächentemperatur (SST) und der meridionalen Meereisausdehnung (SIE) entlang 56° Süd. Negative und südwärts gerichtete Anomalien sind grau unterlegt. Die dunklen Balken in den Graphiken sind zeitlich und räumlich synchron. Die Isolinien bezeichnen 1 hPa für SLP, 0,05 dyn/cm² für MWS, 0,25 K für SST und 50 km für SIE (aus: WHITE UND PETERSON 1996).

Jahresverlauf zu geringeren Schwankungen der Lufttemperatur und der Zirkulation (SPETH 1989).

Im Gegensatz zur Nordpolarregion zeichnet sich Antarktika durch eine hoch gelegene Landmasse mit Landeisbedeckung und hoher Albedo aus. Der geringe Wasserdampfgehalt der Atmosphäre erhöht zudem die langwellige Ausstrahlung (SPETH 1989). Tiefe Temperaturen, hoher Bodenluftdruck und kalte katabatische Winde von den hochgelegenen Flächen des Inlandeises zur Küste hin sind die Konsequenz. OERLEMANS (1988) führt aus, daß die globale Mitteltemperatur aufgrund des vergletscherten Kontinentes am Südpol um 10 K tiefer liegt, als sie ohne diese Landmasse wäre. Aufgrund des negativen Strahlungshaushaltes bildet sich eine mächtige Inversion, die im Winter im Inneren des Kontinentes eine Höhe von 500 bis 1000 m und eine mittlere Stärke von über 25 K erreicht. Thermisch kann die Antarktis abgegrenzt werden als die Region südlich der antarktischen Konvergenz, die den Übergang bildet zwischen dem subantarktischen kalten Oberflächenwasser des Südpolarmeeres mit Temperaturen von ca. 3°C und dem subpolaren Oberflächenwasser des Südatlantiks, des Südpazifiks und des Indik mit Temperaturen um 11°C (WEISCHET 1996). Die Konvergenz liegt im Sektor der Bellingshausensee und der Drakestraße bei ungefähr 60° Süd (Abb. 1.1). Diese Zone stimmt mit der südlichen Seite des ausgeprägten Abfalles des bodennahen Luftdruckes zwischen subtropisch-randtropischem Hochdruckgürtel bei ca. 35° Süd und polarer Tiefdruckrinne bei 65° Süd überein (WEISCHET 1983). Die Küstenregionen der Antarktis liegen im Übergangsbereich zwischen polarer Antizyklone und subantarktischer Tiefdruckrinne. Die Tiefdruckrinne wird aus 3 bis 6 großen quasistationären Tiefdruckzellen gebildet (KOTTMEIER UND FAHRBACH 1989). Die mittlere Lage einer der Zellen hat ihr Zentrum über Amundsen- und Bellingshausensee und beeinflusst so das Klima der Antarktischen Halbinsel (SCHWERDTFEGER 1984).

Durch den Austausch von Impuls, Wärmeenergie und Feuchte an der Polarfront und durch die globale Meereszirkulation stehen die Klimate der Antarktis in enger Wechselwirkung mit den atmosphärischen und ozeanischen Prozessen der niederen Breiten. Diese Fernkopplungen ('teleconnections') haben sich für die Klimate Antarktikas im Rahmen der atmosphärischen Oszillation der Südhemisphäre und des El Niño-Phänomens als besonders bedeutsam erwiesen.

Der Southern-Oscillation-Index (SOI) bezieht sich auf die Oszillation von Druckunterschieden zwischen Pazifik und nördlichem Australien. Er ist definiert als standardisierte Luftdruckdifferenz im Meeresniveau zwischen Tahiti und Darwin, Australien (KING UND TURNER 1997, S. 360). Der SOI ist eng verknüpft mit den El Niño- bzw. El Niña-Ereignissen, die zu ausgeprägten Witterungsanomalien in vielen Teilen der Südhemisphäre führen. Ein Wechsel des SOI von positiven zu negativen Werten verknüpft mit starken Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im östlichen und äquatornahen Teil des Pazifiks definiert ein El Niño-Jahr. El Niña-Jahre sind umgekehrt definiert. Das Zusammenspiel von SOI-Variationen und El Niño-Phänomenen wird als 'El Niño-Southern-Oscillation' (ENSO) bezeichnet (KING UND TURNER 1997). TRENBERTH UND SHEA (1987) untersuchen die Phasenverschiebungen zwischen Variationen von Luftdruckzeitreihen in der Südhemisphäre. Sie kommen zu dem Schluß, daß Schwankungen der Oberflächentemperatur im Bereich des zentralen südlichen Pazifiks zu Veränderungen der Zirkulation führen. Diese Veränderungen verstärken durch die Rückkopplung von Ozean und Atmosphäre sich phasenverschoben nach Osten hin, so daß

veränderte Meeresströmungen und Oberflächentemperaturen vor der Westküste Südamerikas zum Auslöser der ENSO werden.

YUAN ET AL. (1996) geben an, daß statistisch 40% der Variation von Jahr zu Jahr der Meereisbedeckung des antarktischen Ozeans durch die Variation des SOI erklärt werden können. WHITE UND PETERSON (1996) zeigen, daß es eine im Uhrzeigersinn umlaufende Anomalie für verschiedene Parameter gibt, die sie 'Antarctic circumpolar wave' (ACW) nennen. Schwankungen von Luftdruck, meridionalen Windfeld, Meeresoberflächentemperatur und Meereisausdehnung weisen allesamt ein zyklisches Verhalten mit einer Wellenlänge von 4 bis 5 Jahren auf (Abb. 1.2 aus White und Peterson). Die Phasengeschwindigkeit beträgt ca. 40° pro Jahr, so daß eine Welle den Südpol in ca. 8 bis 10 Jahren umläuft. Da die Meereisverteilung auch durch das Windfeld mitbestimmt wird, und andererseits die nördliche Grenze der Meereisausdehnung eine Zone intensiver Eisrandzyklogenese darstellt, ergibt sich eine Kopplung von atmosphärischer Zirkulation und Meereisausdehnung mit Auswirkungen bis in niedere Breiten (LUCAS UND LINDESAY 1991). WHITE UND PETERSON (1996) vermuten einen engen Zusammenhang dieses Phänomens mit der ENSO. Der genaue Mechanismus der Fernkopplung ist jedoch bisher weitgehend ungeklärt. Ein Einfluß der ACW auf den Perustrom, den Benguelenstrom und auf den südlichen indischen Ozean kann aber nachgewiesen werden.

Eine ausführliche Darstellung der Klimatologie und Meteorologie der gesamten Antarktis findet sich bei SCHWERDTFEGER (1970), SCHWERDTFEGER (1984) und KING UND TURNER (1997). Auf das Klima der Antarktischen Halbinsel wird in Kapitel 5 näher eingegangen.

1.2 Aspekte zur Bedeutung von Meereis für das Klima der Antarktis

Die südhemisphärische Meereisverteilung und die Meereismächtigkeit haben große Bedeutung für das globale Zirkulationssystem. Die Meereisausdehnung variiert zwischen einer mittleren minimalen Fläche von $3,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im Februar und einer mittleren maximalen Ausdehnung im September von $18,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (PARKINSON 1993). Als mittlere Eisdicke des einjährigen Eises am Ende des Winters, abgeleitet aus 140 Eisbohrkernen in der Bellingshausen- und Amundsensee zwischen 66° und 71° Süd, geben JEFFRIES ET AL. (1994) einen Wert von $0,78 \pm 0,54 \text{ m}$ an. Meereisverteilung und Eisdicke korrelieren deutlich mit der mittleren Lufttemperatur und verstärken kurzfristig den Klimawandel durch positive Rückkopplung. Im Vergleich zu offenem Wasser verringert Meereis im Sommer durch die hohe Albedo die Energieaufnahme. Im Winter verringert die Meereisdecke durch ihre isolierende Wirkung die Energieabgabe des Ozeans an die Atmosphäre (BUDD 1991). Beides führt zu einer Erwärmung der Atmosphäre bei Reduzierung des Meereises, wie Modellierungen innerhalb globaler Zirkulationsmodelle (GZM) zeigen (DICKENSON ET AL. 1987). Während Messungen der Meereisausdehnung mittels passiver von Satelliten getragenen Mikrowellensensoren seit 1973 möglich sind (KING 1991, ZWALLY ET AL. 1983), bleibt die Bestimmung der Meereisdicke auf Einzelpunkte und Schiffsbeobachtungen beschränkt. Dadurch ergeben sich Probleme bei der Überprüfung der Modellierungen innerhalb der GZM und bei der Berechnung des Energietransfers durch die Eisdecke. Die Bildung des Meereises im Winterhalbjahr und unter den Eisschelfen führt zu einer Anreicherung von Salz im Wasser. Dieses relativ schwere Wasser sinkt ab und fließt als antarktisches Tiefenwasser, angereichert mit Sauerstoff und Kohlendioxid, über den Schelfrand nach Norden in

die angrenzenden Meeresbecken ab (LUCAS UND LINDSAY 1991). Eine Verringerung der Meereisausdehnung verringert somit den Transport von Kohlendioxid in die Tiefe und verringert das Kältepotential der Tiefsee. Es ergibt sich eine positive Rückkopplung bezüglich des durch den Anstieg der Kohlendioxidkonzentration induzierten Treibhauseffektes und eine Verstärkung des Meeresspiegelanstiegs durch thermische Ausdehnung der Wassersäule der Ozeane. Die Verringerung der Nährstoff- und Sauerstoffzufuhr in die nördlicheren Ozeanbecken kann Einfluß auf die biologischen Nährstoffkreisläufe dieser Meere haben (BUDD 1991).

Einen Überblick über die Beziehungen zwischen Meereis und Witterung geben ACKLEY (1981) und WALSH (1983). Unterschiedliche Meereiszonen, Bildungsbedingungen und Meereistypen, auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll, werden bei WADHAMS (1991) vorgestellt. Die Bildung und Verteilung von Meereis hängt außer von den atmosphärischen Bedingungen auch von den Strömungsverhältnissen im Ozean ab (ACKLEY 1981). Die stärkste Korrelation ergibt sich jedoch im Mittel zwischen Meereisbedeckung, beziehungsweise Meereismächtigkeit, und lokalen atmosphärischen Bedingungen (WALSH 1983). OBERHUBER ET AL. (1993) zeigen, daß die Meereisverteilung in der Antarktis nur unter Einbezug des Schneeniederschlages und der damit einhergehenden Albedoveränderung innerhalb eines Modelles realisiert werden kann. Aufgrund der engen Kopplung von Meereisbedeckung und Regionalklima werden selbständige Meereismodelle entwickelt, die dann in Ozean-Atmosphäre-Modelle integriert werden (z. B. WU ET AL. 1997). Obwohl die mittlere Meereisbedeckung damit gut modelliert werden kann, sind diese Modelle nicht in der Lage, die kurzzeitigen und dabei sehr großen Schwankungen der Meereisbedeckung zu erklären.

Nach CARLETON (1981) wird im Bereich der Packeisgrenze die Ausdehnung des Meereises von der Zyklonalität beeinflusst, da Zyklonen einerseits Luftmassen mit anderem Temperaturregime antransportieren, und andererseits durch Advektion von Eis aus Nachbarsektoren zu einer regionalen Umverteilung beitragen. Im Gegenzug fördert die erhöhte Baroklinität im Bereich der Packeisgrenze das Entstehen neuer Zyklonen. WU ET AL. (1996) berechnen die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation in einem Klimamodell. Dabei wurde als Startbedingung vorgegeben, daß kein Meereis existiere. Sie weisen nach, daß das Meereis zu verstärkter Westwindströmung führt. Bereits ein Jahr nach der im Modell angenommenen Meereisreduktion pendelt das Modell in den Zustand zurück, der der heutigen Meeresvereisung entspricht. Dies unterstreicht die hohe Stabilität des aktuellen Systems, trotz der beobachteten hohen Variabilität der Meereisausdehnung von Jahr zu Jahr. PARKINSON UND CAVALIERI (1982) führen aus, daß die Schwankungen der Meereisausdehnung parallel zu Verschiebungen der mittleren Lage der synoptischen Druckgebilde stattfinden. Deshalb sind die Schwankungen der Meereiskonzentration von Jahr zu Jahr für einzelne Meeresbecken groß, während für den gesamten antarktischen Ozean durch die Mittelung ein großer Teil der Variabilität verschwindet. Saisonal verändert sich der Einfluß von Druckgebilden auf die Meereiskonzentration, wie CAVALIERI UND PARKINSON (1981) anhand einer Fourierspektrumanalyse der räumlich differenzierten Eisausdehnung, der Lufttemperatur und des Luftdrucks nachweisen: Im Sommer liegt die Tiefdruckrinne im Mittel nördlich der Packeisgrenze und der zyklonale Einfluß auf das Packeis ist gering. Vom Frühwinter bis zum Frühjahr hingegen, wenn die Lage der Tiefdrucksysteme nahe der Packeisgrenze liegt, lassen sich Zusammenhänge erkennen. Beispielsweise ist an der Westseite von Zyklonen das Wachstum des

Meereises im Herbst am schnellsten, da neues Meereis ebenso wie polare Kaltluft nordwärts geführt wird (CAVALIERI UND PARKINSON 1981).

BUDD (1991) vergleicht die Modellergebnisse verschiedener Forschungsgruppen und kommt zu dem Schluß, daß eine Verringerung der Meereisausdehnung die Westwinde über den mittleren Breiten abschwächen und etwas nach Norden verlagern würde. Andererseits stehen zyklische Veränderungen des Druck- und Windfeldes im Südpazifik in direktem Zusammenhang mit den Schwankungen des SOI (TRENBERTH UND SHEA 1987). Auch die Meereisbedeckung zeigt eine Korrelation mit dem Southern Oscillation Index (SOI). Die Korrelation zwischen Meereis und SOI in einzelnen Teilbecken des polaren Ozeans ist höher als die Korrelation für die gesamten antarktischen Gewässer, wobei für die Teilbecken unterschiedliche Phasenverschiebungen auftreten (SIMMONDS UND JACKA 1995). Eine Veränderung der Meereisbedeckung könnte also Konsequenzen für die allgemeine Zirkulation weit über die Polarfront hinaus haben (BUDD 1991).

1.3 Zur Prognose weltweiten Klimawandels und den Auswirkungen des Wandels in der Antarktis

1.3.1 Prognosen globalen Klimawandels

Der Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) mit dem Titel 'Climate Change 1995 - The Science of Climate Change' (HOUGHTON ET AL. 1996) bewertet die bisherigen Erkenntnisse zu einem möglichen anthropogen ausgelösten Klimawandel. Als beste Schätzung wird ein Anstieg der globalen Mitteltemperatur von 1990 bis zum Jahre 2100 um $+2.0^{\circ}\text{C}$ angegeben. Damit einher geht ein Meeresspiegelanstieg von $+50$ cm durch thermische Ausdehnung der Wassersäule und erhöhte Schmelzwasserzufuhr von mit Schnee und Eis bedeckten Flächen. Die prognostizierte Änderung ist stärker als jede Klimaschwankung der letzten 10.000 Jahre. Die jüngste Modellgeneration integriert weitere anthropogen beeinflusste Größen wie den Strahlungsumsatz am Sulfataerosol, die Verringerung stratosphärischen Ozons und den Eintrag von Treibgas durch Düngung und Viehwirtschaft. Gegenüber dem letzten Klimabericht des IPCC (WIGLEY UND RAPER 1992) ergibt sich bezüglich eines globalen Temperaturanstieges ein etwas geringerer Erwärmungstrend.

Für den Zeitraum der letzten 100 Jahre geben HOUGHTON ET AL. (1996) einen Anstieg der globalen Temperatur um $+0.3^{\circ}\text{C}$ bis $+0.6^{\circ}\text{C}$ an (Abb. 1.3), und für den Meeresspiegelanstieg nennen die Autoren einen Wertebereich von $+10$ cm bis $+25$ cm. Der Anteil anthropogen induzierten Klimawandels an diesen Veränderungen kann nicht exakt angegeben werden, da das anthropogen induzierte Signal sich noch nicht eindeutig vom natürlichen Rauschen des Klimasystems trennen läßt. Das räumliche Muster der Veränderung läßt aber auf anthropogenen Einfluß schließen, da die beobachteten raumzeitlichen Muster mit den Vorhersagen der Klimamodelle bezüglich der Veränderungen bei einer Erhöhung der Treibhausgase übereinstimmen (HOUGHTON 1996). Die statistische Sicherheit der prognostizierten Veränderungen im Weltklimasystem ist für globale Mittelwerte größer als für Prognosen für einzelne Teilräume der Erde. Hierzu seien SANTER ET AL. (1996, S. 438) zitiert:

„Detection of an human-induced change in the Earth's climate will be an evolutionary process and not a revolutionary process. ... It is probable that it will emerge more and

more convincingly with time. It is probable that it will be discernible at the global scale first and only later at regional scales....Convincing contribution, however, is likely to come from the analysis of full spatial patterns of change: again, as an evolutionary process.“

Zur Verbesserung der Prognosen mahnen HOUGHTON ET AL. (1996) unter anderem Forschungsanstrengungen bei der Modellierung der Reaktion von Inlandeisen und Gletschern auf Klimaänderungen und eine bessere Modellierung der Kopplung von Prozessen an der Landoberfläche und in der unteren Atmosphäre an.

1.3.2 Ergebnisse und Implikationen der globalen Klimamodellierung für die hohen Breiten der Südhalbkugel

Auf den Aufbau und die Funktionsweise von gekoppelten GZM wird hier nicht im Detail eingegangen. Dem interessierten Leser seien hierfür die Publikationen von TRENBERTH (1996), CRACKNELL (1994), HOUGHTON ET AL. (1996) sowie HOUGHTON (1997) empfohlen. Eine detaillierte Analyse der Zuverlässigkeit und Überprüfbarkeit von GZM findet sich bei GATES ET AL. (1996). Einige Zusammenhänge und Aussagen bezüglich globaler und regionaler Klimamodellierung und Klimaprognose werden im Folgenden dargestellt.

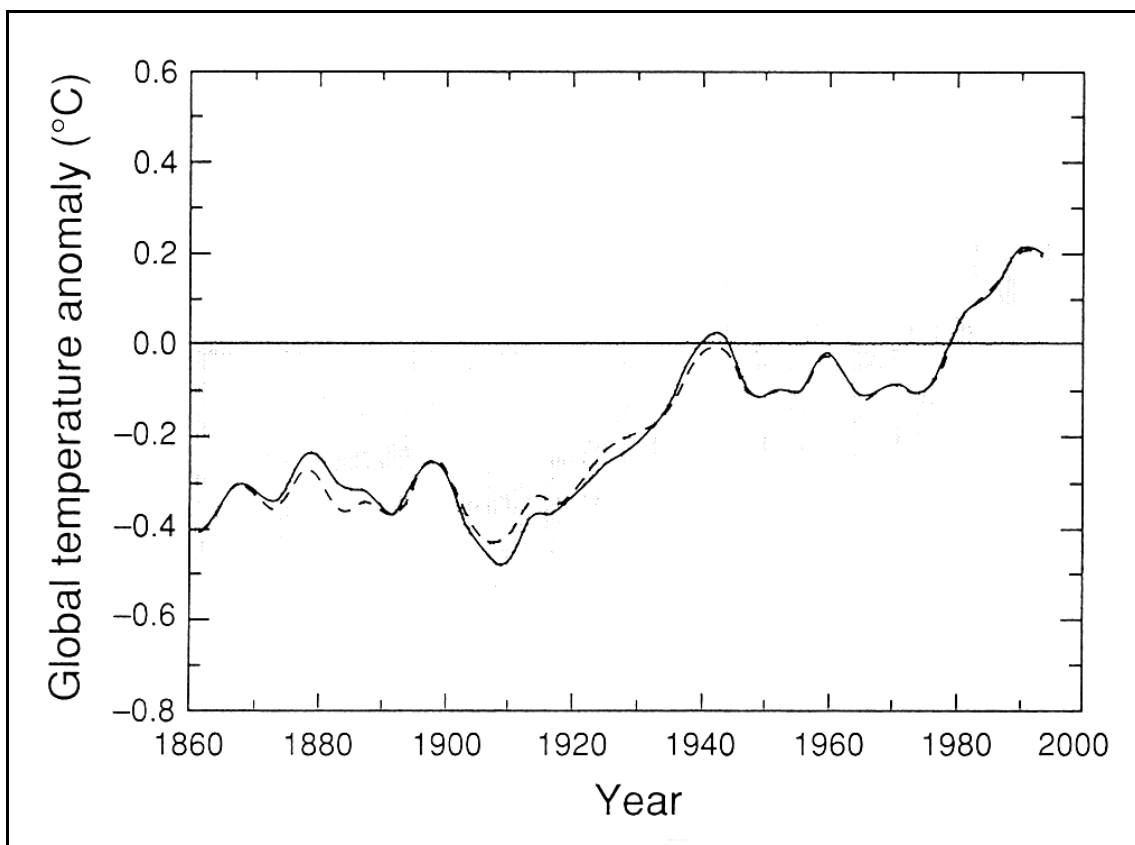


Abb. 1.3: Jahresmittelwerte der kombinierten Landoberflächen- und Meeresoberflächentemperaturen von 1861 bis 1994 im Vergleich zum Mittel von 1961 bis 1990 mit den Daten, die dem IPCC Report von 1995 zugrunde lagen (durchgezogene Linie). Die gestrichelte Linie zeigt das im IPCC Report 1992 veröffentlichte Ergebnis. Um Schwankungen innerhalb einer Dekade zu unterdrücken wurden beide Kurven gefiltert (aus: IPCC Report 1995, HOUGHTON 1996).

SIMMONDS (1990) analysiert die internationalen Anstrengungen bei der Entwicklung von GZM und die Qualität der Ergebnisse für die Antarktis. Er zieht den Schluß:

„It is suggested that the quality of the climates produced by most modern GCMs in many aspects cannot be said to be poor, especially considering the uncertainties in ‘observed’ climate.“

Er mahnt an, daß die Parametrisierung der Bewölkung und die Wechselwirkungen zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre verstärkt berücksichtigt werden müßten.

SCHLESINGER (1993) unternimmt den Vergleich von fünf Simulationen mit verschiedenen Klimamodellen. Es zeigt sich, daß der stärkste Temperaturanstieg bei allen Modellen für die höheren Breiten zwischen 60° und 80° auf der Südhalbkugel prognostiziert wird. Dabei ist die Erwärmung im Winter ausgeprägter als im Sommer. Das Maximum der Erwärmung im Sommer tritt bei allen fünf Simulationen im Bereich der antarktischen Küste auf. Die Werte liegen zwischen +8°C und +14°C (SCHLESINGER 1993, S. 174). Modelle der ersten Generation, die SCHLESINGER (1993) untersuchte, arbeiteten mit einer stufenweisen Erhöhung der Treibhausgase. Neuere Modelle sehen einen allmählichen Anstieg der Konzentration der Treibhausgase vor. Unter Berücksichtigung der Kopplung von Ozean und Atmosphäre führt dies zu einer deutlich geringeren Erwärmung in den subpolaren Breiten der Südhemisphäre, da die großen Wassermassen des südlichen Ozeans und der nördlich angrenzenden Ozeane den Anstieg der Lufttemperatur puffern (KING 1991). Erwärmungsbeträge der Lufttemperatur von 12 K im Winter bei 70° Süd bei einer Verdoppelung des CO₂-Gehaltes, wie sie WALTON UND MORRIS (1990) angeben, sind somit nicht zu erwarten.

GZM wurden in jüngster Zeit, vor allem durch den Einbau geeigneter Kopplungsmechanismen zwischen atmosphärischer und ozeanischer Zirkulation, entscheidend verbessert. CATTLE (1991) vergleicht beispielsweise zwei Modellierungen von WILSON UND MITCHELL (1987, zitiert in CATTLE 1991) und STOUFFER ET AL. (1989): Es zeigt sich, daß das ältere Modell den höchsten weltweiten Anstieg bei einer Verdopplung des CO₂-Gehaltes für die Arktis und für die Küstenbereiche des Antarktischen Kontinents errechnet. Das Modell von STOUFFER ET AL. (1989) hingegen ergibt nach Einbezug der Ozean-Atmosphären-Wechselwirkung, daß im Gegensatz zu den Darstellungen bei SCHLESINGER (1993) der geringste Anstieg der Jahresmitteltemperatur zwischen 60° Süd und 70° Süd mit lediglich 1 K bis 2 K in den nächsten 100 Jahren zu erwarten ist. CATTLE (1993) und STOUFFER (1989) führen aus, daß die Kopplung mit dem Ozean speziell im Bereich der antarktischen Küsten durch die Verringerung der Meereisausdehnung zur verringerten Produktion von absinkendem, kaltem Wasser führt, der Ozean also rasch wärmer wird, und dadurch die modellierte Erwärmung sich hier besonders drastisch gegenüber einem reinen Atmosphären-Modell verringert.

GENTHON (1993) vergleicht die Modellergebnisse von zwei GZM, dem Modell des Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS) und dem French Community Climate Model (FCCM). Beide Modelle zeigen zu tiefe Temperaturen im Bereich der antarktischen Küstenregionen vor allem im Winter. Für die Antarktische Halbinsel ergeben sich Abweichungen der Jahresmitteltemperatur zwischen +2 K und -8 K gegenüber den Stationsbeobachtungen, wobei eine hohe negative Abweichung im Bereich der Marguerite Bay zu finden ist, während die Mitteltemperaturen der beiden Referenzstationen im mittleren und nördlichen Teil der Halbinsel beim einen Modell um 5 K bzw. 2 K zu kalt und im anderen Modell um 1 K bzw. 2 K zu warm erscheinen. GENTHON (1993) schließt, daß keines der beiden untersuchten Modelle eine

zufriedenstellende Wiedergabe der Lufttemperatur errechnet. GENTHON (1993) vermutet, daß die hohen Gradienten im Bereich der Küste, welche aufgrund der schlechten räumlichen Auflösung der GZM nicht erfaßt werden, die Hauptfehlerquelle darstellen. Außerdem liegen für weite Teile der Antarktis grundlegende Beobachtungsdaten, wie z. B. für den Niederschlag, nicht mit ausreichender Genauigkeit vor (GENTHON 1994). GATES (1996) berechnet weltweit die mittlere Differenz zwischen modellierter Lufttemperatur aus 11 verschiedenen Modellen und Beobachtungsdaten. Regionen in Nordamerika und weite Teile der zentralen Antarktis weisen Abweichungen von über 8 K auf. Für die Antarktische Halbinsel ergeben sich Abweichungen zwischen 2 K und 4 K. Problematisch ist die Modellierung der Meereisbedeckung unter Vernachlässigung dynamischer bzw. advektiver Prozesse. Die Modellierung der Meereisbedeckung der Südhemisphäre für eine globale Atmosphäre mit doppeltem CO₂-Gehalt allein auf der Basis von thermodynamischen Formulierungen führt lediglich zu sogenannten Lösungen 'erster Ordnung' (HUNT ET AL. 1995) mit einer großen Spannbreite an Ergebnissen.

Die Auflösung der GZM ist zu grob, um Effekte im mesoskaligen Bereich, wie sie für die Antarktische Halbinsel anzunehmen sind, korrekt zu erfassen. Küstenlinien, Seen und hohe Einzelberge werden nur an den Gitterpunkten des Rechengitters erfaßt und nicht als Vektordaten in den GZM separat mitgeführt (HOUGHTON 1996). CATTLE (1991) führt aus, daß die Modellsimulation dort zu Schwierigkeiten führt, wo physikalische Prozesse auf Größenskalen ablaufen, die kleiner sind als die Maschenweite des Gitters, welches dem Modell zugrunde liegt. Bei einer Maschenweite von 2.5° Breite und 3.75° Länge, wie in CATTLE (1991) für das Modell des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) angegeben, wird beispielsweise die antarktische Halbinsel durch lediglich 4 Gitterpunkte repräsentiert. Regional klimatische Effekte werden deshalb kaum zur Geltung kommen können. Im Modell NCAR-CCM-1, dessen Modellergebnisse TZENG ET AL. (1993) mit aktuellen Daten des antarktischen Klimas vergleichen, fällt die Antarktische Halbinsel bei einer Gitterweite von 4,5° in Nordsüdrichtung und 7,5° in Ostwestrichtung nahezu vollständig der Generalisierung zum Opfer. Neuere Modelle wie z. B. das Modell ECHAM3 (WILD ET AL. 1995) mit einer Auflösung von 1,1° erlauben bereits regionale Analysen, wie WILD ET AL. (1995) am Beispiel Europas zeigen. Zunehmende Bedeutung erhalten in diesem Zusammenhang Regionale Klimamodelle (RKM), die bei höherer räumlicher und zeitlicher Auflösung an die GZM gekoppelt werden, so daß die die Ergebnisse der GZM als Randbedingungen und Startbedingungen des RKM vorgegeben werden (MCGREGOR 1997). Der Überblick, DEN MCGREGOR (1997) über die Anwendung und die Erfahrungen mit RKM gibt, zeigt, daß für den Bereich der Antarktischen Halbinsel bisher noch kein solcher Versuch unternommen wurde.

1.3.3 Konsequenzen aus dem IPCC-Report für die Antarktische Halbinsel

Abbildung 23 in HOUGHTON (1996) zeigt die regionale Verteilung der prognostizierten Erwärmung, wie sie sich aus den gemeinsamen Forschungsarbeiten im Rahmen des IPCC bis 1995 ergab. Die Prognose basiert auf Modellierungen mit gekoppelten GZM für den Zeitpunkt der Verdopplung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre und unter Berücksichtigung des Anstiegs der Aerosolkonzentration in der Atmosphäre. Die großen Wasserflächen von südlichem Pazifik und südlichem Atlantik treten als Gebiete relativ geringer Erwärmung mit Werten zwischen 0 K und +1 K hervor. Die Küstenregionen der Antarktis sind im Gegensatz zu früheren Modellierungen keine Gebiete besonders ausgeprägter Erwärmung. Lediglich die

Küste an der Ostseite der Weddellsee bildet eine Ausnahme mit einer prognostizierten Erwärmung zwischen +5 K und +6 K. Für die Antarktische Halbinsel zeigt die Abbildung im Norden nur eine geringe Erwärmung und im Süden Werte zwischen +1 K und +2 K. Dasselbe gilt für die Bellingshausensee. Diese Prognose steht, was die Antarktische Halbinsel betrifft, im Widerspruch zum bereits heute feststellbaren Klimawandel, wie er in Kapitel 5 ausführlich dargestellt wird. Betrachtet man andererseits den modellierten und den aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Wandel der mittleren Temperatur für den gesamten Globus einerseits für den Zeitraum zwischen 1955 und 1974, und andererseits zwischen 1975 bis 1994, ergibt sich ein völlig anderes Bild (HOUGHTON ET AL. 1996, S. 27 und S. 38): Die Modellsimulation zeichnet die antarktischen Küstenbereiche als die Regionen mit dem weltweit deutlichsten Klimawandel aus. Weddellsee und Amundsensee bilden Zentren positiver Anomalien. Auch für die nördliche Antarktische Halbinsel wird am Westrand des Erwärmungszentrums über der Weddellsee eine Erwärmung von über +4.0 K modelliert. Die weltweiten Beobachtungsdaten zeigen zwar für die Nordhemisphäre eine gute Übereinstimmung mit der Modellierung, jedoch tritt die antarktische Küste nicht als Region starker Erwärmung auf (HUNT ET AL. 1995). Das deutliche Zentrum der Erwärmung über Weddellsee und Amundsensee in den Modellierungen ist in den Beobachtungen überhaupt nicht erkennbar, wobei zu bedenken ist, daß fehlende Beobachtungsdaten einen Vergleich zum Teil gar nicht zulassen. Lediglich eine bescheidene Erwärmung im Bereich der Antarktischen Halbinsel mit Werten zwischen +0.5 K und +1 K paust sich in den Modellierungen durch.

1.3.4 Antarktis, Antarktische Halbinsel und globaler Klimawandel – Zusammenfassung

Aus den referierten Befunden lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Klimamodelle reproduzieren die aktuelle Temperaturverteilung der Antarktis unbefriedigend.
2. Klimamodellierung und die Beobachtung von Temperaturtrends über die letzten 50 Jahre zeigen keine gute Übereinstimmung für die Antarktis.
3. Die Frage, ob die Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen in der Antarktis an Mängeln bei den Modellierungen oder an den kurzen Zeitreihen und der geringen Stationsdichte oder an beidem liegt, kann nicht geklärt werden.
4. Die Antarktische Halbinsel mit ihrer relativ hohen Stationsdichte und relativ langen Zeitreihen weist im Vergleich mit anderen Teilen des Kontinentes die beste Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Modellierung auf.
5. Sind die Modellprognosen richtig, so muß sich in den nächsten Jahren oder Jahrzehnten der signifikante Temperaturanstieg im Bereich der Antarktischen Halbinsel fortsetzen. Andere Küstenabschnitte der Antarktis müssen ebenfalls eine signifikante Erwärmung zeigen. Langfristig hingegen muß sich der Trend den Prognosen zufolge abschwächen, und die Antarktische Halbinsel als Region mit überdurchschnittlicher Erwärmung in den Hintergrund treten.

Die hier gegebene Darstellung beschränkt sich auf die mittlere Lufttemperatur. Die Verteilung von Luftdruck, Niederschlag, Meereis und die mittlere saisonale Variation dieser Parameter müßten bei einer detaillierten Studie ebenfalls untersucht werden.

1.4 Wechselwirkung von Gletschern mit Klima- und Meeresspiegelschwankungen

1.4.1 Meeresspiegelschwankung und Massenbilanz glazialer Systeme - Überblick

Die Schätzungen verschiedener Autoren für den Beitrag von Gletschern zum beobachteten Meeresspiegelanstieg in den letzten 100 Jahren sind sehr unterschiedlich (MEIER 1990). Für den Beitrag des antarktischen und des grönländischen Eisschildes ist sogar das Vorzeichen des Beitrages umstritten (WARRICK ET AL. 1996). MEIER (1993) gibt einen umfassenden Überblick über die Unsicherheiten bei der Bestimmung der einzelnen Beiträge zum Meeresspiegelanstieg. Die Summe aus den verlässlichsten Schätzungen für die einzelnen Glieder erklärt lediglich ca. 25% des gemessenen Meeresspiegelanstiegs von 1.8 mm pro Jahr in den letzten 100 Jahren. Große Unsicherheit besteht bezüglich des Verhältnisses der Ablation von gegründetem Eis und der Ablation von Schelfeis in der Antarktis. Die Unsicherheit ist ebenso groß wie der Fehlbetrag in der Bilanz aller Beiträge zum beobachteten Meeresspiegelanstieg (JACOBS ET AL. 1992). MEIER (1993, S. 155) faßt zusammen:

„Therefore we conclude that a serious problem in understanding remains. Particularly suspect are the estimates of the Greenland and Antarctic mass balances.“

Unter vielen anderen Punkten fordert MEIER (1984) auch weitere Modellierungen und mehr Messungen zur Massenbilanz subpolarer Gletscher.

1.4.2 Massenbilanz des antarktischen und grönländischen Inlandeises

Die geschätzte Jahresakkumulation der Antarktis von ca. 2100 GT pro Jahr ist einer Veränderung des Meeresspiegels um 6 mm pro Jahr äquivalent (BUDD UND SIMMONDS 1991). BUDD (1991) leitet ab, daß die momentane Massenbilanz der Antarktis eher etwas positiv ist und keinen Beitrag zum beobachteten Anstieg des Meeresspiegels leistet. JACOBS ET AL. (1992) hingegen nennen einen Wert von -469 ± 639 GT für die jährliche Massenbilanz. PATERSON (1993) schätzt den Beitrag der Antarktis als Residuum aller Faktoren, die zum Meeresspiegelanstieg beitragen auf $+0.65 \pm 0.61$ mm pro Jahr. Die Angaben zur aktuellen Massenbilanz des antarktischen Inlandeises reichen von -350 GT/Jahr bis zu $+400$ GT/Jahr. Für die Massenbilanz des grönländischen Inlandeises finden sich Angaben zwischen -110 GT/Jahr und $+12.6$ GT/Jahr (WARRICK ET AL. 1996). Aus einer Energiebilanzmodellierung leitet OERLEMANS (1991) ab, daß eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um 1 K zu einem Anstieg des Weltmeeresspiegels durch erhöhte Ablation des grönländischen Inlandeises um 0.27 mm pro Jahr führen würde. Aufgrund der Größe von antarktischem und grönländischem Inlandeis können bereits kleine Veränderungen gewaltigen Einfluß auf die Entwicklung des Meeresspiegels haben, womit diese beiden Inlandeismassen die bedeutendsten Quellen von Unsicherheit bezüglich der Entwicklung des Meeresspiegels in der Zukunft darstellen (WARRICK ET AL. 1996, S. 396 f.).

Bei einem Anstieg der Lufttemperatur um 4 K im Bereich der antarktischen Küsten ermittelt BUDD (1991) einen Zuwachs an Feuchtigkeit in der Troposphäre des Raumes von 30%, welcher als zusätzliche Akkumulation über der Antarktis zu einer Reduktion des Meeresspiegels um ca. +0.2 mm pro Jahr führte. Eine signifikante positive Änderung des Meeresspiegels durch Ausfließen antarktischen Inlandeises erwartet BUDD (1991), abgeleitet aus Überlegungen zur Dynamik des Eispanzers, nicht eher als 100 Jahre nach dem Abschmelzen aller Eisschelfe. WARRICK ET AL. (1996, S. 379) faßt den Kenntnisstand so zusammen: Der grönländische Eisschild würde bei einer Erwärmung der Atmosphäre um 1°C mit 0.3 mm/Jahr zum Meeresspiegelanstieg beitragen. Die zusätzliche Akkumulation auf dem antarktischen Eisschild würde gleichzeitig zu einem negativen Beitrag von ca. -0,3 mm/Jahr führen.

1.4.3 Globale Betrachtung der Massenbilanz von Gletschern und kleinen Eiskappen

Nur ca. 0.54 % der Landeismasse sind in kleinen Eisdecken und alpinen Gletschern gebunden (SHUMSKY ET AL. 1964, zitiert in KUHN (1993)), wobei kleine Gletscher der Antarktis unberücksichtigt bleiben. WARRICK ET AL. (1996) zeigen die Lokationen von kleinen Gletschern weltweit (Abb. 1.4). Den Beitrag dieser Gletscher zur Veränderung des Meeresspiegels geben WARRICK ET AL. (1996) mit 0.35 mm/Jahr in den letzten 100 Jahren an. Die bei WARRICK ET AL. (1996) zitierten Angaben verschiedener Autoren reichen dabei von 0.18 mm/Jahr bis 0.46 mm/Jahr. Für den Zeitraum von 1985 bis 1993 erhält man einen Wert von ca. 0,6 mm/Jahr. KUHN (1993) gibt an, daß der Anteil der 'kleinen Gletscher' am

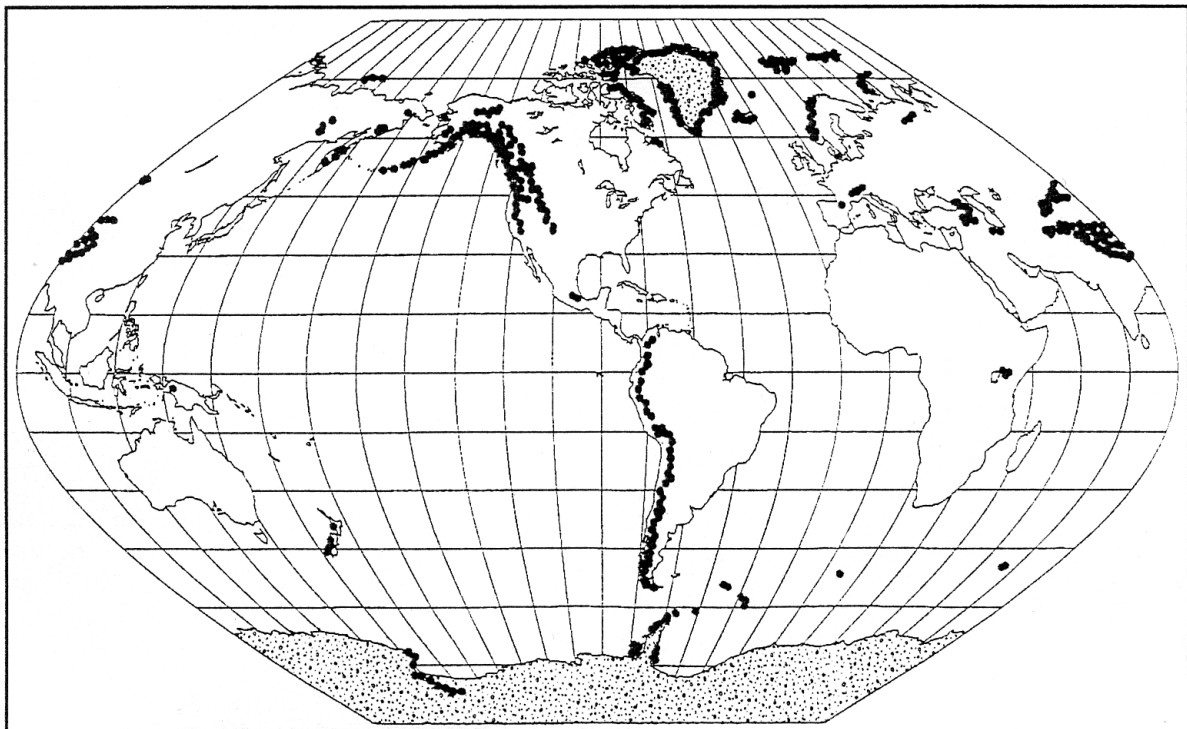


Abb. 1.4: Weltweite Verteilung von Gletschern (schwarze Punkte) und Inlandeisen (gerasterte Flächen). Ein einzelner Punkt kann einen oder viele einzelne Gletscher repräsentieren. Viele Gletscher am Rande des antarktischen Inlandeises sind aufgrund mangelnder Information weglassen (aus: WARRICK ET AL. 1996, S.370).

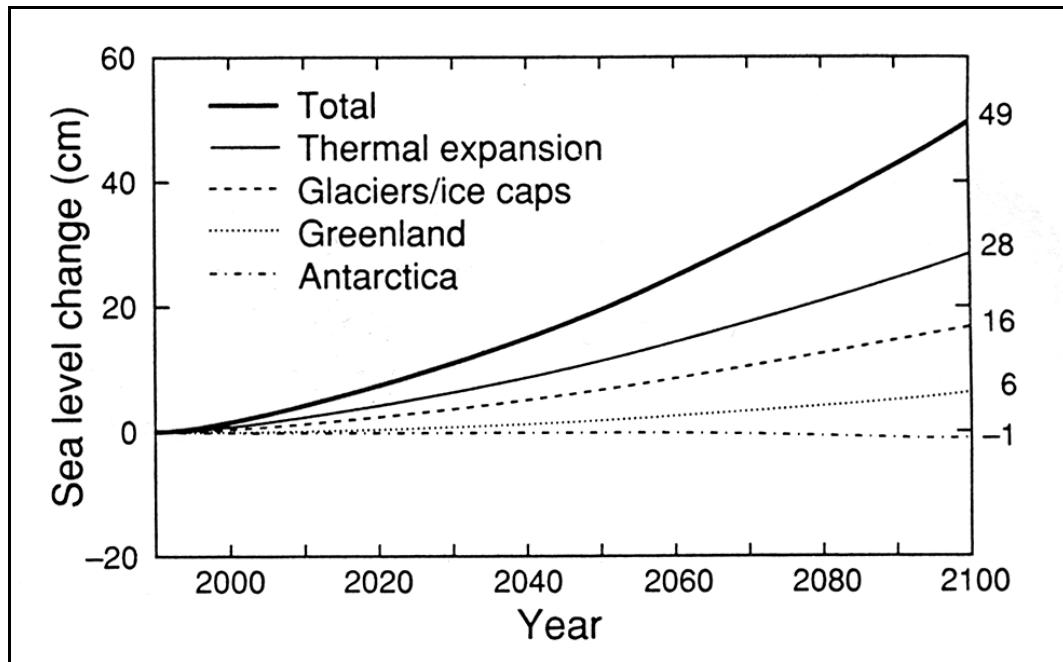


Abb. 1.5: Prognostizierte Beiträge zur weltweiten Veränderung des Meeresspiegels zwischen 1990 und 2100 nach dem Szenario IS92a des IPCC-Report 1995 (aus WARRICK ET AL. 1996, S. 384).

gesamten beobachteten Anstieg des Meeresspiegels in den letzten 100 Jahren ungefähr $5 \text{ cm} \pm 2,5 \text{ cm}$ beträgt. WIGLEY UND RAPER (1995) bestimmen mit einem neueren Verfahren, welches die Höhenverteilung der vergletscherten Flächen in den einzelnen Regionen berücksichtigt, für den gleichen Zeitraum einen Bereich von 1,6 cm bis 5,8 cm Meeresspiegelanstieg. Schätzungen für die Zukunft sind weit weniger genau und reichen von 9 cm bis 30 cm (MEIER 1984, KUHN 1993) in den nächsten 100 Jahren. WIGLEY UND RAPER (1995) erhalten 12 cm bis 19 cm bei einer Erwärmung von +2 K im globalen Mittel. Dies entspricht einem Anstieg des Meeresspiegels von 1.2 mm/Jahr bis 1.9 mm/Jahr. OERLEMANS UND FORTUIN (1992) schätzen mittels eines statistischen Verfahrens die Reaktion kleiner Gletscher auf eine Erwärmung um 1 K ab, indem sie die Abhängigkeit der Massenbilanz von einer Temperaturerhöhung für zwölf ausgewählte Gletscher in verschiedenen Regionen auf die gesamte Vergletscherung der jeweiligen Region extrapolieren. Sie nennen einen Wert von 0.58 mm pro Jahr Meeresspiegelanstieg als Folge der Zufuhr von Schmelzwasser aus kleinen Gletschern bei einer Erwärmung um ein Grad über 100 Jahre.

Die Gründe für die große Spannbreite der Angaben sind vielfältig. Aus vielen Teilen der Erde liegen nur spärliche Informationen zur Massenbilanz und zum dynamischen Verhalten der kleinen Gletscher vor. Spärlich untersuchte Regionen sind u.a. der Golf von Alaska und Patagonien. Von den Gletschern der Antarktischen Halbinsel liegen keinerlei langfristige Erhebungen vor. Modelle zur weltweiten Abschätzung der Massenbilanz kleiner Gletscher vernachlässigen z. T. die kleinen Gletscher Anarktikas und Grönlands vollständig (WARRICK ET AL. 1996, S. 373). Abbildung 1.5 zeigt den prognostizierten Anstieg des Meeresspiegels bis zum Jahre 2100 und die beteiligten Prozesse. Der Abbau kleiner Gletscher weltweit ist demnach zu ungefähr einem Drittel für den Meeresspiegelanstieg verantwortlich. Die Frage ob in Abbildung 1.5 der Beitrag der kleinen Gletscher der Antarktis und Grönlands integriert ist, konnte nicht geklärt werden.

1.4.4 Reaktionszeit von Gletschern auf ‘climate forcing’

Bei der Untersuchung der Reaktion von kleinräumigen glazialen Systemen auf externe Veränderungen sind die unterschiedlichen Zeitskalen im Hinblick auf die Anpassung der Kryosphäre an atmosphärische Schwankungen zu bedenken. Gletscher sind in der Regel aufgrund der langsamen Anpassung und aufgrund der sich ständig wandelnden Atmosphäre über den Gletschern nicht in einem Gleichgewichtszustand (TRENBERTH 1996). Die Reaktionsweise und die zeitliche Verzögerung der Reaktion hängen in komplizierter Weise vom Gefälle, der Länge und der Bewegungsart des Gletschers ab (RAYMOND 1980). Er führt aus, daß Vorstoß und Rückzug verschiedener Gletscher asynchron verlaufen können, obwohl sie auf die gleichen Klimaschwankungen reagieren. KUHN (1981) führt die Prozesse, die unterschiedliche Reaktionszeiten bedingen zurück auf

- einjährige Schwankungen der Gleichgewichtslinie und der Schneedeckeneigenschaften ohne Zeitverzug,
- mittelfristige Schwankungen, die mit einer ein bis hundertjährigen Phasenverschiebung zur Änderung der Fließdynamik und der GletschergöÙe führen und
- langfristige Anpassungen in der Größenordnung der Verweildauer des Eises im Gletscher, die er auf 100 bis 1000 Jahre für kleinere Gletscher veranschlagt.

PATERSON (1994) nennt für kleine Gletscher mit 150 bis 300 m Eismächtigkeit in gemäßigttem maritimem Klima eine Reaktionszeit von 15 bis 60 Jahren bezüglich Klimaschwankungen. Für Eiskappen in Kanada mit einer Mächtigkeit von 500 bis 1000 m gibt er eine Reaktionszeit von 250 bis 1000 Jahren an. Die größeren Talgletscher an der Westseite der Antarktischen Halbinsel liegen, was Größe, Schmelzraten und Eismächtigkeit betrifft, zwischen diesen beiden Kategorien. Reaktionszeiten zwischen 50 und 150 Jahren sind sicherlich realistisch. Ableiten kann man die Reaktionszeit nach einer einfachen Beziehung aus dem Quotienten von maximaler Eismächtigkeit und jährlicher Schmelzrate an der Gletscherzunge (JÓHANNESON ET AL. 1989). Die Rechnung kann für die Talgletscher der Marguerite Bay nicht durchgeführt werden, da fast alle diese Gletscher ins Meer kalben, und somit die Ablation am Zungenende nicht bekannt ist. Unter der Annahme, daß Fließverhalten und GletscherauÙmaÙe sich annähernd an einen neuen mittleren klimatischen Zustand angepaÙt haben, wenn eine Störung des Fließgleichgewichtes im Zug der Gletscherbewegung von der Gletschermitte bis zur Eisfront weitergegeben wurde, ergibt sich als Überschlagsrechnung für die Reaktionszeit (τ_m) der Quotient aus halber Gletscherlänge (l) und mittlerer Fließgeschwindigkeit (v_m):

$$\tau_m = \frac{l}{2v_m} \quad (1.1)$$

Zur selben Näherung für die Reaktionszeit kommt man, wenn man von der mathematischen Formulierung der Diffusion einer kinematischen Welle entlang eines Gletschers ausgeht (PATERSON 1994, S. 331). Für die im Mittelpunkt dieser Untersuchung stehenden Gletscher erhält man bei einer Fließgeschwindigkeit von etwa 150 m pro Jahr und einer Gletscherlänge von 25 km am Northeast-Gletscher eine Reaktionszeit von 85 Jahren. Der McClary-Gletscher reagiert, mit ca. 12 km Länge und 100 m Fließgeschwindigkeit pro Jahr, an seiner Eisfront demnach bereits nach 60 Jahren.

Diese Betrachtungen sind unvollständig, da die Reaktion an der Eisfront maßgeblich vom Kalbungsverhalten und somit von Meeresspiegelschwankungen beeinflusst wird. Zudem treten die klimatischen Veränderungen nicht als singuläre Ereignisse auf, sondern müssen als ein kontinuierliches Signal angesehen werden. Die raumzeitliche Ausbreitung des klimatischen Signals im Gletscher führt zur Dissipation entlang des Gletschers. Es wird also über den Gletscher 'verschmiert' und durch vorhergehende und nachfolgende Signale so überlagert, daß keine eindeutige Zuordnung zwischen Klimaschwankungen und Gletscherverhalten mehr möglich ist. Mit anderen Worten: Bei Klimaschwankungen und Reaktionszeiten in gleicher Größenordnung wird das Signal-zu-Rausch-Verhältnis im zeitlichen Verlauf so gering, daß keine eindeutigen Rückschlüsse gezogen werden können. Die Schwankungen der Gletscherzunge repräsentieren ein gewichtetes Mittel über die Klimate der Vergangenheit über einen Zeitraum, der so weit zurückreicht, daß keine weitere 'Erinnerung' an noch weiter zurückliegende Klimate im Eis gespeichert ist (JÓHAESSON ET AL. 1989). WARRICK ET AL. (1996) stellen hierzu fest, daß die meisten Gletscher dieser Erde mindestens seit der kleinen Eiszeit nicht mehr im Fließgleichgewicht sind. Daraus ergibt sich ein Randwertproblem für die mathematische Behandlung des Einflusses von Klimaschwankungen auf die Fließdynamik, da ohne Kenntnis der Gleichgewichtssituation die Startbedingungen einer Modellierung nicht angegeben werden können (WARRICK ET AL. 1996).

Für die Reaktionszeit der Eisdecke auf dem Plateau der antarktischen Halbinsel im Hinblick auf Klimawandel geben PAREN ET AL. (1993) einen Wert von 1000 Jahren an.

1.4.5 Bedeutung der Massenbilanz der Antarktischen Halbinsel

Im Hinblick auf die Besonderheit von kleinen Gletschern am Rande der Antarktis stellt WELLER (1992) die These auf, daß diese rasch auf einen Klimawandel reagieren werden und deshalb sehr geeignet sind, kurz- bis mittelfristige Änderungen aufzuzeigen. Viele Darstellungen der Massenbilanz der gesamten Antarktis (z. B. GIOVINETTO UND BENTLEY 1985) sparen den nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel aus, da die komplizierte und kleinräumige Topographie keine einfache großflächige Parametrisierung zuläßt. Die Antarktische Halbinsel erhält aber, verglichen mit der gesamten Antarktis, mit 23% überproportional viel Niederschlag im Vergleich zum Flächenanteil von nur 7% (DREWRY UND MORRIS 1992).

DREWRY UND MORRIS (1992) schätzen den Beitrag der Antarktischen Halbinsel zum Anstieg des Meeresspiegels auf ca. 0.5 mm in den nächsten 40 Jahren bei einer Steigerung der Jahresmitteltemperatur um 2 K in diesem Zeitraum. Bezüglich aller Gebiete entlang der Antarktischen Halbinsel mit Jahresmitteltemperaturen höher als -11°C geben sie einen Beitrag von $0.012 \text{ mm}/(\text{Jahr} \cdot \text{Kelvin})$ an. Dies entspricht einem Beitrag von 1.0 mm in 40 Jahren. Diese Abschätzung ist sehr grob und geht lediglich von einem Beitrag von $0.25 \text{ m}/(\text{Jahr} \cdot \text{Kelvin})$ an zusätzlicher Ablation im Flächenmittel aus. Ihre Modellrechnungen zeigen allerdings, daß aufgrund steigender Akkumulationsraten die Plateauvereisung -0.5 mm zur Veränderung des Meeresspiegels für den betrachteten Zeitraum beiträgt. Der Beitrag der Antarktischen Halbinsel zur Veränderung des Meeresspiegels wird also durch kleine Gletscher mit beträchtlicher Ablation in niederen Lagen dominiert. Eine genauere Kenntnis solcher glazialen Systeme ist also wünschenswert, um die Abschätzungen der Massenbilanz im Hinblick auf globalen Klimawandel zu konkretisieren. Dabei ist zu bedenken, daß die

Ablation kleiner Gletscher von der sommerlichen Energiebilanz dominiert wird, während der Beitrag der Plateauvereisung von der Akkumulationsrate bestimmt wird. Andere Szenarien, wie das bei DREWRY UND MORRIS (1992) zugrunde gelegte, führen zu anderen Prognosen; (siehe dazu die Diskussionsbeiträge im Anhang der Veröffentlichung, DREWRY UND MORRIS 1992, S. 42). PAREN ET AL. (1993) führen aus, daß der Beitrag der Antarktischen Halbinsel zu einer Veränderung des Meeresspiegels bei einem Anstieg der Akkumulationsrate um 50% ohne Veränderung der Eisverlustrate bei -0.3 mm/Jahr liege. Bei konstanter Akkumulationsrate aber einer Zunahme der Eisverlustrate um 50% über die nächsten 100 Jahre berechnen sie einen Beitrag der Antarktischen Halbinsel von 0.15 mm/Jahr zum Meeresspiegelanstieg.

1.5 Zusammenfassung von Kapitel 1

Die wichtigsten Erkenntnisse aus dem in Kapitel 1 gegebenen Literaturüberblick sind hier nochmals thesenhaft zusammengefaßt:

- Die Klimate der Antarktis stehen in enger und vielfältiger Wechselwirkung mit dem allgemeinen Zirkulationssystem der Erde.
- Der prognostizierte Klimawandel wird Auswirkungen für die Antarktis haben und es wird spezielle Rückkopplungen mit den niederen Breiten geben.
- Die Art und Intensität der Auswirkungen prognostizierten Klimawandels für den Raum der Antarktischen Halbinsel ist noch unklar.
- Kleine Gletscher weltweit liefern einen wichtigen Beitrag zur weltweiten Entwicklung des Meeresspiegels
- Die Reaktionsweisen und die Reaktionszeiten kleiner Gletscher müssen bei der Abschätzung ihrer Bedeutung als Systemkomponenten bzw. Klimazeugen bedacht werden.
- Der Beitrag der kleinen Gletscher der Antarktischen Halbinsel zum weltweiten Anstieg des Meeresspiegels kann derzeit nicht mit ausreichender Sicherheit angegeben werden.

2 DIE SCHNEEBEDECKUNG AUF GLETSCHERN

2.1 Die Schneedecke - Einführung und Stand der Forschung

Die Schneedecke trennt das darunter liegende Gletschereis von der Atmosphäre. Da alle vertikalen Massen- und Energieaustauschprozesse zwischen Gletscher und Atmosphäre die Schneedecke entweder durchdringen oder in der Schneedecke selbst stattfinden, ist diese für das Lokalklima und den oberflächlichen Massenhaushalt des Gletschers von entscheidender Bedeutung. Oberhalb der Schneelinie ist die Schneedecke ein ganzjähriges Phänomen, während sie in der Ablationszone eines Gletschers nur für bestimmte Zeiträume im Jahr auftritt. Die Schneedecke stellt ein Archiv des Wettergeschehens dar, da atmosphärische Einflüsse wie Niederschläge, Schmelz-Gefrierzyklen oder Starkwindereignisse Veränderungen in der Schneedecke hinterlassen, die am inneren Aufbau, an der Oberflächenbeschaffenheit und an der Art der Schneekristalle zu erkennen sind. Die Mächtigkeit und Dichte der jährlichen Schneedecke determiniert die Massenbilanz des Gletschers an seiner Oberfläche. Im Gegensatz zur großen zeitlichen Verzögerung der Reaktion von Gletschern auf Klimaveränderungen (→ Kapitel 1.4.4) ist die Schneedecke den atmosphärischen Bedingungen direkt ausgesetzt und, das Witterungsgeschehen bildet sich ohne nennenswerten zeitlichen Verzug ab.

Umfassende Darstellungen der Bedeutung und der Eigenschaften der Schneedecke werden bei US ARMY CORPS OF ENGINEERS (1956), WILHELM (1975), MALE (1980), GRAY (1981) und PATERSON (1994) gegeben. Eine Zusammenfassung physikalischer Schneemodelle gibt MORRIS (1991). Sie unterscheidet Ansätze, die die Schneedecke als Mischung aus flüssigem Wasser, Wasserdampf, Eiskristallen und Luft ansehen (Mischungstheorie), von Ansätzen, die die atmosphärischen Randbedingungen, bzw. den Austausch von Impuls, Masse und Energie mit der Atmosphäre in das Zentrum der Betrachtung stellen.

Die mathematischen Formulierungen der Mischungstheorie betrachten die Phasenübergänge und die Energie- und Massenerhaltung im Schneepaket (COLBECK 1972, WANKIEWICZ 1978a, 1978b, MORRIS 1987, NEEMAN ET AL. 1988, COLBECK 1989, MORRIS 1990, MORLAND ET AL. 1990, ILLANGASEKARE ET AL. 1990, JORDAN 1991, MORRIS ET AL. 1994, TSENG UND ILLANGASEKARE 1994, GRAY ET AL. 1995, PFEFFER UND HUMPHREY 1996, MORRIS ET AL. 1997, STURM UND BENSON 1997).

Der Energieumsatz an der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Schneedecke ist Gegenstand vieler Arbeiten. Zusammenfassende Darlegungen der physikalischen Prozesse erhält man unter anderem bei KRAUS (1975), ANDERSON (1976), KUHN (1984), MALE UND GRANGER (1981) und MORRIS (1991).

STÜVE (1988) ermittelt die Schneesmelze eines Einzugsgebietes in Skandinavien aus einer Energiebilanzmodellierung und einfachen Parametrisierungen der Schneedecke. Eindimensionale Energie-Massenbilanzmodelle werden von SIEMER (1988) und JORDAN (1991) präsentiert. Ein kombiniertes Schneedecken-Atmosphärenmodell auf der Grundlage physikalischer Parametrisierungen für die flächenhafte Anwendung stellen BRUN ET AL. (1989) und BRUN ET AL. (1994) vor. Überprüft wird das Modell mittels Lysimeter-Messungen für eine Lokation und mittels Abflußmessungen für ein gesamtes Einzugsgebiet in den französischen Alpen. Weitere physikalische kombinierte Atmosphären-Schneedecken-Modelle werden bei BADER UND WEILENMANN (1992) und ARNOLD ET AL. (1996) beschrieben. Neben dem Austausch von turbulenter Wärme und Strahlungsenergie mit der

Atmosphäre werden auch die Temperaturverteilung und die Phasenübergänge in der Schneedecke berechnet. Die erwähnten Modelle zeichnen sich durch großen numerischen Aufwand und aufwendige mathematische Formulierung aus.

Für operationelle oder flächenhafte Modelle, bei denen nur wenige Eingangsgrößen verfügbar sind, werden häufig 'effektive' Parameter eingesetzt, die die komplizierte physikalische Modellierung substituieren. Solche Verfahren führen zu der Schwierigkeit, daß Systemfehler oftmals nicht erkennbar sind, da sie durch Kalibrierungsmöglichkeiten im Modell nicht zu Tage treten (MORRIS 1991, S. 108). Modelle, die räumlich differenzierte Datensätze erzeugen, integrieren häufig fernerkundliche Datensätze zur Abschätzung der Ausdehnung oder des Zustandes von Schnee- und Eisflächen (CLINE 1992, GRATTON ET AL. 1993, SEIDEL UND MARTINEC 1993, BAUMGARTNER UND APFL 1994a, 1994b, MARTINEC UND RANGO 1995, SCHNEIDER ET AL. 1996). Auch Radardaten aktiver Sensoren wie z.B. des ERS werden zur Abgrenzung der Schneeausdehnung in Einzugsgebieten eingesetzt (HAEFNER ET AL. 1993a, 1993b, ROTT UND NAGLER 1995). Strahlungsflüsse können mit Hilfe der spektralen Charakteristika der Schneedecke durch den Einsatz von Mikrowellen-, thermaler und optischer Fernerkundungssensoren regionalisiert werden (HALL ET AL. 1988, HALL ET AL. 1989, PARLOW UND SCHERER 1991, DUGUAY 1993, CUTLER UND MUNRO 1996, GUNERIUSSEN 1995). Insbesondere die Ableitung der Albedo aus optischen Aufnahmen des Systems Landsat TM verdient Beachtung (DOZIER 1989, ROBINSON ET AL. 1992, KOELMEIJER ET AL. 1993).

Im weiteren Verlauf des Kapitels werden die Prozesse und Zusammenhänge näher ausgeführt, die für diese Arbeit von zentraler Bedeutung sind. Neben der allgemeinen Rolle des Schnees in der Klimatologie (Kapitel 2.2) sind drei weitere Aspekte zu betrachten:

- Die Ergebnisse der Geländearbeiten werden in Bezug gesetzt zu den Aufnahmen eines abbildenden aktiven Radarsatelliten im Hinblick auf den Zustand der Schneedecke. Zur Interpretation der Schneedecke der Radarbilder ist die Unterscheidung von Schneezonen auf einem Gletscher von großer Bedeutung (SAURER ET AL. 1998). Die theoretische Fundierung dieses Zusammenhanges wird in Kapitel 2.3 im Hinblick auf die Schneedeckentypen und in Kapitel 4 im Hinblick auf die fernerkundliche Erfassung gegeben.
- Auf der Basis meteorologischer Messungen in der bodennahen Luftschicht wird der vertikale Austausch von Energie zwischen der Schneedecke und der unteren Atmosphäre betrachtet. Die Darstellung der hierbei wesentlichen Prozesse wird in Kapitel 2.4 gegeben.
- Die mikrometeorologische Modellierung wird mit dem oberflächennahen Massenhaushalt der Schneedecke verglichen, ohne daß eine aufwendige Modellierung der Prozesse in der Schneedecke unternommen wird. AKAN (1984) zeigt, daß die Tagesschwankungen der Lufttemperatur während der Frühjahrsschmelze die saisonale Schneedecke bis in große Tiefe beeinflussen, und der Abfluß aus der Schneedecke u. a. davon gesteuert wird. Die Tatsache, daß Tagesschwankungen der Lufttemperatur im Hochsommer der hohen Breiten in Relation zum mehrtägigen Witterungsverlauf wenig Bedeutung haben, erlaubt es, in dieser Arbeit bei der Modellierung der Schneeschmelze auf ein Schneedeckenmodell zu verzichten. Die Größen des Massenhaushaltes der Schneedecke werden in Kapitel 2.5 näher erläutert.

2.2 Die Rolle des Schnees in der Klimatologie

Einen Überblick über die Rolle der Schneedecke in der Klimatologie gibt KUKLA (1981). Die Schneeakkumulation und die Schneebedeckung wird vom Klima determiniert und dies führt wiederum zu spezifischen Rückkopplungen. Die Rückkopplungen beruhen auf den physikalischen Eigenschaften der Schneedecke. Hierzu zählen die hohe Albedo schneebedeckter Flächen gegenüber anderen Oberflächen und die Dämpfung von Temperaturschwankungen durch die Freigabe oder den Verbrauch von Schmelzenergie (TRENBERTH 1996, KUHN 1983). Die geringe Wärmeleitfähigkeit des Schnees schützt zudem den Untergrund vor kurzzeitigen Temperaturschwankungen. Langanhaltende Schneebedeckung im Sommer erniedrigt die mittlere Lufttemperatur gegenüber aperen Flächen, da die Oberflächentemperatur der Schneedecke auch bei positiver Lufttemperatur nicht über 0°C steigen kann. Damit ist auch als maximaler Wasserdampfdruck 6.1 hPa an der Oberfläche von Schnee und Eis vorgegeben, da dies 100% gesättigter Luft bei 0°C entspricht. Dies kann bei positiven Lufttemperaturen im Sommer mikroklimatologisch zur Verringerung der mittleren absoluten Luftfeuchte führen (KUKLA 1981). Andererseits kann die Schneefläche auch als Verdunstungsfläche zur Erhöhung der Luftfeuchte beitragen. Der Abbau und Umbau der Schneefläche vollzieht sich in Abhängigkeit von den atmosphärischen Größen und vom Einfluß des Untergrundes. KUKLA (1981) nennt im Hinblick auf die Einstrahlung in die Schneedecke als Einflußgrößen die Strahlung im sichtbaren Licht, im nahen Infrarot und die langwellige Einstrahlung, sowie die Höhe der Sonne über dem Horizont. Fühlbare Wärme, Bodenwärmestrom, atmosphärischer Wasserdampf und Niederschlag sind weitere Einflußgrößen.

Mit GZM kann die großräumige Veränderung der atmosphärischen Zirkulation bei veränderter Ausdehnung der weltweiten Schneedecke untersucht werden (WILLIAMS 1975). Allerdings müssen die vielseitigen Wechselwirkungen zwischen Schneedecke und Atmosphäre, wie sie bereits angedeutet wurden, möglichst genau parametrisiert werden (KUKLA 1983). Darüber hinaus kann die Beobachtung der Änderung der Schneeakkumulation als einer der 'Fingerabdrücke' bei einer Strategie zur Entdeckung eines CO_2 -induzierten Klimawandels dienen (SCHLESINGER 1993). LOH (1995, S. 24) faßt die Rolle der Schneedecke zur Beobachtung von Klimavariabilität so zusammen:

„Schneedecken sind als Indikatoren für Klimaänderungen sehr gut geeignet, da sie kurzfristige Fluktuationen über Monate aufsummieren und im Vergleich zum Niederschlag ein wesentlich höheres Signal-zu-Rausch-Verhältnis besitzen. Sie sind dadurch zum Auffinden von Klimasignalen im interannuellen und Dekadenbereich anwendbar.“

KUHN (1981) errechnet für die Schwankungen der Schneezonen auf alpinen Gletschern eine Verschiebung der Gleichgewichtslinie um 100 m nach oben bei einem Anstieg der mittleren Jahrestemperatur von 0.7 K. Diese Verschiebung erhielte man ebenfalls bei einem Rückgang der Akkumulation um 400 kg/m^2 oder einem Anstieg der Strahlungsbilanz um 15 W/m^2 . Auch wenn die Verhältnisse an der Westseite der Antarktischen Halbinsel anders sind als für alpine Gletscher, so kann doch geschlossen werden, daß Schwankungen der mittleren Lufttemperatur, der Strahlungsverhältnisse und des Niederschlagsregimes im Untersuchungsraum sich in einer vertikalen Verschiebung von Schneezonen direkt und signifikant bemerkbar machen müssen.

2.3 Schneezonen auf Gletschern

PATERSON (1994) teilt die Schneebedeckung in folgende Zonen ein (Abb. 2.1): Die höchsten Bereiche des Gletschers werden durch die Trockenschneezone eingenommen, die nie Temperaturen von über 0°C ausgesetzt ist. Hier findet keine Schmelzmetamorphose statt. Nach unten schließt sich die Perkolationszone an, die zeitweise Schmelzprozesse erleidet. Das Schmelzwasser perkoliert in der Schneedecke und gefriert an anderer Stelle oder nach Absinken der Lufttemperatur. Durch die Schmelz-Gefrierzyklen wird die Schneedecke stärker verdichtet und weist größere Körner auf als in der Trockenschneezone. Die daran anschließende Naßschneezone wird dadurch definiert, daß am Ende des Sommers die gesamte Schneedecke des Jahres auf eine Temperatur von 0°C angewärmt wurde. Gletscherabwärts wird die Schneemächtigkeit am Ende des Sommers durch die Ablation immer geringer, bis an der Schneelinie das Gletschereis zu Tage tritt. Zwischen apermem Gletscher und Naßschneezone ist oftmals eine Zone 'aufgesetzten' Eises ('superimposed ice') erkennbar. Dieses entsteht durch kompaktes Gefrieren von Schmelzwasser aus der Naßschneezone. Die hier beschriebene Einteilung bezieht sich auf Schneezonen, die sich allmählich räumlich verschieben können. Die Abgrenzungen beziehen sich aber auf die Summe der Witterungsabläufe eines gesamten Gletscherjahres. Bei der Interpretation der Fernerkundungsdaten im Hinblick auf Schneezonen muß deshalb zwischen Prozessen, die mittelfristig zeitlich invariant sind, und kurzfristigen Veränderungen unterschieden werden. Während die Trockenschneelinie mindestens für den Zeitraum eines Jahres stabil ist, unterliegt der Feuchtegehalt der obersten Schneedecke in der Perkolationszone je nach Witterung kurzfristigen Schwankungen. Deshalb muß zwischen der Perkolationszone mit momentan in der Schneedecke vorhandenem Flüssigwasser und der Perkolationszone, welche momentan völlig durchgefroren ist, unterschieden werden. Darauf wird in Kapitel 4 nochmals einzugehen sein. Die Abgrenzung von Naßschnee- und Perkolationszone kann nur dort vorgenommen werden, wo das einjährige Schneepaket eindeutig vom darunter liegenden älteren Firn abgegrenzt werden kann.

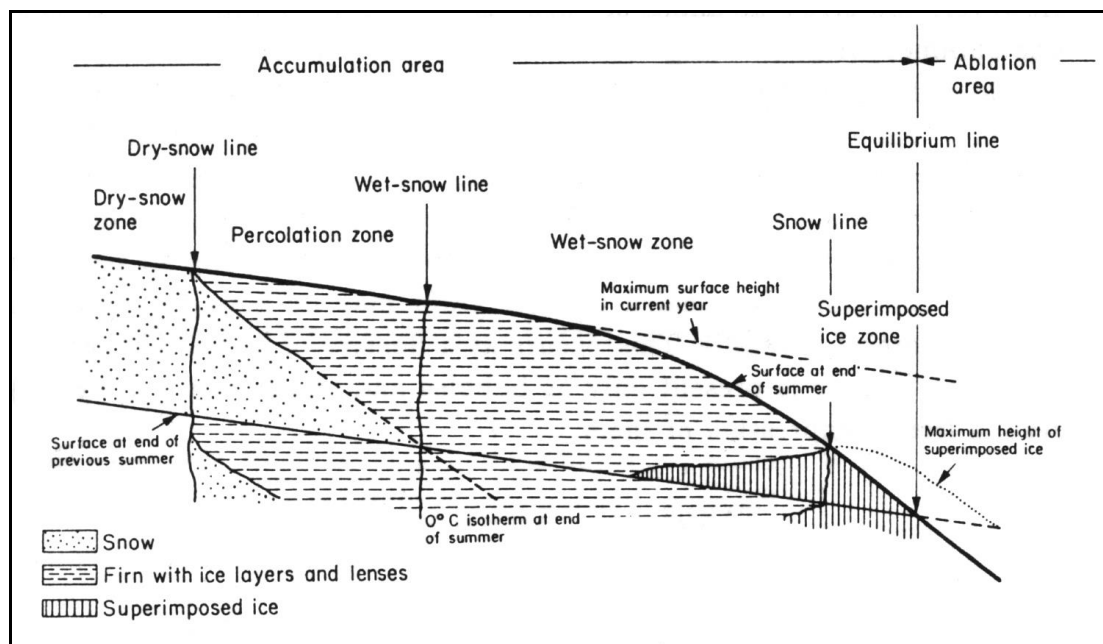


Abb. 2.1: Zonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers (aus: PATERSON 1994)

2.4 Energiehaushalt an der Schneeoberfläche

Aufgrund des Energieerhaltungssatzes muß die Summe aller vertikalen Energieflüsse zu jeder Zeit Null ergeben. Unter Vernachlässigung kleinräumiger horizontaler Energietransporte an der Schneeoberfläche führt dies zu (PATERSON 1994)

$$M + S = R + H + E + P \quad (2.1)$$

mit M: Schmelzenergie S: Veränderung des Energieinhaltes der Schneedecke

R: Strahlungsbilanz H: Fluß fühlbarer Wärmestrom

E: Fluß latenter Wärme P: Eintrag von Energie durch Niederschlag.

Die Größen auf der rechten Seite nehmen positive Werte an, wenn sie zu einer Zufuhr von Energie aus der Atmosphäre in die Schneedecke führen. Die beiden Größen auf der linken Seite von 1.1 erhalten positives Vorzeichen, wenn Schnee geschmolzen wird und wenn der Wärmehalt der Schneedecke erhöht wird. Bei der folgenden Diskussion der einzelnen Terme wird auf die besonderen Bedingungen des Untersuchungsgebietes insofern eingegangen, als daß dargestellt wird, wie der jeweilige Beitrag in dieser Untersuchung behandelt wurde. Für andere Untersuchungsgebiete oder andere Zeiträume kann sich eine andere Behandlung der einzelner Terme als notwendig erweisen.

Die Wärmeleitfähigkeit des Schnees (φ) läßt sich in Abhängigkeit von der Dichte (ρ) zu

$$\varphi = \left[0.021 + 2.5\rho^2 \left(\frac{cm^2}{g} \right)^2 \right] \cdot \left(\frac{W}{mK} \right) \quad (2.2)$$

bestimmen (BRANDT UND WARREN 1993). Der Speicherwärmestrom (S) in Abhängigkeit des Temperaturgradienten ($\delta T/\delta z$) ergibt sich zu

$$S = \varphi \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (2.3)$$

Bei einer Schneedichte von 500 kg/m^3 und einer maximalen Temperaturdifferenz von 1 K in den oberen 2 m berechnet man einen vernachlässigbaren Speicherwärmestrom von 0.3 W/m^2 in den Gletscher. Kurzfristige Schwankungen der Schneedeckentemperatur mitteln sich in der Energiebilanz heraus, solange während des Sommers die Lufttemperatur im Mittel nicht weit unter 0°C fällt. Sofern eine Schneedecke in den obersten Metern durch Isothermie geprägt ist, wie das im Untersuchungszeitraum im Bereich der AWS der Fall war, kann auf die Bestimmung des Speicherwärmestroms verzichtet werden. Mit in die Tiefe perkolierendem Schmelzwasser werden dagegen erhebliche Energiemengen in die Tiefe gebracht. Die mitgeführte Schmelzwärme wird beim Wiedergefrieren in größerer Tiefe frei und erwärmt dort den Eiskörper. Für die Energiebilanz der obersten Schneedecke ist diese Energie im Term M enthalten. Die Schmelzenergie (M) wird mit dem anfallenden Schmelzwasser aus der 'oberen Schneedecke' abgeführt.

Der Eintrag von Energie durch Niederschlag hängt linear von der Niederschlagsmenge und dem Temperaturunterschied zwischen der Schneedecke und der unteren Atmosphäre ab.

Beide Größen sind für den Untersuchungszeitraum so gering, daß der Beitrag des Niederschlages zur Energiebilanz mehrerer Tage vernachlässigbar ist. Es ergibt sich so eine vereinfachte Energiebilanzgleichung der Form

$$M = R + H + E. \quad (2.4)$$

Die Strahlungsbilanz (R) wurde an den AWS direkt gemessen. Die beiden turbulenten Wärmeströme, latente und fühlbare Wärme, können aus den vertikalen Gradienten des Impulses, der Temperatur und der Feuchte bestimmt werden.

2.4.1 Strahlung

Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus kurzwelligem und langwelligem Anteil:

$$R = KW (1 - \alpha) + A_0 + A_a \quad (2.5)$$

mit KW der kurzwelligen Einstrahlung, der Albedo (α), der terrestrischen, langwelligen Ausstrahlung (A_0) und der atmosphärischen, langwelligen Gegenstrahlung (A_a).

2.4.1.1 Kurzwellige Strahlung

Das Verhältnis von Strahlungsbilanz zu kurzwelliger Strahlung steigt mit alternder Schneedecke an, da die Albedo des Schnees abnimmt, und so ein größerer Anteil der kurzwelligen Strahlung der Schneedecke als Energiegewinn zur Verfügung steht (AGUADO 1985). Die Albedo einer Schneedecke ist im sichtbaren Licht sehr hoch, während im Infrarot die Schneedecke ein annähernd schwarzer Strahler ist (WARREN 1982). SERGENT ET AL. (1993) geben für frischen, feinkörnigen Schnee Albedowerte zwischen 0.9 und 0.95 im Wellenlängenbereich von 400 nm bis 700 nm an. Die kurzwelligen Strahlungsflüsse wurden an den AWS im Untersuchungsgebiet direkt gemessen. Untersuchungen zur Abhängigkeit der Albedo vom Einfallswinkel, dem Schneealter und der Korngröße finden sich unter anderem bei DUNKLE und BEVANS (1955), WARREN (1982) UND COLBECK (1988).

Die Schneeoberfläche stellt für die kurzwellige Einstrahlung keine absolute Grenzfläche dar, da ein Teil der Strahlung in den Schneekörper eindringt und dort absorbiert oder reflektiert wird. SCHWERDTFEGER UND WELLER (1977) messen für feinkörnigen Schnee in der Antarktis, daß 4% des Energieumsatzes an kurzwelliger Strahlung tiefer als 50 cm unter der Schneeoberfläche stattfindet. Da die terrestrische Ausstrahlung der Schneedecke an der Oberfläche auftritt, ergibt sich ein Energieüberschuß in einigen Zentimetern Tiefe. CHOUDHURY (1981) leitet ab, daß, aufgrund der wellenlängenabhängigen Extinktion der Einstrahlung im Schnee, der Energieumsatz in der Schneedecke überschätzt wird, wenn die kurzwellige Einstrahlung über den gesamten Wellenlängenbereich als integrale Größe behandelt wird. BRANDT UND WARREN (1993) erhalten ein geringfügig höhere Schneetemperatur von lediglich +0.2 K in 10 cm Tiefe gegenüber der Oberflächentemperatur im Strahlungsgleichgewicht. Hohe Werte von +4 K in 10 cm Tiefe gegenüber der Oberflächentemperatur führen sie auf strahlungsbedingtes Aufheizen der Temperaturfühler bei den Messungen und ungenügende radiometrische Auflösung bei der Modellierung zurück. Der Energieumsatz kurzwelliger Strahlung in der Tiefe kann zu Schmelzprozessen unter der Schneeoberfläche führen. KOH UND JORDAN (1995)

nutzen ein eindimensionales Schneedeckenmodell zur Abschätzung dieses Effektes. Sie zeigen, daß das Schmelzen unter der Oberfläche ‘sub-surface melting’ nur bei Schnee mit geringer Dichte auftritt. Das Temperaturmaximum, und damit die höchste Schmelzrate, tritt in ihrem Modell bei ca. 5 cm Tiefe auf. WINTHER ET AL. (1996) berichten von ausgeprägten Schmelzprozessen und großem Anfall von Flüssigwasser in ca. 1 m Tiefe in einem Blaeisfeld in Dronning Maud Land bei Lufttemperaturen von lediglich -3°C . Benachbarte, schneebedeckte Flächen wiesen diesen Effekt nicht auf. Der interne Glashauseffekt mit einem Temperaturmaximum unter der Oberfläche ist im Blaeis offensichtlich wesentlich ausgeprägter als in Schneedecken. BØGGILD ET AL. (1995) schließen aus der gleichen Untersuchung, daß die Kombination aus niedriger Albedo und geringerem Extinktionskoeffizienten im Blankeis, verglichen mit Schnee, für den ausgeprägten internen Glashauseffekt verantwortlich ist.

Da im Untersuchungszeitraum in der Schneedecke hohe Schneedichten um 500 kg/m^3 und weitgehende Isothermie bei 0°C auftrat und der Austrag von Masse jeweils über einen Zeitraum von mehreren Tagen und für das gesamte obere Schneepaket von ca. 1 m Tiefe bestimmt wurde, spielt der Effekt des ‘subsurface melting’ keine Rolle. In den Schneeschachtaufnahmen konnte der Effekt nicht beobachtet werden.

2.4.1.2 Langwellige Strahlung

Für die Parametrisierung der langwelligen Einstrahlung aus der Atmosphäre werden verschiedene Ansätze angegeben, die von der 4. Potenz der Temperatur und außerdem von der Luftfeuchte in der bodennahen Luftschicht abhängen (SAUNDERS UND BAILEY 1997). BRUTSAERT (1975) leitet eine Abhängigkeit der atmosphärischen Gegenstrahlung von Lufttemperatur und Wasserdampfdruck in 2 m Höhe in der Form

$$A_a \propto T^4 (e/T)^{\frac{1}{7}} \quad (2.6)$$

ab. IDSO (1981) und KIMBALL ET AL. (1982) geben eine Formel an, bei der der Einfluß der Luftfeuchte auf die Gegenstrahlung linear eingeht. MARKS UND DOZIER (1979) fügen ähnlichen Ansätzen einen Term an, der die atmosphärische Gegenstrahlung des oberen Halbraumes in einen atmosphärischen Anteil und in einen Anteil, der von Erhebungen im Umkreis herrührt, einteilt. Der Gewichtungsfaktor zwischen beiden Anteilen wird als das Quadrat des Cosinus des mittleren Horizontwinkels berechnet. Damit eignet sich der Modellansatz auch für flächenhafte Berechnungen in stark reliefiertem Gelände. Bei Bewölkung erhöht sich die atmosphärische Gegenstrahlung je nach Wolkentyp. Dieser Effekt kann mit einem Ansatz der Form

$$A_a \propto 1 + an^2 \quad (2.7)$$

abgeschätzt werden (AASE 1982, SAUNDERS UND BAILEY 1997), wobei n die Wolkenbedeckungsrate und a ein Koeffizient, der von der Wolkenart abhängt (Brutsart 1982), ist. KING (1996) extrahiert aus Daten verschiedener antarktischer Meßstationen ebenfalls eine Abhängigkeit der Gegenstrahlung von der 4. Potenz der Lufttemperatur. Er zeigt aber, daß mit Temperaturen, die oberhalb der Inversionsschicht gemessen wurden, der Zusammenhang besser mit der 6. Potenz der Lufttemperatur beschrieben wird.

Die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke gehorcht dem Stefan-Boltzmann-Gesetz:

$$A_o = \varepsilon \sigma T_0^4. \quad (2.8)$$

σ bezeichnet die Stefan-Boltzmann-Konstante und ε beschreibt die Emissivität der Schneedecke, die mit Werten zwischen 0.97 und 0.99 angegeben wird (BRUTSAERT 1982). Da die Oberflächentemperatur (T_0) der Schneedecke nicht direkt radiometrisch bestimmt werden konnte, ergäbe sich bei der vollständigen Modellierung der Strahlungsbilanz eine große Unsicherheit, da ein kleiner Fehler bei der Abschätzung der Oberflächentemperatur aufgrund der Abhängigkeit von der 4. Potenz der Temperatur zu enormen Fehlern in der Strahlungsbilanz führt. GRANGER UND GRAY (1990) schlagen einen Ansatz vor, bei dem die terrestrische Ausstrahlung als linear abhängig von der kurzwelligen Einstrahlung angesehen wird. Aufgrund der vielfältigen Einflüsse auf die Oberflächentemperatur der Schneedecke birgt dieser Ansatz aber erhebliche Unsicherheiten, zumal sich die empirisch gefundene Beziehung nicht auf andere Untersuchungsgebiete übertragen läßt. Nur während eindeutiger Schmelzperioden kann unter der Annahme ($T_0=0^\circ\text{C}$) die langwellige Ausstrahlung bestimmt werden. Für andere Zeiträume müßte in einem Atmosphären-Schneedeckenmodell die zeitliche Änderung der Oberflächentemperatur als resultierende Größe des Energiebilanzmodells bestimmt und zur Berechnung der Oberflächentemperatur des nächsten Zeitschrittes eingesetzt werden (YOUNG UND WOO 1997).

2.4.2 Der Austausch turbulenter Wärme

Der Begriff ‘Austausch turbulenter Wärme’ bezeichnet den Transport von Energie zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre mittels turbulenter Durchmischungsprozesse in der bodennahen Luftschicht. ‘Wärme’ als physikalischer Begriff beschreibt hierbei den Energieinhalt eines Systems und nicht das Empfinden des Menschen. Die betrachteten Energieinhalte sind:

- der Wärmeinhalt, der als fühlbare Wärme dem Produkt von Wärmekapazität der Luft, Temperatur und Masse der Luft entspricht (KUCHLING 1988),
- die latente Energie, die bei einem Phasenübergang der Beimengung von Wasserdampf in der Luft frei wird und
- die kinetische Energie, die in der Bewegung der Luftmasse gespeichert ist.

Die turbulente Durchmischung der bodennahen Luftschicht wird verursacht durch Störungen der laminaren Strömung, welche durch Divergenzen im Strömungsfeld und durch Bodenreibung ausgelöst werden. Dies bewirkt den vertikalen und horizontalen Transport von Impuls (kinetischer Energie), Temperatur (fühlbarer Wärme) und Wasserdampf (latenter Energie) entlang der lokalen Gradienten dieser Größen. Neben den Lehrbüchern über die bodennahe Luftschicht (GEIGER 1961, OKE 1978, BRUTSAERT 1982, ARYA 1988, GARRATT 1992, BLACKADAR 1997) gibt es auch eine Reihe von Veröffentlichungen in Zeitschriften, die den Kenntnisstand zum turbulenten Wärmeaustausch zusammenfassen (GRAINGER UND LISTER 1965, BUSCH 1973, KUHN 1979, KUHN 1984, ANDREAS 1987, MORRIS 1989).

Eine umfassende Darstellung aller Transportmechanismen in der unteren Atmosphäre führt zu einem komplizierten, nichtlinearen differenziellen Gleichungssystem (BRUTSAERT 1982, 37

ff), welches nicht geschlossen gelöst werden kann. Zur Ableitung eines physikalischen Modelles, welches diesen Energieübergang beschreibt, müssen deshalb Vereinfachungen getroffen werden: Um die Differentialgleichungen für Impuls, Wärmehalt und Feuchte zu lösen, wird eine Analogie der Austauschprozesse dieser drei Größen angenommen. Mittels der Anwendung dieses Ähnlichkeitsprinzips ('similarity principle') (PANOWSKY 1961), wie es PRANDTL (1904) vorschlägt, können geschlossene Lösungen der Differentialgleichungen abgeleitet werden. Unter der Annahme, daß die horizontalen Gradienten der Größen signifikant geringer sind als die vertikalen Gradienten, kann das dreidimensionale Problem auf einen eindimensionalen Ansatz reduziert werden. Diese Annahme beinhaltet die Forderung nach Isotropie des Raumes bezüglich der Transportmechanismen des turbulenten Austausches und bezüglich der beiden horizontalen Raumrichtungen des dreidimensionalen Koordinatensystems. Die Forderung nach Isotropie in horizontaler Richtung bedeutet, daß in einer genügend großen Umgebung um den Meßpunkt die Oberflächeneigenschaften uniform sein müssen. ESSERY (1997) zeigt, daß die Modellierung des turbulenten Austausches über heterogenen Flächen, wie teilweise von Schnee bedeckten Wiesen, zu fehlerhaften Ergebnissen führen kann. Außerdem wird angenommen, daß der vertikale turbulente Transport in der bodennächsten Luftschicht dem mittleren Gesamttransport dieser Größen durch die bodennahe Atmosphäre in vertikaler Richtung entspricht. Dies ist solange gültig, wie die betrachteten Größen konservative Eigenschaften besitzen, also z. B. kein Verlust an Masse oder Energie durch Strahlungsprozesse stattfindet. Die Gültigkeit der Annahmen muß für jede praktische Anwendung der Modellvorstellung überprüft werden.

2.4.2.1 Eddy-Korrelationsmethode

Das bodennahe Strömungsfeld ist im zeitlichen Mittel parallel zur Oberfläche, da die Strömungsgeschwindigkeit an der Oberfläche Null ist. Diese Randbedingung erfordert, daß die vertikale Windgeschwindigkeit (w) im Mittel Null ergibt:

$$\bar{u}_3 = \bar{w} = 0 \quad (2.9)$$

Betrachtet man den vertikalen Fluß ($F(t)$) einer Stoffeigenschaft ($c(t)$) unter stationären Bedingungen, so muß der mittlere Fluß dieser Größe dem Produkt aus der mittleren Geschwindigkeit in Richtung des betrachteten Flusses und der mittleren Stoffeigenschaft ($c(t)$), multipliziert mit der mittleren Dichte (ρ), entsprechen:

$$\bar{F} = \overline{\rho w c} . \quad (2.10)$$

Die Dichte wird als zeitlich invariant angesehen. Dies bedeutet insbesondere, daß die Luft nicht komprimiert werden kann, und ihre Dichte sich nur mit der Höhe ändert. Der zeitliche Verlauf der betrachteten Größen kann als mittlerer Zustand mit additiver zeitabhängiger Abweichung von diesem mittleren Zustand betrachtet werden, wobei dann das zeitliche Mittel über die zeitabhängige Abweichung per Definition Null ergibt:

$$w(t) = \bar{w} + w'(t) \quad (2.11)$$

$$c(t) = \bar{c} + c'(t) \quad (2.12)$$

mit

$$\overline{w'(t)} = \overline{c'(t)} = 0. \quad (2.13)$$

Zur einfacheren Lesbarkeit der Formeln wird im Weiteren die Zeitabhängigkeit (t) der Größen nicht explizit in den Gleichungen niedergeschrieben. Setzt man 2.11 und 2.12 in 2.10 ein, und benutzt 2.9 so ergibt sich

$$\bar{F} = \rho \left(\overline{\bar{w} \cdot \bar{c}} + \overline{\bar{w} \cdot c'} + \overline{w' \cdot \bar{c}} + \overline{w' c'} \right) = \rho \overline{w' c'}. \quad (2.14)$$

Nur die Kovarianzen der betrachteten Größen leisten also einen Beitrag zum Wärmetransport in vertikaler Richtung. Dieser Ansatz wird Eddy-Korrelation oder Reynolds-Ansatz genannt, und geht auf einen Aufsatz von Osborne Reynolds (1885) zurück (BLACKADAR 1997 S 6 f).

Um den Impulsfluß zu erhalten, muß die allgemeine Formulierung ($\rho c(t)$) durch ($\rho u(t)$) ersetzt werden,

$$\bar{F} = \rho \overline{u' w'} = -\tau \quad (2.15)$$

wobei u(t) für die horizontale Komponente der Windgeschwindigkeit steht. τ wird als Schubspannung bezeichnet. Den fühlbaren Wärmestrom (H) erhält man, wenn man den Ausdruck ($\rho c(t)$) durch ($\rho c_p T(t)$) mit c_p der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck ersetzt

$$H = \rho c_p \overline{T' w'}. \quad (2.16)$$

Für die Verdunstung (V) bzw. Kondensation ergibt sich ebenso,

$$V = \rho \overline{q' w'} \quad (2.17)$$

wobei die spezifische Luftfeuchte (q) als Quotient aus dem Gewicht des Wasserdampfes und dem Gewicht der trockenen Luft definiert ist. Der Strom latenter Wärme (E) als Produkt aus Verdunstung und spezifischer Verdampfungswärme (L_v) läßt sich dann als

$$E = L_v \rho \overline{q' w'} \quad (2.18)$$

formulieren. Zur Messung des turbulenten Transportes auf der Basis der Eddy-Korrelation mit den Gleichungen 2.17 und 2.18 muß das Spektrum der turbulenten Schwankungen laufend gemessen werden (KUHN 1984 S. 39).

2.4.2.2 Gradientmethode und Profilmethode

Die Gradientmethode beruht auf dem Fick'schen Diffusionsgesetz (KUHN 1984, S. 39), welches aus der Navier-Stokes-Gleichung, einer der fundamentalen Gleichungen der Strömungslehre (HONERKAMP UND RÖMER 1986, S. 197), durch Vereinfachungen hervorgeht (BLACKADAR 1997, S. 23 f). Dabei wird angenommen, daß der mittlere vertikale Fluß einer konservativen Eigenschaft proportional zum negativen Gradienten des Mittelwertes dieser Größe ist (ANDERSON 1976, S. 9):

$$\bar{F} = -k_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.19)$$

wobei z die vertikale Höhe bezeichnet. Da es sich im weiteren immer um Mittelwerte der betrachteten Größen handelt, werden die Striche über den Symbolen weggelassen. Ersetzt man die allgemeinen Variablen im Fick'schen Diffusionsgesetz mit den Größen $-\tau$, H und E , so erhält man

$$-\tau = -\rho k_m \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (2.20)$$

$$H = -\rho c_p k_h \left[\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{g}{c_p} \right] = -\rho c_p k_h \frac{\partial \Theta}{\partial z} \quad (2.21)$$

und

$$E = -L_v \rho k_e \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (2.22)$$

Da die Temperatur aufgrund der adiabatischen Abkühlung mit der Höhe nicht konservativ ist, muß zur potentiellen Temperatur (Θ) übergegangen werden. Der Differenzterm $(-g/c_p)$ entspricht dabei der trockenadiabatischen Abkühlungsrate von ungefähr $-1^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Die Abweichung der aktuellen Lufttemperatur von der potentiellen Lufttemperatur entlang eines Profils beschreibt den Abkühlungseffekt der Luft bei der Hebung. Die kurzzeitigen Schwankungen T' und Θ' um den jeweiligen Mittelwert sind jedoch identisch. Die Proportionalitätskonstanten k_m , k_h und k_e werden als Eddy-Diffusivität oder Eddy-Viskosität für Impuls, Temperatur bzw. Feuchte bezeichnet. Aus dem Vergleich von 2.15 und 2.20 erhält man für k_m

$$k_m = \frac{\overline{u'w'}}{(\partial u / \partial z)}. \quad (2.23)$$

Sofern die Abhängigkeit zwischen k_m und $(\delta u / \delta z)$ bekannt ist, kann 2.23 integriert und eine Formulierung für das Windprofil angegeben werden. Da k_m die Dimension einer Geschwindigkeit, multipliziert mit einer Höhe, hat, liegt die Vermutung nahe, daß die mittlere Verwirbelungsgeschwindigkeit und die Höhe über Grund (z), welche den maximalen Durch-

messer der Wirbel beschreibt, die beiden Faktoren in dieser Gleichung sein könnten (BLACKADAR 1997 S.29, KUHN 1984, S. 42). Als Maß für die Verwirbelungsgeschwindigkeit bzw. die Turbulenz wird die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) gewählt, da sich diese direkt aus der Eddy-Korrelationsbeziehung (2.15) ergibt:

$$u^* \equiv \sqrt{u'w'} = \sqrt{\tau/\rho}. \quad (2.24)$$

Zusammen mit der Proportionalitätskonstante κ , der Van-Karman-Konstante, läßt sich die Eddy-Diffusivität k_m jetzt unter Berücksichtigung von 2.20 und 2.24 als

$$k_m = \kappa u^* z = \frac{u^{*2}}{\frac{\partial u}{\partial z}} = \kappa^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.25)$$

schreiben. Umformung von 2.25 in die Integralform ergibt

$$\int_0^{u(z)} \partial u = \frac{u^*}{\kappa} \int_{z_0}^z \frac{1}{z} \partial z, \quad (2.26)$$

und nach der Integration erhält man das logarithmische Windprofil

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right), \quad (2.27)$$

welches durch empirische Messungen in der bodennahen Grenzschicht über kalten Oberflächen im Mittel auch bestätigt wird (MUNRO UND DAVIES 1977).

Die Rauigkeitslänge $z_{0,u}$ bezeichnet die Höhe über dem Boden, bei der $u(z)$ Null wird. Eine weitere Größe, die den Versatz dieser Höhe aufgrund der Vegetation beschreibt, wurde vernachlässigt, da sie für Schnee- und Eisoberflächen irrelevant ist. Nur für neutrale Schichtung der Atmosphäre kann sich ein logarithmisches Windprofil ergeben. Für stabile und instabile Schichtung in der Atmosphäre ergeben sich aber Abweichungen vom logarithmischen Windprofil, die mit Hilfe der dimensionslosen Stabilitätsfunktion (\mathcal{G}_m) ausgedrückt werden können. Durch Umformung von 2.25 ergibt sich

$$\mathcal{G}_m \equiv \frac{\kappa z}{u^*} \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (2.28)$$

Die Integration für ($\mathcal{G}_m \neq 1$) soll weiter unten betrachtet werden. Unter der Voraussetzung, daß die Austauschprozesse für Wärmeenergie (Temperatur) und für Materie (Wasserdampf) in gleicher Weise modelliert werden können wie für den Impulsübertrag, müssen die Quotienten aus den Eddy-Difussivitäten bei neutraler Schichtung Konstanten sein (BLACKADAR 1997, S. 36). Obwohl nicht alle experimentellen Beobachtungen die Annahme stützen, daß die Austauschprozesse exakt identisch sind, wird in der Regel davon ausgegangen, und die Quotienten aus den Eddy-Diffusivitäten für neutrale Schichtung werden zu eins gesetzt. Mit dieser, Reynolds-Analogie genannten, Annahme ergibt sich für die Eddy-Diffusivität die Beziehung

$$k_m = k_h = k_e. \quad (2.29)$$

Da die Veränderung der Austauschvorgänge für Impuls, Wärme und Materie beziehungsweise deren Vertikalprofile bei stabiler oder instabiler Schichtung sich nicht immer analog verhalten, müssen jedoch unterschiedliche Stabilitätsfunktionen für den Impulsfluß (\mathcal{G}_m), für den fühlbaren Wärmestrom (\mathcal{G}_h) und für den latenten Wärmestrom (\mathcal{G}_e) angenommen werden, die jedoch alle für neutrale Schichtung zu eins werden. Auf den Einfluß der Stabilität wird in Kapitel 2.4.2.3 eingegangen. Man findet durch Kombination von 2.21 bzw. 2.22 mit 2.25 nach einigen Umstellungen und unter Berücksichtigung der Stabilitätsfunktionen die Integralformen

$$\int_{\Theta_0}^{\Theta(z)} \Theta = - \int_{z_{0,T}}^z \frac{H}{\rho c_p \kappa u^*} \frac{\mathcal{G}_h}{z} dz \quad (2.30)$$

und

$$\int_{q_0}^{q(z)} \mathcal{Q} q = - \int_{z_{0,e}}^z \frac{E}{\rho L_v \kappa u^*} \frac{\mathcal{G}_e}{z} dz. \quad (2.31)$$

Nach der Integration können 2.30 und 2.31 so umgestellt und mit 2.27 kombiniert werden, daß sich die Gradientbeziehungen für fühlbaren und latenten Wärmestrom bei neutraler Luftschichtung ergeben:

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,T}}\right) \right]} (\Theta(z) - \Theta_0) \quad (2.32)$$

$$E = - \frac{\rho L_v \kappa^2 u(z)}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) \right]} (q(z) - q_0). \quad (2.33)$$

Die Rauigkeitslängen $z_{0,t}$ für den Austausch fühlbarer Wärme und $z_{0,q}$ für den Austausch latenter Wärme sind nicht notwendig gleich $z_{0,u}$, da der Austausch von Impuls, Materie und Molekularbewegung direkt an der Oberfläche nicht auf denselben Mechanismen beruht, und deshalb die Höhe, bei der die jeweilige Größe den Wert der Oberfläche annimmt, nicht immer für alle Austauschprozesse gleich ist. Zwischen der spezifischen Luftfeuchte (q) und dem Wasserdampfdruck der Luft (e) besteht die Beziehung (BRUTSAERT 1982, S. 37 f)

$$\frac{0.622e}{p} = \frac{q}{(1 + 0.61q)} \approx q \quad (2.34)$$

wobei der Faktor $(1 + 0.61q)$ die Differenz zwischen virtueller Lufttemperatur und potentieller Lufttemperatur beschreibt. Diese Abweichung ist gering und kann für die Anwendung der

Gradient- oder Profilmessung zur Bestimmung des latenten Wärmestromes vernachlässigt werden. Mit Hilfe von 2.34 läßt sich 2.33 umformen zu

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 u(z)}{p \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,u}} \right) \ln \left(\frac{z}{z_{0,q}} \right) \right]} (e(z) - e_0). \quad (2.35)$$

Die Gleichungen 2.32 und 2.35 beziehen sich auf Messungen von Feuchte, Temperatur und Windgeschwindigkeit an der Oberfläche und im Niveau z , wobei die Windgeschwindigkeit an der Oberfläche Null ist, und bei Schnee- und Eisoberflächen der Wasserdampfdruck an der Oberfläche dem Sättigungsdampfdruck der Oberflächentemperatur entspricht. Sollen stattdessen nach der Profilmethode Messungen in zwei Niveaus zur Berechnung der turbulenten Energieflüsse herangezogen werden, so müssen lediglich die Integrationsgrenzen in 2.26, 2.30 und 2.31 entsprechend gesetzt werden, und man erhält nach der Integration und nach einfachen Umformungen für H und E

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 (u(z_2) - u(z_1))}{\left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \right]^2} (\Theta(z_2) - \Theta(z_1)) \quad (2.36)$$

und

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 (u(z_2) - u(z_1))}{p \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \right]^2} (e(z_2) - e(z_1)). \quad (2.37)$$

Da die Haupteinflußgrößen in 2.36 und 2.37 die Gradienten der Lufttemperatur beziehungsweise des Wasserdampfdruckes darstellen, werden auch einfache Ansätze, welche lediglich diese Größen mit einer empirisch ermittelten Konstanten (ESCHER-VETTER 1985) oder mit einer empirischen Konstanten und zusätzlich mit der Windgeschwindigkeit multiplizieren, zur Ableitung des turbulenten Wärmeaustausches herangezogen (HERRMANN 1974, NEUWITH 1977, BLÖSCHL ET AL. 1987, 1988, BRAITHWAITE UND OLESEN 1990).

2.4.2.3 Korrektur der Stabilität

Je nach der Temperaturschichtung der bodennahen Luftschicht wird der turbulente Austausch durch den Auftrieb verstärkt oder verringert. Ab einem kritischen Wert für die Stabilität wird der turbulente Austausch sogar völlig verhindert, so daß nur noch molekulare Diffusion als Transportmechanismus in vertikaler Richtung in Frage kommt. Die molekulare Diffusion ist bei neutraler Schichtung um einige Größenordnungen geringer als der turbulente Austausch und wird deshalb vernachlässigt. Im folgenden wird Θ als Symbol für die potentielle Temperatur verwandt, obwohl bei exakten Ableitung entweder der Beitrag der Feuchte berücksichtigt oder aber die virtuelle Lufttemperatur (Θ_v) als Maß eingesetzt werden muß. In

der praktischen Anwendung ist der Beitrag der Luftfeuchte bei der Berechnung der Stabilitätskorrektur jedoch vernachlässigbar, weshalb zur Verständlichkeit der Darstellung diese Vereinfachung gemacht wird. Über permanent kalten Oberflächen wie Schnee- und Eisflächen sowie bei stark negativer Strahlungsbilanz bildet sich häufig eine stabile Schichtung in der bodennahen Luftschicht aus, die vor allem in der Polarnacht zu einer starken Unterdrückung des turbulenten Wärmeaustausches führt (YAGÜE UND REDONDO 1995, KING UND CONNOLLEY 1997).

Zur Ableitung einer Korrektur des Einflusses der Stabilität auf den turbulenten Energieaustausch definiert man die turbulente kinetische Energie des Systems (TKE) als (GARRAT 1992, S. 32):

$$\text{TKE} = \frac{\overline{u_i^2}}{2} = \frac{\overline{(u'^2 + v'^2 + w'^2)}}{2} \quad (2.38)$$

Die zeitliche Ableitung dieser Größe beschreibt die kinematische Entwicklung des turbulenten Systems:

$$\frac{d(\text{TKE})}{dt} = \frac{\partial(\text{TKE})}{\partial t} + u_i \frac{\partial(\text{TKE})}{\partial x_i}. \quad (2.39)$$

Setzt man 2.38 in 2.39 ein und führt die Differentiationen durch, erhält man nach einigen Umformungen einen Ausdruck der Form

$$\frac{d(\text{TKE})}{dt} = B + N - \varepsilon - X_\varepsilon \quad (2.40)$$

mit der Energieumwandlung durch mechanische Reibung (N), der Umwandlung zwischen potentieller Wirbelenergie und Auftrieb (B) ('buoancy'), der Verteilung bzw. Dissipation der Verwirbelungsenergie (ε) und der Verwirbelung durch äußere Kräfte (X_ε) (BLACKADAR 1997, S. 56). Auftrieb und mechanische Reibung lassen sich nun durch Ausnutzung von 2.20, 2.21 und 2.23 durch bereits bekannte Größen darstellen:

$$\overline{u'w'} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) = M = k_m \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \approx \frac{u_*^3}{\kappa z} \quad (2.41)$$

$$-\frac{g}{\Theta} \overline{w'\Theta'} = B = \frac{gH}{c_p \rho \Theta}. \quad (2.42)$$

Da größerer Auftrieb die Verwirbelung verstärkt, während größere Reibung zur Umformung von Drehimpuls zu Wärmeenergie, also zur Schwächung der Verwirbelung führt, kann das Verhältnis beider Größen, die Fluß-Richardson-Zahl (Rf) als Maß für die Stabilität herangezogen werden:

$$\text{Rf} = -\frac{B}{N} = -\frac{gH}{c_p \rho \bar{\Theta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} = \frac{k_h}{k_m} \frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} = \frac{k_h}{k_m} \text{Ri} \quad (2.43)$$

wobei die Gradient-Richardson-Zahl (Ri) als etwas einfacheres Maß für die Stabilität unabhängig von den Eddyviskositäten durch

$$\text{Ri} = \frac{g}{\bar{\Theta}} \frac{\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} \quad (2.44)$$

definiert ist. Betrachtet man den Ausdruck für die Reibung (2.41), wird erkennbar, daß die Reibung aufgrund der reziproken Abhängigkeit von z rasch mit der Höhe abnimmt. In einer bestimmten Höhe (z_L) wird deshalb die mechanische Reibung gerade gleich groß wie der Auftrieb sein. Dabei variiert z_L ebenso wie Rf und Ri je nach dem Verhältnis von Reibung zu Auftrieb. Diese als Monin-Obukov-Länge L bezeichnete Höhe ergibt sich durch Gleichsetzen von 2.41 und 2.42 und Auflösen nach z_L zu:

$$L = -z_L = -\frac{c_p \rho \bar{\Theta} (u^*)^3}{\kappa g H} \quad (2.45)$$

Der Quotient aus Meßhöhe (z) und L stellt ein dimensionloses Stabilitätsmaß (ζ) dar, welches als Variable für die Stabilitätsfunktionen \mathcal{G}_m , \mathcal{G}_e und \mathcal{G}_h herangezogen wird. Insbesondere findet man für den Quotienten aus ζ und Rf und unter Verwendung von 2.20, 2.24 und 2.28 (ANDERSON 1976, S. 14)

$$\frac{z/L}{\text{Rf}} = \frac{\kappa z \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)}{u^*} = \mathcal{G}_m(\zeta). \quad (2.46)$$

Die Funktionen \mathcal{G}_m , \mathcal{G}_e und \mathcal{G}_h lassen sich nicht vollständig theoretisch ableiten, sondern werden durch Anpassung an Meßdaten gefunden. Allerdings gilt für neutrale Schichtung ohne Auftrieb ($B=0$ und damit $\zeta=0$), daß alle drei Stabilitätsfunktionen gleich 1 sind:

$$\mathcal{G}_m = \mathcal{G}_h = \mathcal{G}_e = 1 \quad (2.47)$$

Also kann man $\mathcal{G}(\zeta)$ an der Stelle 1 als Potenzreihe nach Taylor entwickeln, und so den Verlauf der Funktion $\mathcal{G}(\zeta)$ in der Umgebung von 1 approximieren:

$$\mathcal{G}(\zeta) = 1 + \beta_1 \zeta + \beta_2 \zeta^2 + \dots \approx 1 + \beta_1 \zeta \quad \text{mit } \zeta \geq 0 \quad (2.48)$$

2.48 hat sich als Stabilitätsfunktion mit ($\beta_1=5$) für Impuls-, Temperatur- und Feuchteausaustausch für stabile Schichtung bewährt (DYER 1974). Messungen verschiedener Autoren (DYER 1974, HÖGSTRÖM 1988) legen für instabile Schichtung die Formulierung

$$g_m(\zeta) = (g_h(\zeta))^2 = (g_e(\zeta))^2 = (1 - 16\zeta)^{-\frac{1}{4}} \quad \text{mit } \zeta < 0 \quad (2.49)$$

nahe. 2.48 und 2.49 werden als Businger-Dyer-Beziehungen bezeichnet. Um diese Stabilitätsfunktionen bei der Berechnung von H und E einsetzen zu können, müssen 2.28 bzw. 2.49 in 2.26 eingefügt und mit integriert werden:

$$\frac{\kappa}{u^*} \int \partial u = \int \frac{g_m}{z} \partial z \quad (2.50)$$

Bei stabiler Schichtung läßt sich dieses Integral leicht zu

$$\frac{\kappa u}{u^*} = \int_{z_0}^z \frac{1 + 5 \frac{z}{L}}{z} \partial z = \int_{z_0}^z \frac{1}{z} \partial z + \int_{z_0}^z \frac{5}{L} \partial z = \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) + 5 \cdot \left[\frac{z}{L} - \frac{z_0}{L} \right] \quad (2.51)$$

auswerten. Ebenso erweitert man für stabile Schichtung 2.30 und 2.31 um 2.48 und ersetzt nach der Integration u^* in 2.30 und 2.31 durch 2.51, so daß man für E und H bei stabiler und neutraler Schichtung die Ausdrücke

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 u(z)}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,u}} \right) + 5 \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,T}} \right) + 5 \left(\frac{z}{L} \right) \right]} (T(z) - T_0) \quad (2.52)$$

und

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 u(z)}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,u}} \right) + 5 \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,e}} \right) + 5 \left(\frac{z}{L} \right) \right]} (e(z) - e_0) \quad (2.53)$$

erhält, wobei der Ausdruck z_0/L vernachlässigt wurde, da

$$\frac{z_0}{L} \ll \frac{z}{L}. \quad (2.54)$$

Für instabile Schichtung ergibt sich für die Stabilitätskorrektur in der Integralform ein wesentlich komplizierterer Ausdruck (BLACKADAR 1997, BRUTSAERT 1982 und GARRAT 1992). Da instabile Schichtung bei Schmelzbedingungen über Schnee und Eis selten auftritt, wurde auf eine Korrektur für instabile Schichtung in der vorliegenden Arbeit verzichtet. Insgesamt liegt der Anteil instabiler Situationen während der Meßkampagne bei ca. 5%. Zumeist handelt es sich um nur leicht instabile Verhältnisse mit $(-0,5 < z/L < 0)$. Der Fehler, der durch die Vernachlässigung der Stabilitätskorrektur für instabile Verhältnisse, gemacht wird, ist deshalb gering. Im zeitlichen Mittel über mehrere Messungen ist er bei einem Anteil von nur 5% am Gesamtmeßzeitraum vernachlässigbar.

2.4.2.4 ‘bulk’-Richardsonzahl

Da in 2.45 H zur Bestimmung von L benötigt wird, können 2.52 und 2.53 nicht direkt gelöst werden. Mittels eines iterativen Verfahrens kann dieses Problem umgangen werden. Um jedoch den Rechenaufwand für diese Operation zu vermeiden, wird die Größe z/L durch einen Ausdruck, der die Richardsonzahl enthält, ersetzt. Um zu einer korrekten Ableitung dieses Stabilitätsmaßes zu gelangen, muß angenommen werden, daß die Rauigkeitslängen z_0 , z_e und z_h gleich sind. Wenn also später bei der Berechnung des turbulenten Austausches die Rauigkeitslängen für Feuchte und Temperatur nicht gleich gesetzt werden, so bedeutet dies, daß das im folgenden abgeleitete Stabilitätsmaß nicht streng mathematisch ableitbar ist. Allerdings zeigt MOORE (1983) daß der Fehler hierbei fast immer kleiner als 10% bleibt und sich damit im Bereich der Instrumentenfehler bewegt. Zudem wird dieser Fehler nur bei großer Stabilität beträchtlich, während er bei neutraler Schichtung vollständig verschwindet. In Kapitel 5 wird veranschaulicht, daß sich die drei Rauigkeitslängen aus der Anpassung der Ablationsmessungen in den Schneesächten an die Modellierungen auf der Basis der mikrometeorologischen Messungen ergeben. Diese Kleinste-Quadrate-Anpassung beruht auf Mittelwerten über Zeiträume von mehreren Tagen. Hierdurch wird ein möglicher Fehler bei der Stabilitätskorrektur im Mittel kompensiert. Dies bedeutet, daß die Vereinfachung bei der Ableitung des Stabilitätsmaßes sozusagen über das gesamte Datenkollektiv ‘verschmiert’ wird.

In Anlehnung an die Richardsonzahl Ri kann man als Stabilitätsmaß, welches sich leicht aus den Meßdaten berechnen läßt, die ‘bulk’-Richardsonzahl R_b mit

$$R_b = \frac{g(\Theta(z) - \Theta_0)(z - z_0)}{\overline{\Theta u}(z)^2} \quad (2.55)$$

und

$$\overline{\Theta} = \frac{\Theta(z) + \Theta_0}{2} \quad (2.56)$$

definieren. Setzt man

$$z_{0,u} = z_{0,T} = z_{0,e} = z_0 \quad (2.57)$$

und

$$z - z_0 \approx z. \quad (2.58)$$

so führt der Vergleich von 2.55 und 2.36 unter Berücksichtigung von 2.28, 2.30, 2.48 und 2.50 und nach einigen elementaren Umformungen zu der Beziehung

$$\text{Ri} = \frac{\text{Rb} \left(\ln \frac{z}{z_0} + 5 \frac{z}{L} \right)}{1 + 5 \frac{z}{L}}. \quad (2.59)$$

Da für stabile Atmosphäre die Eddyviskositäten für Temperatur, Feuchte und Impuls gleich gesetzt werden können (BLACKADAR 1997, S.63) kann Ri mit Hilfe von 2.46 und 2.48 einfach mit (z/L) verknüpft werden. Nach einigen Umformungen (OKE 1970) ergibt sich:

$$\frac{z}{L} = \frac{\text{Ri}}{1 - \beta_1 \text{Ri}}. \quad (2.60)$$

2.59 in 2.60 eingesetzt, ergibt nach Umformung einen Ausdruck der Form

$$\frac{z}{L} = \frac{(\text{Rb}) \ln \frac{z}{z_0}}{1 - 5\text{Rb}}. \quad (2.61)$$

Drückt man nun die multiplikative Stabilitätskorrektur (S) für stabile Schichtung als Quotient zwischen stabiler und neutraler Schichtung aus, so folgt aus 2.32 bzw. 2.35, 2.52 bzw. 2.53 und 2.57 sofort (MOORE 1983, S. 198)

$$S = \frac{\left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0} + 5 \frac{z}{L} \right)^2}. \quad (2.62)$$

2.61 kann in 2.62 eingesetzt werden. Durch geschickte Umformung läßt sich der Ausdruck dann zu

$$S = (1 - 5\text{Rb})^2 \text{ für } \text{Rb} \leq 0.2 \quad \text{und} \quad S=0 \quad \text{für } \text{Rb} > 0.2 \quad (2.63)$$

vereinfachen, so daß sich angefügt an 2.32 und 2.35 Formeln zur Berechnung des fühlbaren und des latenten Wärmestromes für neutrale und stabile Schichtung in der bodennahen Luftschicht für $\text{Rb} < 0.2$ ergeben. Außer den Rauigkeitslängen gehen nur Konstanten und Größen, welche an den automatischen Wetterstationen gemessen wurden, in die Berechnungsformeln ein:

$$H = - \frac{\rho c_p \kappa^2 u(z)}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_{0,u}} \right) \ln \left(\frac{z}{z_{0,T}} \right) \right]} \left(\Theta(z) - \Theta_0 \right) (1 - 5\text{Rb})^2 \quad (2.64)$$

$$E = - \frac{\rho L_v 0.622 \kappa^2 u(z)}{p \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0,u}}\right) \ln\left(\frac{z}{z_{0,q}}\right) \right]} (e(z) - e_0) (1 - 5Rb)^2. \quad (2.65)$$

Die Formulierungen in 2.63, 2.64 und 2.65 beinhalten, daß bei $Rb > 0.2$ der turbulente Austausch vollständig unterdrückt wird. Da dies bei hoher Stabilität, aber extrem tiefen Temperaturen über weite Flächen in der Antarktis nicht der Fall sein kann - da sonst die durch langwellige Ausstrahlung bedingte Abkühlung der Schneeoberfläche in der Polarnacht zu unplausibel tiefen Oberflächentemperaturen führen würde - schlagen KING UND CONNOLLEY (1997) für Anwendungen innerhalb von GZM in der Antarktis eine Formulierung vor, wie sie auch von WEBB (1970) und LOUIS (1979) angegeben wird:

$$f(Rb) = (1 + 10Rb)^{-1}. \quad (2.66)$$

2.66 unterdrückt den turbulenten Austausch für kleine Werte von Rb nicht so stark wie 2.63 - was Messungen über Schnee (KING UND CONNOLLEY 1997) zeigen - hat aber den Vorteil, daß der turbulente Austausch bei großem Rb nicht zu Null wird, sondern sich für große Werte von Rb asymptotisch der Null nähert. Untersuchungen von KING (1990) zeigen mit Hilfe eines Ultrasonic-Anemometers, daß bei sehr großer Stabilität der Atmosphäre die Ähnlichkeit der Höhenprofile für Impuls und Temperatur starke Abweichungen sowohl untereinander als auch vom linear-logarithmischen Windprofil aufweisen. Die theoretische Grundlage für die Ableitung des turbulenten Wärmeüberganges mit Hilfe der hier ausgeführten Ähnlichkeitsannahmen ist dann grundlegend in Frage gestellt. Bei mikrometeorologischen Anwendungen über Schnee im Sommer an der Küste und in regional hängigem Gelände im weiteren Umkreis des Meßstandortes tritt extreme Stabilität nur sehr selten auf, während leichte Stabilität die Regel ist. Unter den genannten Bedingungen ist 2.63 als Korrekturterm für stabile Luftschichtung vorzuziehen. Eine detaillierte Diskussion der Stabilitätsfunktion, die zum selben Schluß führt, findet sich auch bei BRAITHWAITE (1995).

2.4.2.5 Rauigkeitslänge

Die bei der Ableitung des turbulenten Wärmeaustausches eingehenden Integrationskonstanten z_0 , z_c und z_h können physikalisch als die vertikalen Abstände vom Boden angesehen werden, bei denen Impuls, Temperatur beziehungsweise Luftfeuchte den Wert der Erdoberfläche annehmen. Die aerodynamische Rauigkeitslänge z_0 kann empirisch ermittelt werden, wenn Messungen der Windgeschwindigkeit und der Temperatur in mehreren Niveaus vorliegen. Aus Glg. 2.27 ersieht man sofort, daß die Darstellung von $\ln(z)$ gegen $u(z)$ den Logarithmus der Rauigkeitslänge (z_0) als Y-Achsenabschnitt ergibt, wenn nur Messungen bei neutral geschichteter Atmosphäre berücksichtigt werden (BRUTSAERT 1982). Andererseits können die effektiven Rauigkeitslängen auch als Stellgrößen für die Anpassung der Energiebilanzmodellierung an Ablationsmessungen genutzt werden (MORRIS UND HARDING 1991). Eine weitere Bestimmungsmöglichkeit ergibt sich, wenn parallele Messungen nach dem Eddy-Korrelationsverfahren und dem Gradientenverfahren durchgeführt werden (MUNRO 1989). Auch aus der geometrischen Rauigkeit der Oberfläche durch Messung der Häufigkeit,

der mittleren Höhe und der Querschnittsfläche von Hindernissen kann die Oberflächenrauigkeit abgeschätzt werden (LETTAU 1969). Die für Schnee und Eis angegebenen Rauigkeitslängen variieren über einen weiten Bereich von 10^{-6} m bis 10^{-1} m. Zusammenstellungen angegebener Rauigkeitslängen finden sich unter anderem bei HOLMGREN (1971), KUHN (1979), MOORE (1983), MORRIS (1989) und WIERINGA (1993). KING UND ANDERSON (1994) leiten für das Eisschelf bei der Station Halley im Winter eine Rauigkeitslänge von $5.6 \cdot 10^{-5} \pm 0.1 \cdot 10^{-5}$ ab. Auf dem Filchner-Ronne-Schelfeis ermittelt HEINEMANN (1989) einen Wert von 10^{-4} m. Die große Bandbreite möglicher Werte der Rauigkeitslängen über Schnee ist nicht nur auf die Schwierigkeiten bei der Bestimmung zurückzuführen, sondern ist auch Ausdruck der großen Variationsbreite von beobachtbaren Schneeoberflächen. Daraus ergibt sich auch, daß die Rauigkeitslänge eine zeitlich variante Größe ist, die vom Zustand der Schneedecke und damit wieder von atmosphärischen Bedingungen wie Temperatur, Windgeschwindigkeit und Niederschlag abhängt. Da die Rauigkeitslänge logarithmisch in die Bestimmung des turbulenten Wärmeaustausches eingeht, ergibt sich aus einer Unterschätzung der Rauigkeitslänge um eine Zehnerpotenz bei einer Meßhöhe von 2 m lediglich eine Reduzierung des errechneten Austausches um 40%. Viele Studien des Wärmeaustausches über rauhem, apermem Gletschereis benutzen eine Rauigkeitslänge von 10^{-3} m. Der Wert für glatte Schneeoberflächen liegt gewöhnlich darunter. Werte zwischen $5 \cdot 10^{-5}$ m und 10^{-3} m sind häufig. Größere Rauigkeitslängen lassen auf eine stark strukturierte Schneeoberfläche schließen. Die Gleichheit der Rauigkeitslängen für Impuls, Wärme und Feuchte wird in der Regel vorausgesetzt, läßt sich theoretisch aber nicht ohne zusätzliche Annahmen ableiten. Messungen verschiedener Autoren ergeben widersprüchliche Ergebnisse. Es wird sowohl mit gleichen Rauigkeitslängen für alle drei Parameter als auch mit Rauigkeitslängen für Wärmetransport und Wasserdampf, die zwei Zehnerpotenzen kleiner sind als die Rauigkeitslänge für Impuls (HOGG ET AL. 1982, GREUILL UND KONZELMANN 1994, BRAITHWAITE 1995). In der vorliegenden Untersuchung wurden die Rauigkeitslängen zur Eichung des Modells so gewählt, daß sich optimale Übereinstimmung mit der gemessenen Schneeschmelze ergibt. Sie stellen also keine abgeleiteten Größen, sondern lediglich effektive Größen dar, die andere mögliche systematische Fehler bei der Bestimmung der Eingabegrößen kompensieren. Die Rauigkeitslängen für Impuls und Wärmetransport wurden auf 10^{-3} m festgelegt. Die Rauigkeitslänge für den Transport von Wasserdampf wurde auf den Wert von $5 \cdot 10^{-4}$ m gesetzt.

2.5 Massenhaushalt der Schneedecke

Die Massenbilanz der Schneedecke setzt sich aus dem Eintrag durch festen Niederschlag, der Schneeschmelze, der Sublimation und dem Eintrag oder Austrag durch Wind zusammen. Schneeschachtaufnahmen, die die Veränderung des Schneepaketes zwischen zwei Beobachtungszeitpunkten festhalten, zeigen nur das Resultat aller beteiligter Prozesse. Da die mikrometeorologische Modellierung lediglich eine Aussage über die zur Verfügung stehende Schmelzenergie und die Sublimation ergibt, muß der Beitrag der anderen Größen zum Massenhaushalt der Schneedecke diskutiert werden.

Im Untersuchungszeitraum wurden nur wenige Niederschlagsereignisse festgestellt. Durch die unterschiedliche Kristallart und Schneedichte von Neuschnee und Altschnee konnte der Zuwachs der Schneedecke durch Neuschnee abgetrennt werden. Abb. 2.2 zeigt als Beispiel den Schneeschacht Nr. 2/02 vom 29.12.94 an der AWS 'ANT3-Campamento'. Eine frische,

wenig veränderte Neuschneeaufgabe von 5 cm ist ebenso zu erkennen wie eine stärker verdichtete zweite Schicht von 10 cm Mächtigkeit.

2.5.1 Winddrift von Schnee

Die Verlagerung von Schnee durch Wind läßt sich wesentlich schwieriger abschätzen. Für umfassende Darstellungen der zugrunde liegenden Prozesse sei auf MALE (1980, S. 322 ff) und GRAY (1981) verwiesen. Die Transportleistung der bewegten Luft hängt nicht nur von der Windgeschwindigkeit ab, sondern auch von der Oberflächenbeschaffenheit des Schnees und von der Luftfeuchte. Zwei Transportprozesse müssen unterschieden werden: In der untersten Luftschicht werden schwere Schneekörner durch Saltation fortbewegt. Das wiederholte Auftreffen der Körner auf der Schneeoberfläche schlägt weitere Partikel aus der Oberfläche und führt zu einer allmählichen Verkleinerung des transportierten Materials. MELLOR UND RADOK (1960) schätzen aus eigenen Messungen den Anteil der Saltation an der gesamten Schneedrift für die antarktische Küste in Adelie Land auf 10%. Die Verteilung und die maximale Größe der transportierten Körner ist abhängig von der Windgeschwindigkeit und der Kristallart. Bei höheren Windgeschwindigkeiten verbleiben Schneekristalle als Suspensionsfracht in der Luft. Der turbulente Auftrieb muß dabei mindestens ebenso groß sein wie die Graviationskraft. Durch die Erhöhung der Oberfläche der Einzelkörner gegenüber einem Kristallverband und durch die intensive turbulente Durchmischung wird die Evaporation von den Kristallen wesentlich erhöht, so daß ein zusätzlicher Materialverlust durch Sublimation des in der Luft transportierten Schnees auftritt, und die Massenbewegung nicht nur in Windrichtung, sondern auch vertikal in die Höhe durch Abtransport von Wasserdampf stattfindet (POMEROY 1991). MALE (1980) nennt eine Erhöhung der Sublimationsrate um 15% bis 40% durch Schneedrift. Numerische Modelle (MOBBS UND DOVER 1993, POMEROY ET AL. 1991, 1993), die die Schneedrift und die Sublimation des Driftschnees modellieren, werden aufgrund der vielen Eingangsgrößen sehr kompliziert. POMEROY ET AL. (1993) zeigen, daß bei Feldgrößen über 1000 m Länge in Windrichtung der Sublimationsprozeß als Massenverlustgröße größer ist als der Verlust durch den Transport fester Partikel. Sie geben an, daß bei einer Feldlänge von 4000 m der Verlust durch Sublimation zwischen 44% und 74% der gesamten Massenänderung der Schneedecke beträgt..

BUDD (1966) macht die vereinfachende Annahme, daß die Partikel bei der Schneedrift konstante Fallgeschwindigkeiten besitzen. Er zeigt theoretisch und durch Vergleich mit Messungen in der Nähe der Station Byrd, daß die Fallgeschwindigkeit ungefähr linear von der Partikelgröße abhängt, und daß deshalb die mittlere Partikelgröße mit der Höhe abnimmt. Betrachtet man den Driftschnee als Beimengung zur Luft, so kann der Auftrieb durch die Verwirbelung analog zum Austausch fühlbarer und latenter Wärme durch Verwirbelung berechnet werden. Als zusätzliche Kraft kommt aber die Graviationskraft hinzu. Der aus dem logarithmisch-linearen Windprofil sich ergebende Fluß von Schneepartikeln nach oben muß durch das Absinken der Schneepartikel kompensiert werden, so daß im Mittel eine konstante Driftschneemenge in der Schwebelage gehalten wird. Dieser mittlere Driftschneegehalt der Luft in der Höhe z bewegt sich in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit in horizontaler Richtung. In Abhängigkeit von der Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*), der Fallgeschwindigkeit der Schneekörner (u_f) und der Grenz-Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*_t), unterhalb derer kein Transport von Schnee mehr auftritt, ergibt sich eine Transportrate bzw. Driftschneeflußdichte (Q_D) von

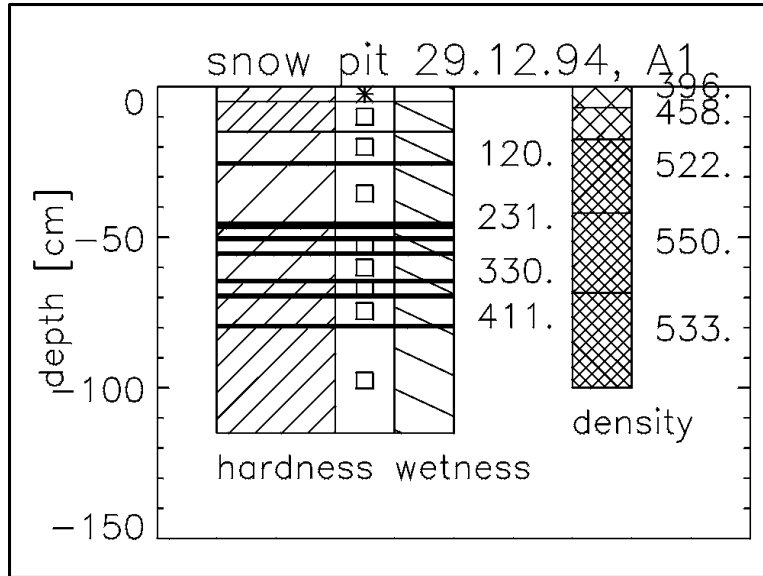


Abb. 2.2: Schneeschacht Nr. 2/02 vom 29.12.94 an der Stelle A1 (Campamento - AWS ANT3). Die Legende zum Schneeschacht ist im Detail im Anhang abgedruckt. Schwarze Querlinien symbolisieren Eishorizonte. Die Werte rechts der Dichtesäule geben die Dichte in kg/m^3 an. Die Zahlen rechts der Feuchtesäule sind die aufsummierten Wasseräquivalente aller Schichten bis zu dem Eishorizont, neben den sie gesetzt sind. Die Kristallart ist in der mittleren Spalte des linken Blockes durch Symbole angegeben. Die beiden Neuschneeschichten sind an der unterschiedlichen Kristallart und der geringeren Schneedichte leicht erkennbar.

$$Q = C \frac{g}{\rho} \frac{u_f}{u_{*t}} (u^*)^2 (u^* - u_t^*), \quad (2.67)$$

wobei C eine Konstante, g die Gravitationsbeschleunigung und ρ die Luftdichte ist (SCHMIDT 1982). Dieser Ansatz vernachlässigt allerdings, daß bei Schneedrift eine deutliche Stabilisierung der bodennahen Luftschicht eintritt, die zu einer Verminderung der Bodenreibung und damit wiederum zu einer Verminderung der Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) führt (WAMSER UND LYKOSOV 1995).

Die Berechnung der Driftschneemenge in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit erhält man, wenn in den Formeln für die Verwirbelung die Größe u^* durch die aktuelle Windgeschwindigkeit in der Höhe (z) ersetzt wird. Die resultierende Beziehung für die Schneedrift wird aufgrund der Integration über alle Partikelgrößen und alle Höhen so kompliziert, daß daraus keine einfache Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit mehr extrahiert werden kann. Der Drifttransport kann aber durch Unterteilung in Höhenschichten innerhalb der untersten Höhenmeter stufenweise aufsummiert werden. Für praktische Anwendungen kann damit anhand vorliegender Messungen der Schneedrift eine einfache empirische Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Drifttransport angepaßt werden. Diese Vorgehensweise stützt sich auch darauf, daß man nur eine geringe Streuung erhält, wenn man die Driftschneedichte gegen die Windgeschwindigkeit für feste Meßhöhen aufträgt. BUDD (1966) stellt fest:

„The suprisingly small scatter around the least squares regression lines lends support to the view that the absolute drift snow quantities present on any occasion depend more on the state and history of the snow surface than on the wind velocity.“

und leitet folgende einfache Beziehung zwischen der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe (u_{10}) und der Flußdichte des Driftschnees (Q_D) ab:

$$\lg Q_D = 1.1812 + 0.0887 \cdot u_{10}. \quad (2.68)$$

WENDLER (1989) leitet in gleicher Weise aus Meßdaten aus Adelie Land eine ähnliche Beziehung mit etwas unterschiedlichen Konstanten für die Windgeschwindigkeit in 3 m Höhe (u_3) her:

$$\lg (Q_D) = -0.45 + 0.21 \cdot u_3. \quad (2.69)$$

POMEROY (1991) gibt alternativ die Beziehung:

$$Q_D = u_{10}^{4.04} / 458800 \quad (2.70)$$

an. Gleichung 2.69 wurde zur Abschätzung der Schneedrft im Untersuchungsgebiet während des Meßzeitraumes eingesetzt.

3 Massen- und Energiebilanz kleiner Gletscher

Die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche ist die bedeutendste Größe zur Abschätzung der Massenbilanz kleiner Gletscher. Daher gibt es eine Vielzahl von Untersuchungen zu dieser Thematik. Dabei steht neben der Abflußmodellierung aus vergletscherten Einzugsgebieten auch die Veränderlichkeit der Massenbilanz bei veränderten klimatischen Bedingungen im Mittelpunkt des Interesses. Die gesamte Gletscheroberfläche läßt sich in die Ablationszone, in der die Ablation die Akkumulation im Jahresmittel übersteigt, und in die Akkumulationszone unterteilen. Beide Zonen werden durch die Gleichgewichtslinie getrennt (Abb. 3.1). Dem Massenzugewinn an der Oberfläche in der Akkumulationszone und dem Massenverlust in der Ablationszone entspricht die Bewegung von Massenpartikeln in der Akkumulationszone in Gletscher hinein und in der Ablationszone in Richtung zur Gletscheroberfläche haben (Abb. 3.2). Den idealisierten zeitlichen Verlauf von Akkumulation und Ablation während des glazialen Jahres veranschaulicht PATERSON (1994) (Abb. 3.3). Während der Wintersaison ist die Ablation vernachlässigbar. Dauer von Winter- und Sommersaison werden nicht nach dem Kalender definiert, sondern ergeben sich aus dem Massenhaushalt. Der Zeitraum mit im kurzfristigen Mittel positiver Nettomassenbilanz ergibt die Wintersaison und negative Massenbilanz bestimmt über kurze Zeiträume grenzt die Sommersaison ab. Verfahren zur flächenhaften Erfassung der Oberflächen-Massenbilanz werden bei HOINKES (1970), WILHELM (1975) und PATERSON (1994) besprochen.

Der folgende Überblick über Fallstudien zur Energie- und Massenbilanz von Gletscher- und Schneeflächen erhebt - trotz der Vielzahl an Publikationen - keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

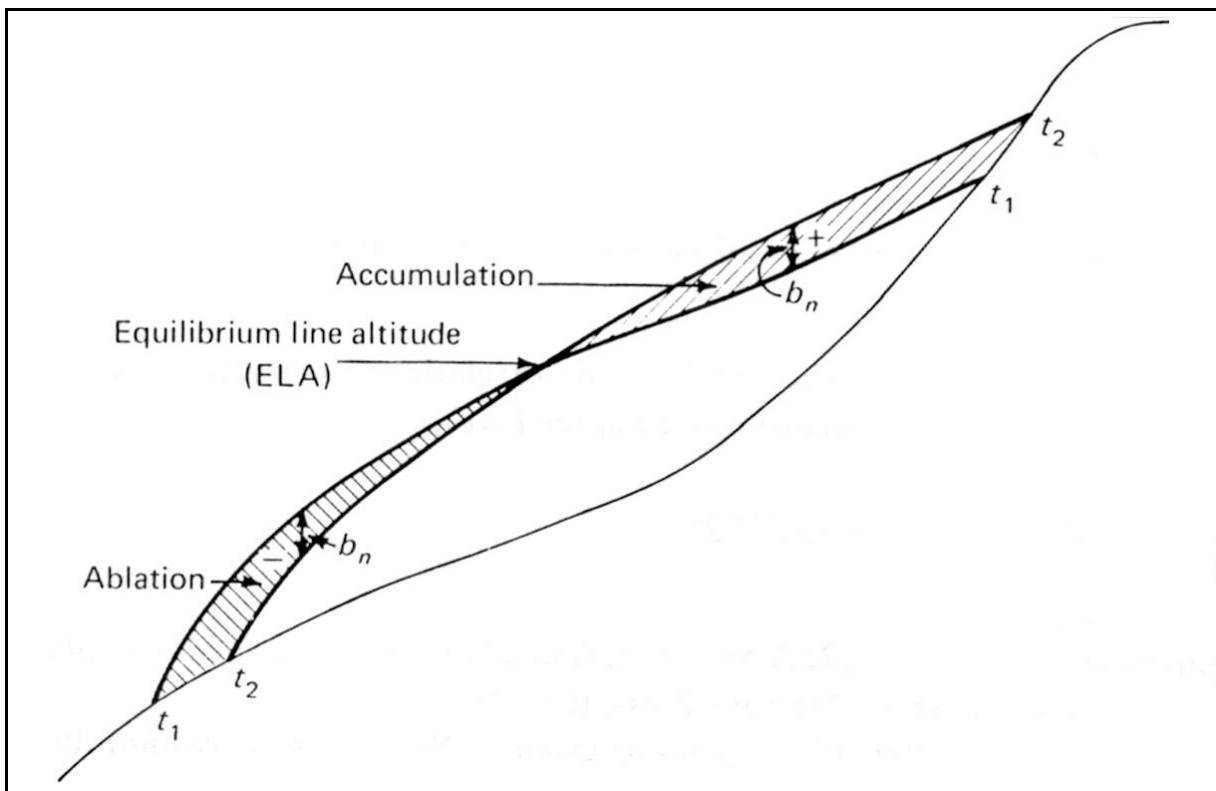


Abb. 3.1: Längsprofil eines kleinen Gletschers parallel zur Tallängsachse. b_n bezeichnet die lokale Massenbilanz zwischen den Zeitpunkten t_1 und t_2 (aus: ANDREWS 1975).

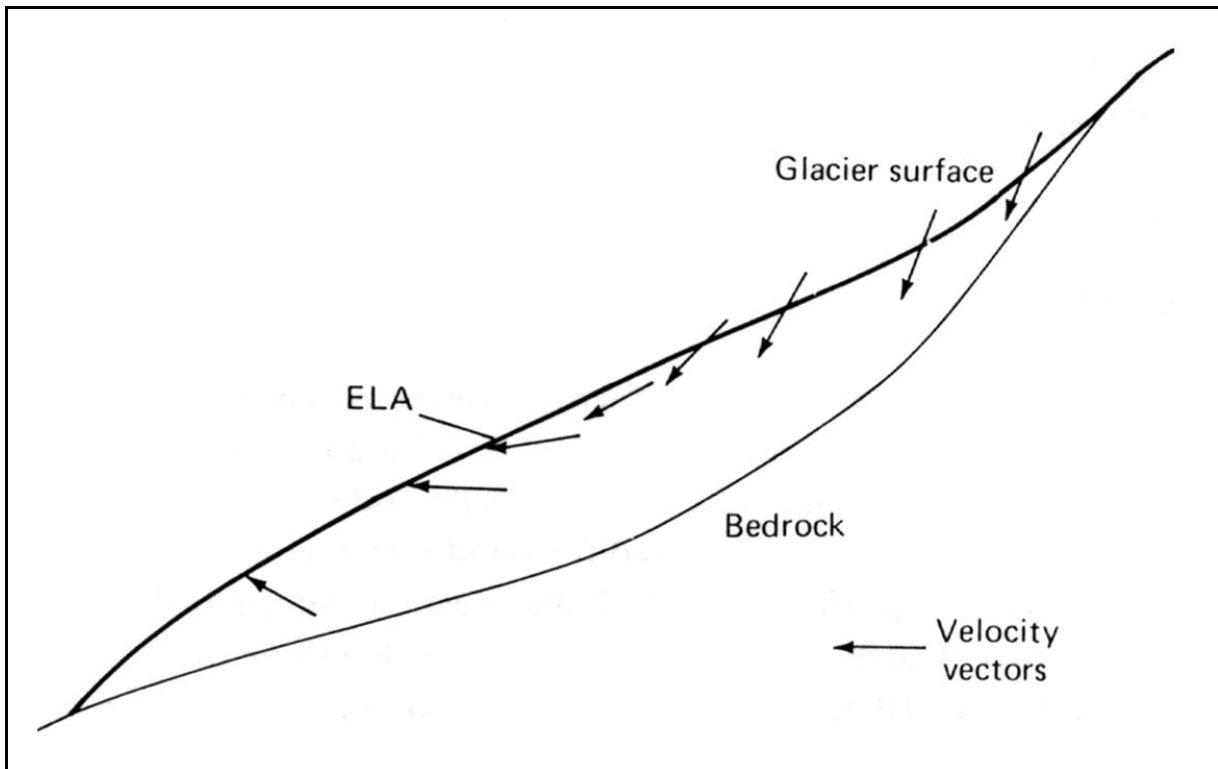


Abb. 3.2: Richtung der Fließvektoren in Gletscherlängsrichtung, abgeleitet aus den Bedingungen des stationären Fließgleichgewichtes für einen idealisierten Gletscher (aus: ANDREWS 1975).

3.1 Gradtag-Verfahren

Ansätze, die den Energieeintrag für die Schneeschmelze (M) mit einem Summationsverfahren in Abhängigkeit der Lufttemperatur in der Form

$$M = C_0 + C_m \sum_i (t_i T_i) \quad \text{für } T_i > 0^\circ\text{C} \quad (3.1)$$

parametrisieren, werden unter dem Begriff Gradtag-Verfahren zusammengefaßt. M hängt von der Summe aller Zeiträume (t_i) mit positiver Lufttemperatur (T_i) ab, wobei die Konstanten C_m und C_0 für jedes Untersuchungsgebiet neu bestimmt werden müssen. Das Gradtag-Verfahren kann unter Annahme eines hypsometrischen Temperaturgradienten und unter Berücksichtigung eines digitalen Geländemodelles leicht regionalisiert werden und wird häufig zur Abschätzung des Abflusses schnee- oder eisbedeckter Einzugsgebiete eingesetzt (RANGO UND MARTINEC 1995). Die Analyse langjähriger Meßreihen der Lufttemperatur und des Niederschlages ermöglicht es, mittels einiger Parametrisierungen eine Zeitreihe der Massenbilanz zu modellieren (OERLEMANS 1988). Effekte von Klimaveränderungen im Einzugsgebiet können durch Eingabe veränderter Temperaturdaten rasch simuliert werden (BRAITHWAITE UND OLESEN 1989, RANGO UND MARTINEC 1994, RANGO ET AL. 1995). Durch die Einbindung optischer Fernerkundungsdaten kann die lokale Schneebedeckung in das Modell integriert werden (BAUMGARTNER UND RANGO 1995). Als Einschränkung ist zu nennen, daß lediglich die Lufttemperatur als raumzeitlich veränderliche Bestimmungsgröße eingeht. VAN DE WAL ET AL. (1992) zeigen beispielsweise, daß fast die gesamte Varianz der Ablation auf der Gletscherzunge des Hintereisferners im Sommer durch die räumliche Varianz der Albedo und

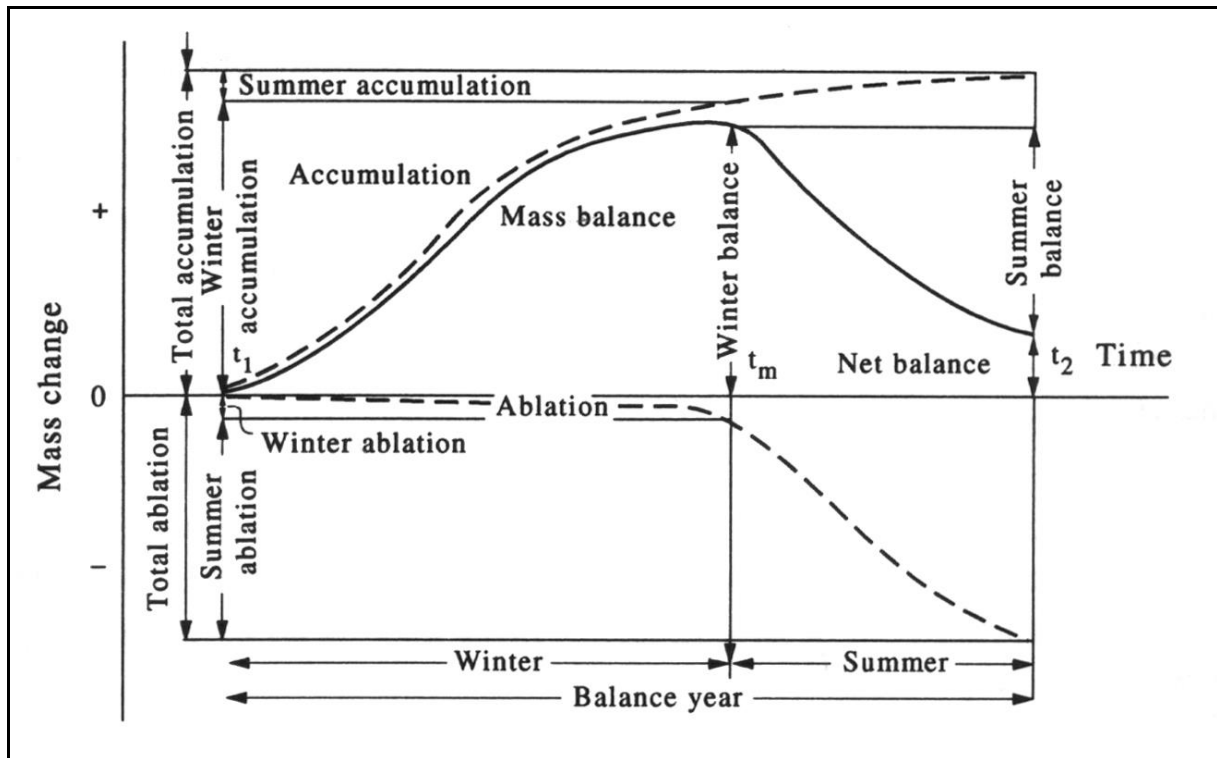


Abb. 3.3: Idealierte Darstellung der Massenbilanzterme eines kleinen Talgletschers in ihrem zeitlichen Verlauf während eines glazialen Massenbilanz-Jahres (aus: PATERSON 1994)

damit der kurzweiligen Einstrahlung zurückzuführen ist. KUSTAS ET AL. (1994) vergleichen das Gradtag-Modell mit einem physikalischen Energiebilanzmodell und mit Lysimetermessungen des Abflusses eines Untersuchungsgebietes in den Schweizer Alpen. Sie kommen zu dem Schluß, daß unter Einbezug einer einfachen Parametrisierung oder Messung der Strahlungsbilanz das Gradtag-Modell ebenso gut die Schneeschmelze modelliert wie das wesentlich kompliziertere Energiebilanzmodell.

3.2 Energiebilanzmodellierung auf physikalischer Basis - Fallstudien

Studien aus vielen Teilen der Erde arbeiten mit den in Kapitel 2.4 entwickelten Ansätzen zur Berechnung des Energieumsatzes an der Gletscheroberfläche ein. HOCK UND HOLMGREN (1996) untersuchen die sommerliche Energiebilanz eines Gletscher in den schwedischen Skanden. ARNOLD ET AL. (1996) nutzen ein regionalisiertes Energiebilanzmodell zur Bestimmung der Schneeschmelze eines Talgletschers in der Schweiz. Der österreichische Hintereisferner steht im Mittelpunkt mehrerer Studien zur sommerlichen Energiebilanz (HARDING ET AL. 1989, GREUILL UND OERLEMANS 1989, OERLEMANS 1993). DE LA CASINIÈRE (1974) untersucht detailliert die Energiebilanz eines Gletschers in den französischen Alpen. Talgletscher in Neuseeland stehen im Mittelpunkt des Interesses mehrerer Arbeiten (PROUSE UND OWENS 1982, MOORE UND OWENS 1984, HAY UND FITZHARRIS 1988, NEALE UND FITZHARRIS 1997). Ähnliche Untersuchungen liegen auch für Gletscher der Sierra Nevada (MARKS UND DOZIER 1992), für Einzugsgebiete in Japan (KONDO UND YAMAZAKI 1990, OHTA 1994, YASUYUKI UJIHASHI et al. 1994) und für Gletscher und Eiskappen in Alaska und Nordkanada (ANDERSON 1968, STRETEN UND WENDLER 1968, HOLMGREN 1971, FÖHN 1973, PRICE UND DUNNE 1976, DERIKX 1975, MUNRO 1990, MUNRO

1991) vor. Auch die sommerliche Energiebilanz kleiner Gletscher subantarktischer Inseln wurde von HOGG ET AL. (1982) auf South Georgia und von POGGI (1977) auf den Kergueleninseln erfaßt. Studien zum Energieumsatz an der Oberfläche des grönländischen Inlandeises und auf anderen Gletschern Grönlands finden sich bei VAN DE WAL UND RUSSELL (1994), OHMURA ET AL. (1994), GREUILL UND KONZELMANN (1994), STEFFEN (1995), KONZELMANN UND BRAITHWAITE (1995). In der Antarktis gibt es unter anderem detaillierte Energiebilanzstudien vom Spartak-Gletscher auf Alexander Island (JAMIESON UND WAGNER 1983), von Schnee- und Blankeisflächen in Dronning Maud Land (JONSSON 1990, BINTANJA UND VAN DEN BROEKE 1994), vom Filchner-Ronne-Eisschelf (HEINEMANN UND ROSE 1990), vom Brunt-Eisschelf (KING UND ANDERSON 1994), vom Inlandeis in der Ostantarktis (SCHLATTER 1972) und vom Ecology-Gletscher auf King George Island (BINTANJA 1995). Im Bereich der Westseite der Antarktischen Halbinsel gibt es außer der hier vorgestellten Studie zur Modellierung der sommerlichen Energiebilanz in der Marguerite Bay lediglich die Arbeiten von BINTANJA (1995) ganz im Norden der Halbinsel und von JAMIESON UND WAGNER (1983) im Süden auf Alexander Island, auf die im Abschnitt 3.5 näher eingegangen wird.

Übereinstimmend weisen fast alle Studien in der Ablationszone die Strahlungsbilanz als dominierende Größe des Energieeintrages in den Gletscher aus. Der fühlbare Wärmestrom trägt ebenfalls in der Regel zum Energieeintrag bei, während der latente Wärmestrom geringere Werte aufweist, oftmals sogar vernachlässigbar ist, und im Mittel sowohl positive wie auch negative Werte annehmen kann. Ein anderes Bild erhält man, wenn man Fallstudien untersucht, die Daten von der Perkolationszone im Sommer auswerten, oder sich mit dem Zeitraum der einsetzenden Schneeschmelze befassen (JAMIESON UND WAGNER 1983, STEFFEN 1995, KONZELMANN UND BRAITHWAITE 1995, BINTANJA UND VAN DEN BROEKE 1995). Hier dominiert der fühlbare Wärmestrom als Gewinngröße, während die Strahlungsbilanz nur einen geringen Beitrag zum Energieeintrag leistet. Der latente Wärmestrom tritt als Verdunstungsverlust auf und nimmt zum Teil hohe negative Werte an, die den positiven Eintrag durch die Strahlungsbilanz übersteigen. Zurückzuführen ist dieses Verhalten auf die entgegengesetzten Gradienten der Lufttemperatur und des Wasserdampfdrucks der Atmosphäre bei Lufttemperaturen leicht über dem Gefrierpunkt und mittleren Feuchtegehalten in der Luft. Bei Temperaturen um den Gefrierpunkt ist die langwellige Strahlungsbilanz oftmals leicht negativ und die hohe Albedo über Schnee führt zu einem geringen Gewinn von Strahlungsenergie an der Schneeoberfläche. In der Ablationszone dagegen, bei sommerlichen Lufttemperaturen weit über 0°C und schmelzender Gletscheroberfläche übersteigt die langwellige Gegenstrahlung im Mittel die Ausstrahlung der Oberfläche und die wesentlich niedrigere Albedo der Gletscheroberfläche gegenüber einer Schneefläche führt zu hohem Strahlungsenergieeintrag in den Gletscher.

3.3 Gewichtung und klimatologische Bedeutung von Eingangsgrößen der Energie- und Massenbilanz kleiner Gletscher

Ausgehend von Gradtag-Verfahren oder analytischen Energiebilanzmodellierungen kann der Einfluß einzelner Größen und die Reaktion des glazialen Systems bei Veränderungen der Einflußgrößen betrachtet werden (KUHNS 1987). WENDLER UND WELLER (1989) vergleichen je zwei Energiebilanzmodellierungen in der Antarktis und Arktis und ziehen den Schluß, daß die sommerliche Strahlungsbilanz in der Antarktis aufgrund wesentlich höherer Albedo niedriger ausfällt, obwohl bei dünnerer Atmosphäre und geringerem Sonnenabstand als auf der Nordhalbkugel die Globalstrahlung im Sommer in der Antarktis höhere Werte aufweist.

GREUELL UND OERLEMANS (1986) zeigen für einen Gletscher in Österreich, daß es nicht genügt die Energiebilanz allein aus der Lufttemperatur abzuleiten, sondern daß Luftfeuchte, Bewölkungsgrad und Windgeschwindigkeit bei der Steuerung der Energiebilanz ebenfalls einen großen Einfluß besitzen. ZUZEL UND COX (1975) erhalten eine Verbesserung der Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Schneeschmelze, wenn außer der Lufttemperatur auch Luftfeuchte, Strahlungsbilanz und Windgeschwindigkeit in die Berechnungen eingehen. BRAITHWAITE (1981) zeigt an Daten aus der kanadischen Arktis, daß die Lufttemperatur gut mit der Ablationsrate korreliert und die Hälfte der beobachteten Varianz erklärt, obwohl die Energiebilanz der Standorte wesentlich von der Strahlungsbilanz dominiert wird. An Daten aus Grönland analysiert BRAITHWAITE (1995) die Veränderlichkeit der Gradtag-Faktoren unterschiedlicher Standorte. Es zeigt sich, daß neben der Lufttemperatur die Albedo und die Turbulenz großen Einfluß besitzen. Bei hohen Temperaturen gewinnt die Turbulenz an Einfluß. Bei niedrigeren Lufttemperaturen hat eine Schwankung der Albedo größeren Anteil an der Erklärung der beobachteten Varianz der Ablation. Dies steht im Einklang mit der Vorstellung, daß höhere Temperaturen einen höheren fühlbaren Wärmestrom erzeugen, so daß die Veränderlichkeit der Windgeschwindigkeit und der Stabilität größere Effekte an der gesamten Energiebilanz zeitigt.

Reaktionen von Gletschern auf Klimaschwankungen hängen von der Veränderlichkeit oder Stabilität aller der Eingangsgrößen ab, die auch bei der Modellierung des Energie- und Massenumsatzes Eingang finden. Fallstudien berücksichtigen in der Regel die Veränderlichkeit von mittlerer Lufttemperatur und Niederschlag. OERLEMANS (1993) berechnet die Massenbilanz von alpinen Gletschern und Eiskappen außerhalb Grönlands und der Antarktis aus Jahresmitteltemperatur, mittlerem jährlichen Temperaturgang und Jahresniederschlag. Der Ansatz integriert die Strahlungsbilanz in Abhängigkeit von der Höhenlage und der mittleren Bewölkung. Der turbulente Austausch von Energie ergibt sich als Abschätzung aus der Mitteltemperatur und der mittleren relativen Luftfeuchte. Die so erhaltene höhenabhängige Energie- und Massenbilanz erlaubt es, durch Veränderung der Mitteltemperatur und des Niederschlages die Reaktion der Massenbilanz auf Klimaänderungen abzuschätzen. Eine Extrapolation der Ergebnisse der Beispielgletscher auf alle Gletscher der jeweiligen Klimazone ergibt weltweit eine mittlere Abnahme der spezifischen Massenbilanz von 0.4 m Wasseräquivalent bei einer globalen Erwärmung um 1 K. JÓHANNESSON ET AL. (1995) leiten aus einem Gradtag-Modell für Gletscher in Island, Norwegen und Grönland ab, daß eine Erwärmung um 2 K eine Erhöhung der Ablation um 1 m Wasseräquivalent in den höchsten Bereichen und um ca. 2.5 m Wasseräquivalent im Bereich der Gletscherzungen nach sich ziehen würde, wobei die Gleichgewichtslinie um 200 bis 300 m ansteigt. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt OERLEMANS (1992) für drei Gletscher in Norwegen, deren Gleichge-

wichtslinie im Modell bei einer mittleren Erwärmung um 1 K zwischen 110 m und 135 m ansteigt. OERLEMANS (1991/92) gibt für eine Erwärmung um 1 K für Gletscher der Alpen einen Anstieg der Gleichgewichtslinie um 116 m an, während eine Verminderung der Albedo um 3% zu einem Anstieg der Gleichgewichtslinie um 111 m führen soll. MAYO UND MARCH (1990) kommen zu dem Schluß, daß der Wolverine-Gletscher in Alaska bei höherer Jahresmitteltemperatur eine positive Massenbilanz erhält, da die verstärkte Ablation den Zuwachs des Gletschers durch erhöhten Niederschlag im Akkumulationsgebiet nicht ausgleichen kann.

3.4 Studien an kleinen Gletschern der Antarktischen Halbinsel

3.4.1 Glaziologische Studien

Detaillierte glaziologische Studien an 'kleinen' glazialen Einheiten der Antarktischen Halbinsel gibt es nur von einigen Orten der Halbinsel. Im Gegensatz zu den großen Eisströmen der Westantarktis und der Eisschelfe im Umkreis der Halbinsel gelten häufig die kleineren glazialen Systeme als 'quantité négligeable'. Einige Studien befassen sich mit den Eiskappen und Gletschern der Süd-Shetland-Inseln. REN JIAWEN ET AL. (1995) ermitteln Akkumulationsrate, Gleichgewichtslinie, Eismächtigkeit, Temperaturverteilung im Eiskörper und Fließverhalten der Eiskappe von Nelson Island. NOBLE (1965) beschreibt Ausdehnung, Akkumulation und Ablation von zwei kleinen Gletschern der Admiralty Bay, King-George Island. WEN JIAHONG ET AL. (1994) untersuchen die Massenbilanz und die Lage der Gleichgewichtslinie der Collins Eiskappe auf King-George Island. Durch lineare Beziehungen zwischen Niederschlag und Temperatur einerseits und zwischen Temperatur und Höhe andererseits leiten sie aus der Temperaturmeßreihe der Station Frei die Massenbilanz der Eiskappe zwischen 1970 und 1992 ab. Nachdem die Massenbilanz bis 1984 überwiegend negativ war, bleibt sie bis 1991 mit Ausnahme des Jahres 1987/88 positiv, was WEN JIAHONG ET AL. (1994) auf einen Anstieg des Niederschlages zurückführen.

3.4.2 Studien zum Energiehaushalt

Es gibt bisher nur wenige Studien, die sich mit dem Energiehaushalt an Gletscheroberflächen von Gletschern der Antarktischen Halbinsel beschäftigen.

BINTANJA (1995) bestimmt die Energie- und Massenbilanz in der Ablationszone des Ecology Gletschers auf King-George Island im Sommer 1990/91. Er ermittelt eine Ablation von 0.75 m Wasseräquivalent während des Sommers. Wie bei anderen Studien auf Ablationszonen dominiert trotz hohen Bewölkungsgrades die positive Strahlungsbilanz mit $+70 \text{ W/m}^2$ die Energiebilanz. Der fühlbare Wärmestrom trägt hingegen nur mit $+27 \text{ W/m}^2$ zur Energiebilanz bei. Diese relative Bedeutung von Strahlungsbilanz und fühlbarem Wärmestrom unterscheidet sich markant von den Ergebnissen dieser Studie und dem Befund von JAMIESON UND WAGNER (1983). Die Unterschiede sind in den bereits ausgeführten unterschiedlichen Charakteristika von Ablations- und Naßschnee- bzw. Perkulationszone zu suchen (→ Kapitel 3.2). BINTANJA (1995) gibt an, daß eine Erhöhung der Sommermitteltemperatur um 1 K die Ablation um ca. 15% erhöhte.

JAMIESON UND WAGNER (1983) untersuchen den Eis-, Wasser- und Energiehaushalt des Spartak-Gletschers auf Alexander Island bei 71° Süd in den Jahren 1969 und 1974. Diese Studie ist außer der vorliegenden Arbeit die einzige, die im Umkreis der Marguerite Bay den Energiehaushalt von Gletscheroberflächen eingehend untersucht. Die Massenbilanz des Gletschers war während dreier aufeinanderfolgender Jahre negativ. Die Akkumulation von ca. 720 mm wurde durch die Ablation von ca. 1370 mm im Durchschnitt überkompensiert. Die Fließgeschwindigkeit des Gletschers liegt im zentralen Teil zwischen 7,5 m und 16 m pro Jahr. Die Energiebilanz wurde aus Daten einer AWS berechnet, wobei die turbulenten Wärmeströme ebenso wie in der vorliegenden Arbeit nach dem Gradientenverfahren unter Verwendung der Stabilitätskorrektur nach Richardson berechnet wurden. Die Ergebnisse der Energieflußmodellierung zeigen teilweise eine Abweichung von über 100% zu den gemessenen Gewinn- und Verlustgrößen. JAMIESON UND WAGNER (1983) nehmen an, daß die turbulenten Wärmeströme, die im Mittel des Zeitraumes einen Energieeintrag liefern, weit überschätzt wurden. Der latente Wärmestrom tritt im Hochsommer als Verlustgröße auf, so daß beide turbulente Größen unterschiedliche Vorzeichen aufweisen. Der fühlbare Wärmestrom dominiert die Energiebilanz. Die Strahlungsbilanz weist nur im Hochsommer ähnlich hohe Werte auf wie der fühlbare Wärmestrom. Bei ähnlichen Lufttemperaturen im Hochsommer wie am Northeast- und McClary-Gletscher ergeben sich große Ähnlichkeiten bezüglich der Verteilung der einzelnen Energieflußgrößen zwischen der Studie von JAMIESON UND WAGNER (1983) und der vorliegenden Arbeit. Lediglich die wesentlich tiefere Firntemperatur von -7°C in 2 m Tiefe führt zu einem erheblichen Unterschied gegenüber den Verhältnissen am Northeast-Gletscher. Am Northeast-Gletscher konnte auch in 2,5 m Tiefe keine signifikante Abweichung der Temperatur von 0°C gemessen werden. Im Gegensatz zur Situation am Northeast-Gletscher im Sommer 1994/95 konnte am Ort der AWS am Spartak-Gletscher der Speicherwärmestrom in den Eiskörper nicht vernachlässigt werden. JAMIESON UND WAGNER (1983) messen im Januar 1974 einen beachtlichen Abfluß von 200 Liter pro Sekunde stromabwärts des Gletschertores in ca. 40 m N.N. Es ist unklar, wie dieser Befund mit der Firntemperatur von -7° C im Dezember 1973 in 240 m N.N. und nur 3 km vom Gletschertor entfernt in Einklang zu bringen ist. Aus der Summe der berechneten Schneeschmelze am Standort der AWS ergibt sich eine weit geringere Ablation als 1100 mm im Sommer 1973/74. Diesen Wert erhalten JAMIESON UND WAGNER (1983) aus Messungen an Ablationsstangen als Mittelwert für den gesamten Gletscher. Die Energiebilanz am Standort der AWS kann offensichtlich nicht als repräsentativ für den Gesamtgletscher gelten.

4 Zum Beitrag der Fernerkundung

4.1 Radarfernerkundung der Schneedecke

4.1.1 Der abbildende Radar des ERS-1

Das entscheidende Merkmal der Fernerkundung der Schneedecke mit abbildendem Radar stellt die Tatsache dar, daß die in den Bildpunkten enthaltene Information nicht nur von den Oberflächeneigenschaften, sondern zudem vom Volumen und dem inneren Aufbau der Schneedecke determiniert wird. In dieser Arbeit wurden Satellitenbilder des ersten europäischen Radarsatelliten (ERS-1) eingesetzt. Auf eine umfassende Darstellung der Funktion des Systems wird ebenso wie auf die Darstellung der physikalischen Behandlung des Radar und der mathematischen Prozessierung der Daten verzichtet. Es sei hier auf die entsprechenden Lehrbücher (z. B. ULABY ET AL. 1982, ULABY ET AL. 1986) und auf die Veröffentlichungen der europäischen Raumfahrtagentur ESA (VASS UND BATTRICK 1992a, VASS UND BATTRICK 1992b, BATTRICK 1993) sowie GOTTSCHALK (1991) verwiesen. Einige wichtige Systemparameter des ERS-1 sind in Tabelle (4.1) zusammengefaßt. Dabei wird nur das aktive, abbildende Radar des ERS-1 - 'active microwave instrument' (AMI)

Start des ERS-1	17. Juli 1991
Gewicht des Satelliten	ca. 2.4 Tonnen
Gewicht des AMI	0.33 Tonnen
Orbit	beinahe polar und synchron zur Sonne
Inklination des Orbit	98.52°
Dauer einer Erdumrundung	ca. 100 Minuten
Repetitionsrate	je nach Programmierung 3, 35 oder 176 Tage
Frequenz des AMI	5.3 GHz (C-Band)
Bandbreite	15.55 MHz
Polarisation	linear vertikal
Antennengröße	10m x 1m
Einfallswinkel des Pulses zur Erde	20.1° (23° im Mittel) bis 25.9°
Streifenbreite	100 km
Größe einer Szene	100 * 102 km ²
Bildpunktgröße (Pixel-Größe)	ca. 12.5*12.5 m ²
Bildgröße	ca. 8000 * 8200 Pixel entsprechend
Räumliche Informationsdichte	< 33 m in 'ground range' und < 30 m in Azimutrichtung, ca. 25*25 m ²
Abstand der Streifenmitte vom Nadir	ca. 300 km rechts in Flugrichtung

Tab. 4.1: Technische Daten der ERS-1-AMI-PRI (Angaben aus: VASS UND BATTRICK 1992b).

berücksichtigt und nur auf die technischen Daten der ‘Precision Images’ (PRI) eingegangen, da Daten anderer Instrumente des ERS-1 und andere Bildprodukte des AMI bei dieser Arbeit keine Verwendung fanden.

Der Radarimpuls wird als enge Keule von der Antenne mit 23° durchschnittlichem Einfallswinkel zur Erde gesandt. Die vom Streukörper in Richtung der Antenne vom Streukörper reflektierte Strahlung wird an der Antenne erfaßt, wobei die Wellenlängenverschiebung aufgrund des Dopplereffektes zur Lokalisierung des Streuzentrums in Flugrichtung und die Laufzeit des Signals zur Lokalisierung senkrecht zur Flugrichtung genutzt werden. Das Echo von insgesamt ca. 300 Pulsen mit einer Breite von $37 \mu\text{s}$ wird zur Bestimmung des Rückstreuwertes einer Lokation verwendet. Drei solcher ‘looks’ werden anschließend zur Bestimmung von Phase und Amplitude des rückgestreuten Signals von einem Bildpunkt gemittelt. Die kombinierte Angabe aus Amplitude und Phase des Signals kann als komplexe Zahl für jeden Bildpunkt angegeben werden. Durch Bildung des Absolutbetrags dieser komplexen Zahl ergibt sich die Intensität des Signals, welches in den PRI-Daten mit einer rechnerischen Bildtiefe von 16 Bit pro Pixel abgespeichert wird (VASS UND BATTRICK 1992). Die Daten werden mit einer räumlichen Auflösung von $12.5 \cdot 12.5 \text{ m}^2$ je Pixel dargestellt, wobei die effektive Auflösung aufgrund der Geometrie und Charakteristik der Antenne bei circa $25 \cdot 25 \text{ m}^2$ liegt. Der Datenumfang einer Vollszene entspricht ca. 131 MBytes (BATTRICK 1993). Die Aufzeichnung der vom ERS-1 empfangenen Daten erfolgt mittels Übertragung der Daten zu einer terrestrischen Parabolantenne in Echtzeit. Dies bedeutet, daß der Satellit sich im Sichtbereich einer Bodenempfangsstation befinden muß. Der Empfang von Bilddaten des Raumes der Antarktischen Halbinsel wird durch eine vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR) als Annex an die chilenische Forschungsstation O’Higgins betriebene Empfangsanlage gewährleistet. Der Betrieb der Empfangsantenne wird allerdings nur für wenige kurze Zeiträume von jeweils einigen Wochen pro Jahr finanziert (HOCHSCHILD 1995). Die Station O’Higgins befindet sich im Norden der Antarktischen Halbinsel auf der Trinity Peninsula bei $63^\circ 19'$ Süd und $57^\circ 54'$ West (GALIMBERTI 1991).

4.1.2 Die Abbildung der Schneedecke in ERS-PRI-Daten

Die Bedeutung der Radarfernerkundung für die Schneedecke wird bei ROTT (1991), ROTT UND NAGLER (1994), WUNDERLE (1996), HALLIKAINEN (1994) und SAURER ET AL. (1998) eingehend diskutiert. Die theoretische Ableitung der Rückstreuung von Radarimpulsen findet sich bei ULABY ET AL. (1986), FUNG UND CHEN (1989), WEST ET AL. (1993), HALLIKAINEN (1996a, 1996b), FRIEDRICH (1996), WUNDERLE (1996) und CHUAH ET AL. (1997). In Zusammenhang mit dieser Arbeit sind folgende Charakteristika der Schneedecke entscheidend:

Die an der Antenne empfangene Strahlungsintensität (P_r) aus dem Zielgebiet (A) hängt außer von der Wellenlänge der Strahlung (λ), der Sendeleistung (P_t), der Antennengeometrie (G) und dem Abstand (R) zwischen Sensor und Objekt auch von der Geometrie und den dielektrischen Eigenschaften der Streukörper ab. Diese Eigenschaften werden im Rückstreuoeffizienten (σ_0) zusammengefaßt. Die gesamte Rückstreuintensität ergibt sich als Flächenintegral über die Fläche eines Pixels zu (ULABY ET AL. 1982, WEST ET AL. 1996):

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_A \frac{P_t G^2 \sigma^0}{R^4} dA \quad (4.1)$$

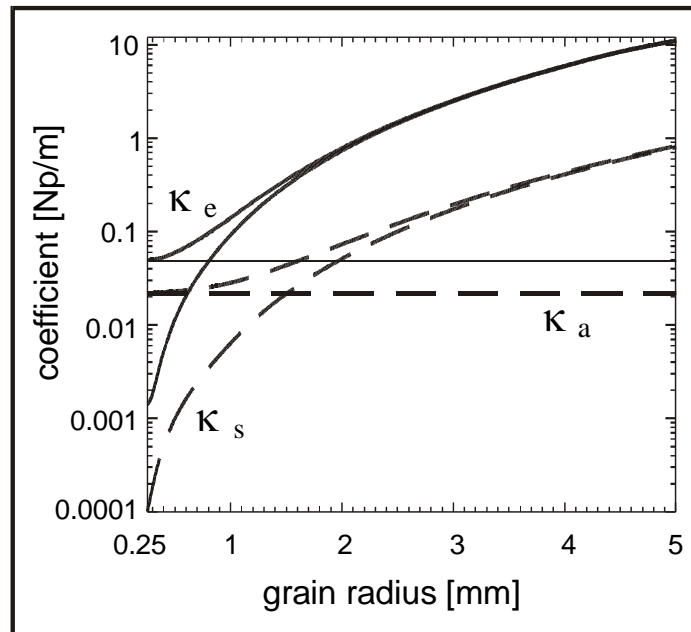


Abb. 4.1: Extinktions- (κ_e), Absorptions- (κ_a) und Streukoeffizient (κ_s) bei 5.3 GHz für trockenen Schnee bei einer Schneedichte von 250 kg/m³ (gestrichelte Kurven) und bei einer Schneedichte von 650 kg/m³ (durchgezogene Kurven) als Funktion des Radius der Schneekristalle.

Der Materialparameter σ_0 von Schneedecken im C-Band des elektromagnetischen Spektrums setzt sich aus einem Anteil der Oberflächenstreuung und einem Anteil der Volumenstreuung im Schneepaket zusammen. Trockener Schnee kann als eine Mischung aus Luft und Eiskristallen betrachtet werden. Die komplexe Dielektrizitätskonstante (ϵ) von Trockenschnee im C-Band nimmt bei einer Schneedichte von 250 kg/m³ einen Wert von $(1.4-i\cdot 0.0002)^3$ an. Bei 600 kg/m³ Schneedichte erhält man einen Wert von $(2.3-i\cdot 0.0009)$. Aufgrund des geringen komplexen Anteils ergibt sich eine geringe Oberflächenstreuung sowohl beim Übergang von Luft zu Schnee als auch an Horizonten im Schneevolumen. Der Beitrag der Volumenstreuung zur gesamten Rückstreuung hängt vom Extinktions- (κ_e), vom Absorptions- (κ_a) und vom Streukoeffizienten (κ_s) ab. Diese Größen lassen sich mit der Eindringtiefe der Strahlung (δ_p) in einen einfachen Zusammenhang bringen (SCHNEIDER ET AL. 1998):

$$1/\delta_p = \kappa_e = \kappa_a + \kappa_s. \quad (4.2)$$

Für trockenen Schnee ist der Absorptionskoeffizient unabhängig von der Korngröße des Schnees, während der Streukoeffizient mit der Korngröße rasch zunimmt (Abb. 4.2).

Durch Schmelz- und Gefrierzyklen metamorphisierter Schnee weist wesentlich größere Korndurchmesser und eine ausgeprägtere Stratifizierung durch Eislinsen auf als Schnee der dauerhaften Trockenschneezone. Die höhere Zahl der Eislinsen erhöht die Oberflächenrückstreuung aus dem Schneepaket, da eine höhere Anzahl interner Oberflächen auftritt. Obwohl die erhöhte Korngröße die Eindringtiefe verringert, erhöht sich die gesamte Volumenrückstreuung des Schneepaketes durch den Anstieg des Streukoeffizienten maßgeblich (SHI ET AL. 1993). Aufgrund der geringen Kristallgrößen und der fehlenden Eislinsen im Schneepaket ist die Rückstreuung von Trockenschneegebieten deshalb weit

geringer als von durchgefrorenen Bereichen der Perkulationszone, obwohl die Eindringtiefe in Trockenschnee hoch ist. (SAURER ET AL. 1998, SCHNEIDER ET AL. 1998).

Das dielektrische Verhalten von nassem Schnee verändert die Rückstreuung von einer feuchten bzw. schmelzenden Schneedecke gegenüber einer trockenen Schneedecke erheblich. Durch die Beimengung von flüssigem Wasser ergibt sich ein moderater Anstieg des Realanteil der Dielektrizitätskonstante. Der komplexe Anteil von ε steigt jedoch bei einem Flüssigwassergehalt von 2 Volumenprozent bereits auf das 100-fache an (SCHNEIDER ET AL. 1998). Die Absorption erhöht sich stark, da κ_a vom Quotienten aus Imaginär- und Realanteil von ε abhängt (HALLIKAINEN UND ULABY 1986):

$$\kappa_a = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} - 1 \right)} \quad (4.3)$$

Bei einem Kristalldurchmesser von 1 mm sinkt die Eindringtiefe von ca. 11 m bei völlig durchgefrorenem Schnee auf ca. 1 cm bei einem Flüssigwassergehalt von 5% (vgl. Abb. 4.2). Die Volumrückstreuung von feuchtem Schnee ist wenig höher als bei trockenem Schnee. Da jedoch das durchstrahlte Volumen signifikant kleiner ist, ist die aus der Schneedecke zurück reflektierte Strahlung deutlich geringer als bei trockenem Schnee mit gleicher Stratigraphie. Die stark veränderte Dielektrizitätskonstante führt zu einem Anstieg der Oberflächenstreuung bei Naßschnee. Dieser Anteil an der Rückstreuung ist stark abhängig vom lokalen Einfallswinkel (FUNG ET AL. 1995, SCHNEIDER ET AL. 1998).

Aus der Kombination von Winter und Sommeraufnahmen mit abbildendem Radar können also die untere Grenze der Trockenschneezone, die durchgefrorene Perkulationszone und die sommerliche Naßschneezone unterschieden werden, wie WUNDERLE UND SAURER (1995) und WUNDERLE (1996) für das Untersuchungsgebiet in der Marguerite Bay zeigen. Auch HALLIKAINEN ET AL. (1994) kommen zu dem Schluß, daß mit ERS-PRI-Daten verschiedene Schneebedingungen unterschieden werden können. Die Analyse einer Zeitreihe von ERS-1-AMI-PRI-Daten für einen Gletscher in British Columbia nehmen SMITH ET AL. (1997) vor. Sie grenzen aphen Gletscher, Naßschneezone und Perkulationsbereich aufgrund unterschiedlicher Rückstreuintensitäten räumlich voneinander ab. Dabei ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen der Verlagerung von Schneezonen und der Höhenänderung der Lage der 0°C-Isotherme. Die signifikante Änderung der Rückstreuung bei einsetzender Schneeschmelze in multitemporalen Radarszenen wird auch zur Beobachtung der Frühjahrsschneesmelze großer Einzugsgebiete eingesetzt (HALLIKAINEN ET AL. 1992, HOLT 1995, PIESBERGEN ET AL. 1995). Auch zur Analyse der Schneeeigenschaften auf Meereis werden ERS-1-PRI-Aufnahmen genutzt (BARBER ET AL. 1994). Kompliziert wird die Auswertung der Radarrückstreuung, wenn unterschiedlich mächtige Schneedecken und unterschiedliche Arten von Untergrund zu vielfältigen Kombinationen der Rückstreuung von feuchten und durchgefrorenen Oberflächen führen (RIGNOT UND WAY 1994). Für großräumige Darstellungen, z. B. bei der Betrachtung der Schmelze auf großen Eisschelfen (RIDLEY UND RAPLEY 1993), bietet sich dabei die Auswertung passiver Mikrowellendaten an, die eine schlechtere räumliche Auflösung aufweisen. Durch die Kombination von Aufnahmen mit verschiedenen Wellenlängen sind passive Mikrowellen gut zur Erfassung der Schneeschmelze geeignet (MOTE ET AL. 1993). Werden bei anderen passiven oder aktiven Radarferner-

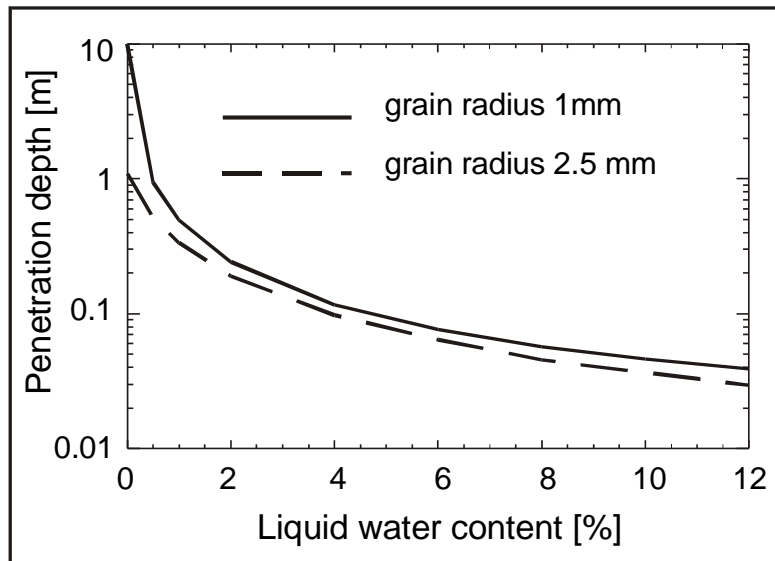


Abb. 4.2: Eindringtiefe der Radarstrahlung bei 5.6 GHz für zwei verschiedene Schneekristalldurchmesser als Funktion des relativen Flüssigwasseranteiles (aus: SCHNEIDER ET AL. 1998).

kundungssystemen verschiedene Polarisationsrichtungen, verschiedene Einfallswinkel und verschiedene Wellenlängen kombiniert, so können zusätzliche Informationen gewonnen werden, die zur Abgrenzung unterschiedlicher Schneetypen und deren Interpretation herangezogen werden können (ROTT ET AL. 1993, SURDYK UND FILY 1993, LOHMEIER ET AL. 1995, STROZZI UND MÄTZLER 1995).

Die bei dieser Untersuchung genutzte Unterscheidbarkeit von Schneezonen wird durch die Beschreibung eines Ausschnittes aus der ERS-1-AMI-PRI-Szene vom 18.01.1995 in Abschnitt 4.1.4 verdeutlicht.

4.1.3 Die verwendeten ERS-1-PRI-Szenen

Zeitgleich mit den zur Verfügung stehenden meteorologischen Messungen auf dem Northeast- und McClary-Gletscher wurden im Sommer 1993/94 drei ERS-1-Szenen und im Sommer 1994/95 eine Szene aufgezeichnet, die, vom selben Orbit aus, das Untersuchungsgebiet abdecken. Die Daten der verwendeten Szenen ergeben sich aus Tabelle 4.2.

Die Szenen des Jahres 1994 wurden von WUNDERLE (1996) bereits zu einer Mehrkanalszene überlagert. Diese Mehrkanalszene sowie die Szene von 1995 wurden mittels eines einfachen Paßpunktverfahrens auf die Geometrie des vorliegenden Geländemodelles entzerrt. Dabei wurden die höhenabhängigen Effekte, die sich durch die schräge Sicht des Radars ergeben, nicht berücksichtigt. Die vorliegende Entzerrung weist deshalb erhebliche Abweichungen zwischen Geländemodell und Satellitenbild auf, die bei Bergspitzen mehrere Kilometer betragen können. Die Entzerrung dient nur zur ungefähren Überlagerung von Geländemodell und Satellitenbildern. Eine exakte Georeferenzierung wurde nicht angestrebt und ist im Rahmen der vorliegenden Arbeit auch nicht zwingend erforderlich, da sich die Auswertung auf die Gletscheroberflächen mit geringer Hangneigung beschränkt. Da Paßpunkte nur im Bereich der Gletscherkante und der Küstenlinien der vorgelagerten Inseln gefunden werden konnten, ist die Anpassung im Bereich der Gletscherkante gut. Mit zunehmender Entfernung

Datum	01.02.1994	07.02.1994	13.02.1994	18.01.1995
Orbit	13319	13405	13491	18355
Frame	5769	5769	5769	5769
Uhrzeit (GMT)	5:02 Uhr	5:02 Uhr	5:02 Uhr	4:58 Uhr
Ortszeit	ca. 2 Uhr	ca. 2 Uhr	ca. 2 Uhr	ca. 2 Uhr
Höhenlage der Grenze zwischen Naß- und Trockenschnee [m]	274	259	327	600

Tab. 4.2: Daten der verwendeten ERS-1-Szenen.

von der Gletscherkante und mit zunehmender Höhenlage vergrößern sich die Abweichungen. Die relative Lage der Satellitenbilder zueinander kann mit einer Genauigkeit von unter 5 Pixel bestimmt werden, da alle Bilder aus dem gleichen Blickwinkel mit räumlich gleich verlaufender Umlaufbahn aufgezeichnet wurden. Zur exakten Georeferenzierung müßte ein Entzerrungsverfahren eingesetzt werden, welches das digitale Geländemodell beim Anpassungsprozeß mitberücksichtigt (HAEFNER 1994).

4.1.4 Die ERS-1-Szene vom 18.01.1995

Abbildung 4.3 zeigt einen Ausschnitt der auf das Geländemodell entzerrten ERS-1-Szene vom 18.01.1995. Die verwendeten topographischen Bezeichnungen sind in Abbildung 4.4 eingetragen. Die folgende Beschreibung bezieht sich auf Abbildung 4.3:

Die ERS-1-Szene wurden um 4:58 Uhr GMT – also 1:58 Uhr Ortszeit - aufgezeichnet. In der linken Bildhälfte verläuft die Gletscherkante von McClary- und Northeast-Gletscher in nordwest-südöstlicher Richtung vom Cape Calmette im Norden zur Roman-Four Promontory im Süden. Die Butson Ridge, welche die beiden Gletscher trennt, ist durch die hohen Rückstreuwerte in den ‘fore-shortening’-Bereichen als Bergkette leicht zu erkennen. Nach Norden wird der McClary-Gletscher durch eine Bergkette mit Gipfeln um ca. 1000 m N.N. begrenzt. Nördlich daran ist am oberen Bildrand der Todd-Gletscher abgebildet. Im Süden reicht noch ein Teil des Neny Fjordes in den Bildausschnitt. Am linken Bildrand sind Teile von Millerand Island abgebildet. Die Debenham Islands mit der Station San Martin lassen sich als hellere Flecken zwischen der Ostspitze von Millerand Island und der Gletscherkante ausmachen. Neny Island zwischen Millerand Island und der Roman-Four Promontory hebt sich deutlich ab. Die raue Oberfläche der See durchsetzt mit Eisbergen und Treibeis führt zu intensiver Strukturierung bei im Mittel mäßig hohen Rückstreuwerten. Östlich der Gletscherkante schließt sich auf beiden Gletschern eine Fläche mit sehr geringen Rückstreuintensitäten an. Diese Zone reicht auf beiden Gletschern bis auf ca. 560 m N.N. Am McClary-Gletscher liegt der Übergang zur durchgefrorenen Perkolationszone wenig westlich der Bild- und Gletschermitte. Am Northeast-Gletscher erstreckt sich die aktuelle Naßschneezone bis in den Talschluß. Auch im Norden des Ausschnittes erkennt man einen kleinen Bereich mit dunkel abgebildeter Naßschneezone, welcher dem Abstrom des McClary-Gletscher in Richtung des Swithinbank-Fjordes, der nördlich des Bildausschnittes liegt, entspricht. Die Perkolationszone ohne Flüssigwasser ist an der hellen Tönung - also den

hohen mittleren Rückstreuwerten - erkennbar. Dieser Bereich wird im wesentlichen durch die höher liegenden Gebiete des McClary-Gletschers und des Todd-Gletschers, den kleinen Gletscher in der Butson Ridge und den Sodabread Slope im oberen Teil des Northeast-Gletschers gebildet. Die Hochfläche des Plateaus im Osten gehört der permanenten Trockenschneezone an. Hier finden sich wieder Rückstreuintensitäten, die wesentlich geringer sind als in der Perkulationszone ohne Flüssigwasser, was auf die geringere Größe der Schneekristalle und die weniger stark ausgeprägte Stratifizierung der Schneedecke zurückzuführen ist. In Abbildung 4.5 ist ein Ausschnitt von 1024·1024 Pixel aus dem unentzerrten Satellitenbild dargestellt. Der Ausschnitt umfaßt den westlichen Teil des McClary-Gletschers in der Bildmitte. Mit schwarzen Kreisen sind die durch Winkelreflektoren erzeugten hellen Punkte hervorgehoben, die Meßpunkte auf den Gletschern kennzeichnen.

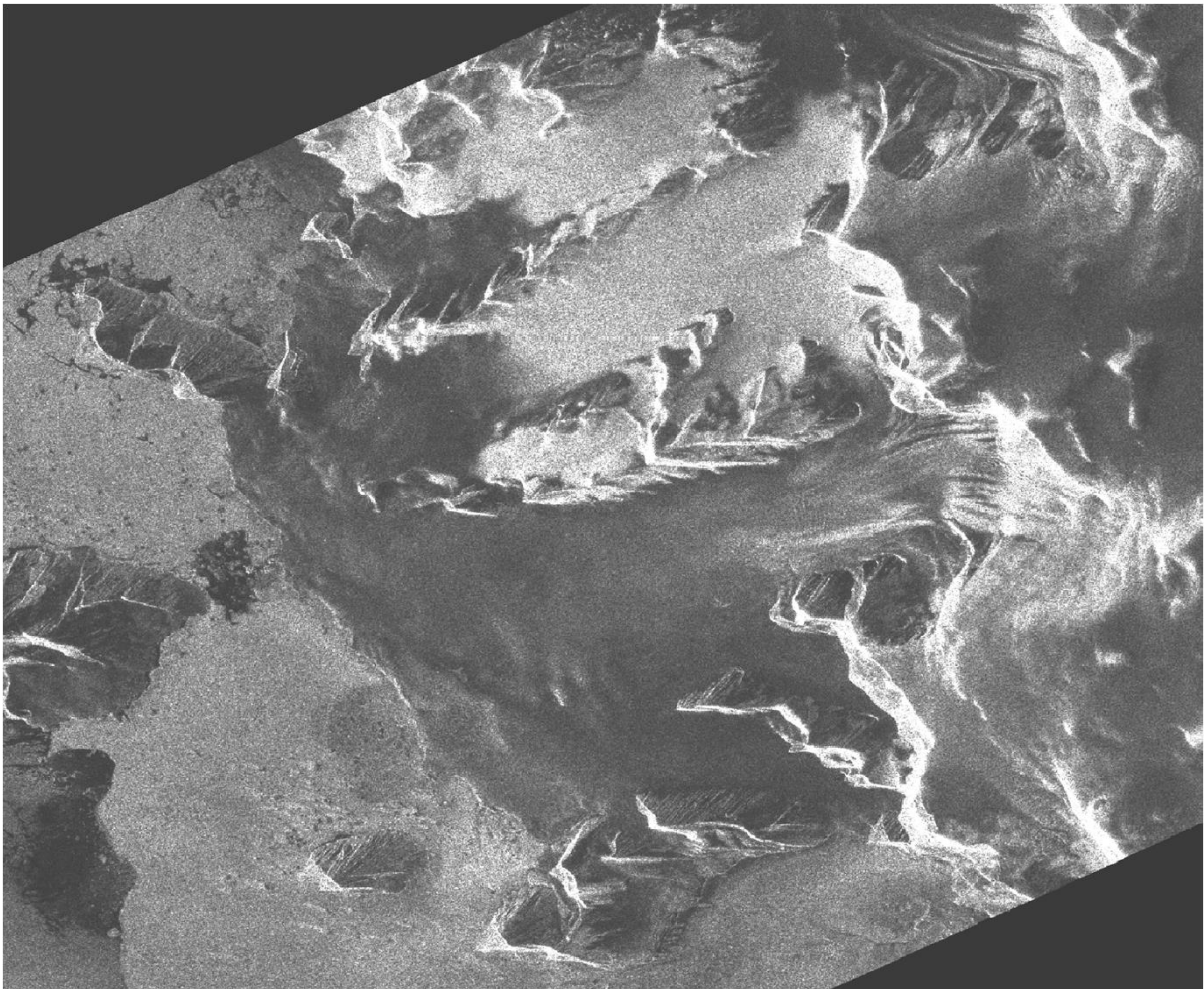


Abb. 4.3: Ausschnitt aus der ERS-PRI-Szene vom 18.01.1995 (Copyright ESA).

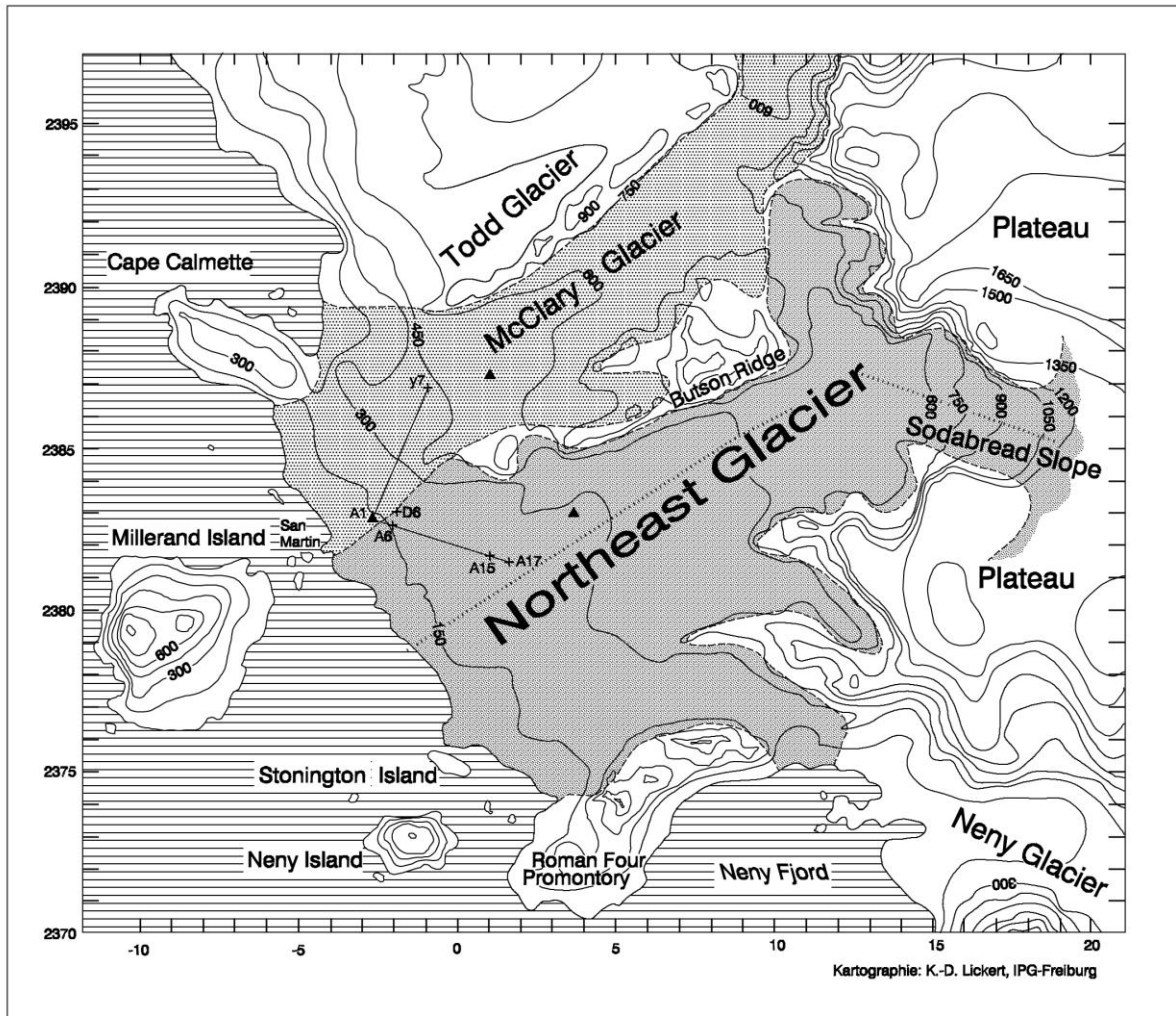


Abb. 4.4: Topographische Skizze des Untersuchungsgebietes abgeleitet aus einem digitalen Geländemodell (IfAG Frankfurt). Die in hellem Grau unterlegte Fläche deutet die Oberfläche des McClary-Gletscher, die in dunklem Grau gehaltene Fläche gehört dem Northeast-Gletscher an. Die Abbildung stellt eine stereographische Projektion mit dem 67° West als längentreu abgebildetem Mittelmeridian dar. Die 0-Marke auf der X-Achse bezeichnet die Lage von 67° West. Die Zahlen an den Achsen bezeichnen Entfernungen in km. Die Zahlen an der Y-Achse geben die Entfernung zum Pol in km an. Der nördliche Rand der Abbildung liegt ungefähr bei 68° Süd.

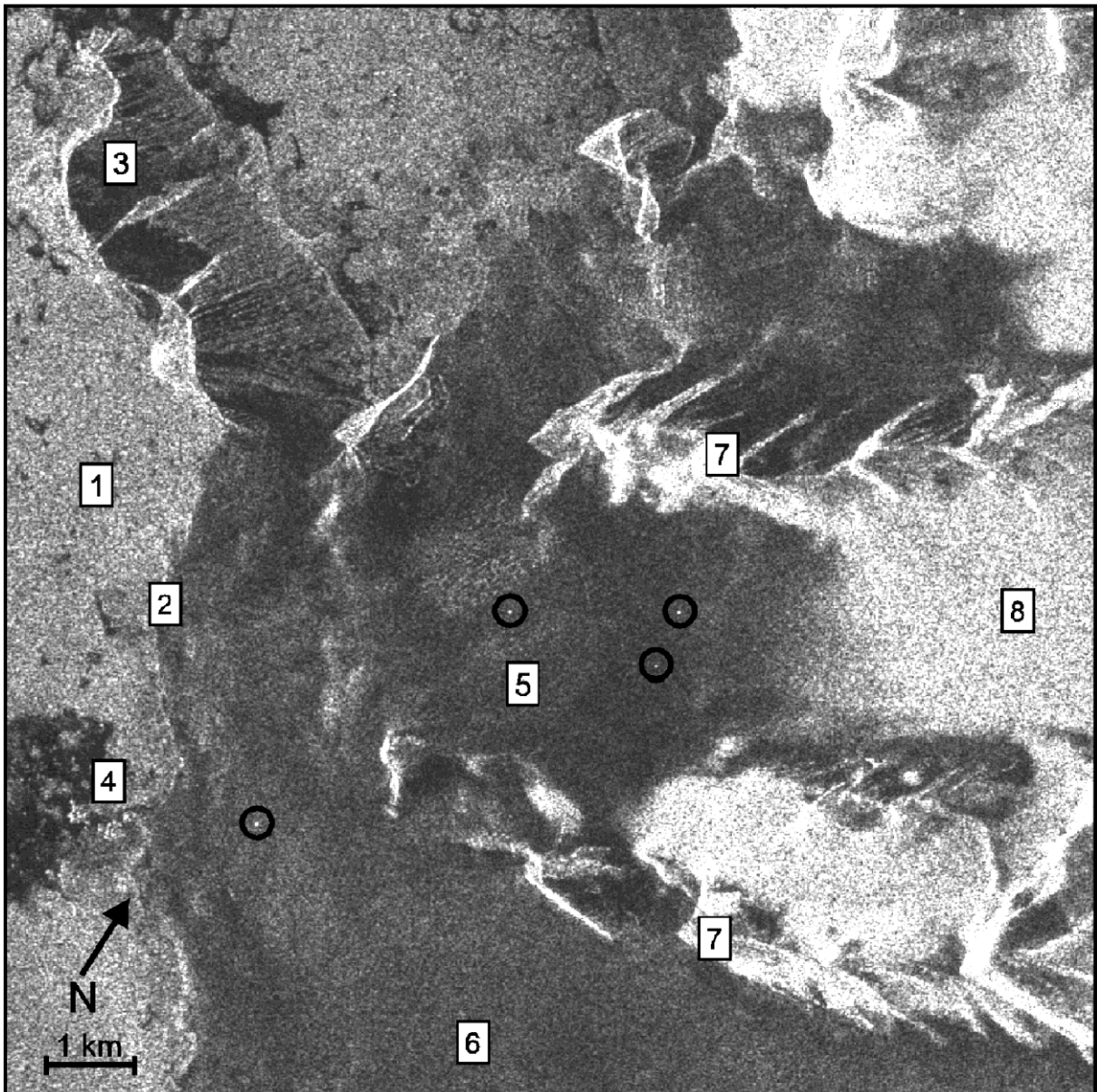


Abb. 4.5: Ausschnitt von $1024 * 1024$ Pixel aus der ERS-PRI-Szene vom 18.01.1995. Die offenen schwarzen Punkte heben die hellen Punkte hervor, die von den Winkelreflektoren auf dem Gletscher herrühren. Die Zahlen bezeichnen die Meeresoberfläche [1], Die Gletscherkante [2], Cape Calmette [3], die Debenham Islands [4], die angefeuchtete Schneedecke auf dem McClary [5], die angefeuchtete Schneedecke auf dem Northeast-Gletscher [6], die 'layover'- bzw. 'fore-shortening'-Bereiche der Bergketten und die durchgefrorenen Schneedecke der Perkolationszone auf dem McClary-Gletscher [8] (Copyright ESA).

4.1.5 Die Schneedecke von Northeast- und McClary-Gletscher im Satellitenbild

Für eine Zeitreihe von ERS-1 Aufnahmen zwischen Januar 1994 und März 1994 leitet WUNDERELE (1996) die zeitliche Entwicklung des Rückstreuungskoeffizienten für verschiedene Testflächen ab. Die Rückstreuung liegt in stark verspaltem Gebiet um ungefähr 6dB höher als in Gebieten mit glatter Schneeoberfläche. Die Differenz zwischen völlig durchgefrorenem

Schnee der Perkulationszone (-4dB) und stark durchfeuchtetem Schnee (-16dB) liegt hingegen bei -12dB (WUNDERLE UND SAURER 1995). Eine exakte Korrelation zwischen meteorologischen Daten und ERS-1 Bildern wird bei WUNDERLE (1996) nicht versucht, aber die Zeitreihe zeigt den deutlichen Zusammenhang auf: Eine kurze Episode wärmerer Lufttemperatur nach dem 26. Januar 1994 führt zu einem Abfall der Rückstreuung aufgrund von Flüssigwasser in der Schneedecke in höheren Lagen des Northeast-Gletschers bis ca. 300 m N.N. Die noch höher gelegenen Bereiche des McClary-Gletschers (ca. 450 m N.N.) liegen bereits zu hoch, als daß die Lufttemperatur die Nullgradgrenze lange genug überschritte, um für eine Durchfeuchtung der Schneedecke zu sorgen (WUNDERLE UND GOßMANN 1995).

Die Trockenschneegrenze im Umfeld der Station San Martín gibt WUNDERLE (1996b) mit ca. 1260 m N.N. an. Dies wird einerseits aus der Differenzierung in einer ERS-1-Szene vom August 1993 abgeleitet. Andererseits ergibt es sich aus dem mittleren hypsometrischen Temperaturgradienten von $0.61^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ und dem Temperaturmaxima im wärmsten Monat des Jahres im Meeresniveau.

4.1.6 Lage des Überganges von Naßschnee zu trockenem Schnee in der Perkulationszone im Untersuchungsraum

Aus den ERS-1-Radarbildern wurde die Lage des Überganges von Naßschnee zu durchgefrorenem Schnee der Perkulationszone extrahiert. Die mittlere Lage des Überganges wurde am Bildschirm digitalisiert. Die Vektoren konnten anschließend dem Geländemodell überlagert werden und die mittlere Höhenlage wurde als Mittel über alle Punkte entlang der Linie errechnet. Aufgrund der geometrischen Abweichungen zwischen Geländemodell und Satellitenbild muß ein Fehler von $\pm 30\text{ m}$ bei der mittleren Höhenlage einkalkuliert werden. Die mittlere Höhenlage des Überganges ist in Tabelle 4.2 als unterste Zeile vermerkt.

4.2 Fernerkundung im Bereich der Antarktischen Halbinsel

Die Bearbeitung geowissenschaftlicher Fragestellungen mit Fernerkundungsdaten hat in peripheren, schwer zugänglichen Räumen große Bedeutung. Da im hier ausgeführten methodischen Zusammenhang die Auswertung von Fernerkundungsdaten nicht zentral ist, sondern eher begleitenden Charakter besitzt, wird auf eine detaillierte Ausführung der Bedeutung der Fernerkundung in polaren Räumen verzichtet. Weiterführende Überblicksdarstellungen zur Fernerkundung von Schnee und Eis findet man unter anderem bei FOSTER ET AL. (1987), MASLANIK UND BARRY (1990), ENGMAN UND GURNEY (1991), DELLA ROCCA (1994), WADHAMS (1994) und WUNDERLE (1996). Einen Querschnitt der Arbeiten, die sich explizit mit dem Raum der Antarktischen Halbinsel befassen, wird im folgenden nach Sensortypen gegliedert gegeben. Die daraus abzuleitenden Erkenntnisse sind in Kapitel 5 und Kapitel 6 eingearbeitet.

4.2.1 Optische Daten und Thermaldaten

Verschiedene Autoren setzen Luftbilder, optische Daten der Satelliten SPOT und Landsat zur Kartierung von Schelfeisrändern und Gletscherkanten ein (REYNOLDS 1988, DOAKE UND VAUGHAN 1991, CALVET ET AL. 1992, CALVET UND CORBERA 1993, VAUGHAN 1993,

VAUGHAN ET AL. 1993, SCVARCA 1993, MUSER 1995, WARD 1995 und WUNDERLE 1996). Auch zur Datengewinnung in der Kartographie bzw. zur Erstellung von Satellitenbildkarten der Antarktischen Halbinsel werden diese Daten genutzt (SIEVERS ET AL. 1989, THOMSON UND COOPER 1993). Die glaziologische Kartierung der Oberfläche von Schelfeisen und Gletschern wird durch die Interpretation von optischen Satellitenaufnahmen, beispielsweise am Wilkins-Eisschelf (VAUGHAN ET AL. 1993) unterstützt. Der räumliche Versatz von Spaltensystemen entlang der Fließlinien von Gletschern, wie er in optischen Satellitenbildern und Radarbildern erkennbar ist, wird zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit an der Gletscheroberfläche eingesetzt. VAUGHAN (1992, 1993) setzt dieses Verfahren zur Bestimmung der Fließdynamik der Auslaßgletscher des Wordie-Eisschelfes ein. LUCCITTA ET AL. (1993) leiten mit diesem Verfahren für einen Eisstrom südlich von Alexander Island, der Teile der Westantarktis drainiert, die Fließgeschwindigkeit ab.

Für meteorologische Studien und synoptische Klimatologie werden Zeitreihen der optischen Systeme von Wettersatelliten mit mittlerer Auflösung eingesetzt, die zur Abgrenzung synoptischer Erscheinungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel dienen (TURNER UND LACHALAN-COPE 1994, TURNER UND LEONHARD 1996, KING UND TURNER 1997, S.38 ff., WULF 1997). NOAA-AVHRR Aufnahmen im Thermalkanal und optische Aufnahmen dieses Satelliten werden hierfür an der britischen Station Rothera täglich aufgezeichnet (TURNER UND LACHLAN-COPE 1994).

4.2.2 Passive Mikrowelle

ZWALLY UND FIEGLES (1994) dokumentieren die Schmelzprozesse in der Antarktis zwischen 1978 und 1987 mit Hilfe von Daten des Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) des Satelliten Nimbus-5. Da sich die Emissivität und damit die Strahlungstemperatur des Schnees im Mikrowellenband stark verändert, sobald Flüssigwasser im Schnee auftritt, können täglich verfügbare Aufzeichnungen dieses Satelliten zu einer kontinuierlichen Beobachtung der Schneeschmelzereignisse herangezogen werden (→ Abschnitt 4.1.2). Allerdings liegt die effektive Pixelgröße bei diesem Verfahren bei 3000 km². Die Darstellungen bei ZWALLY UND FIEGLES (1994) zeigen für die Antarktische Halbinsel nördlich der Marguerite Bay keine Bereiche ohne Tage mit Schneeschmelze, also keine Gebiete mit permanentem Trockenschnee. Die Analyse von hochauflösenden ERS-1-SAR-Aufnahmen der Antarktischen Halbinsel belegt aber, daß auch auf dem Plateau von Graham Land Trockenschneebereiche zu finden sind (WUNDERLE 1996b). Die geringe räumliche Auflösung der Aufnahmen mit passivem Mikrowellenradar verhindern die Erfassung der kleinräumigeren Strukturen auf der Antarktischen Halbinsel. Der hohe Anteil von Mischpixel, die Flächenanteile verschiedener Oberflächentypen enthalten, machen eine Abgrenzung von Trockenschnee- und Naßschneezone im reliefierten Gelände im mesoskaligen Bereich unmöglich. Die großräumige und mehrjährige Variabilität der absoluten Anzahl und der räumlichen Differenzierung der Tage mit Schneeschmelze hingegen, werden durch die Aufnahmen mit passiver Mikrowelle erfaßt. Insbesondere auf den großen Eisschelfen Larsen, Wilkins und Filchner-Ronne kann die Anzahl der Tage mit Schmelzbedingungen an der Schneeoberfläche abgeleitet aus täglichen Aufzeichnungen mit passivem Mikrowellenradar als Klimaindikator ausgenutzt werden (RIDLEY UND RAPLEY 1993). Bilder abbildender Radarsysteme werden auch zur glaziologischen Interpretation von Eisströmen im Hinblick auf Spaltensysteme und Scherzonen eingesetzt (VAUGHAN ET AL. 1994).

Ausdehnung und Andauer der Meereisdecke in den an die Halbinsel angrenzenden Meeresbecken der Weddell - und Bellingshausen See können aufgrund des unterschiedlichen Emissionsvermögens von Eis und Wasser ebenfalls mit passiven Mikrowellensensoren kartiert werden (STAMMERJOHN UND SMITH 1996, JACOBS UND COMISO 1993). Zur Ableitung langjähriger Zeitreihen müssen Überlappungszeiträume verschiedener Sensortypen zur Kalibrierung des Datenmaterials genutzt werden (JEZEK ET AL. 1993).

4.2.3 Aktive Mikrowelle

Intensitätsbilder abbildender aktiver Radarsysteme wie z. B. ERS, J-ERS und Radarsat werden ebenso wie die optischen Daten zur Kartierung der Veränderlichkeit von Gletscherkanten und Eisschelfrändern herangezogen (ROTT ET AL. 1995, ROTT ET AL. 1996, WUNDERLE 1996).

Die in den Radarbildern mögliche Unterscheidung und Abgrenzung einzelner Schneezonen in ihrer raumzeitlichen Dynamik, von den Periglazialflächen bis zu den mit Trockenschnee bedeckten Regionen, wird exemplarisch für Untersuchungsgebiete in der Marguerite Bay und auf King-George Island von WUNDERLE ET AL. (1994), WUNDERLE UND SAURER (1995), WUNDERLE UND GOBMAN (1995), WUNDERLE (1996) und TRIEBFÜRST ET AL. (1996) durchgeführt. SAURER ET AL. (1998) dehnen diesen Ansatz auf den gesamten nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel unter Verwendung von ERS-1-SAR-Quicklooks aus. Die interferometrische Bearbeitung eines ERS-SAR-Bildpaares setzen WU ET AL. (1996) sowie WUNDERLE UND SCHMIDT (1997, 1998) zur Ableitung oberflächlicher Gletscherfließgeschwindigkeiten ein. Mit der aus ERS-1 Daten abgeleiteten Auftaudynamik von Periglazialflächen auf Horseshoe Island, Marguerite Bay, befaßt sich HOCHSCHILD (1995). Daten des ERS-1 Radar-Altimeter werden zur Ableitung digitaler Geländemodelle der Antarktis eingesetzt (BAMBER 1994). Da stark geneigte Flächen zu einem uneindeutigen Signal führen, ist dieses Verfahren für weite Teile der Antarktischen Halbinsel, die eine komplizierte Topographie aufweisen, nicht einsetzbar.

5 Klimatologie der Antarktischen Halbinsel

5.1 Großräumige Einordnung und Bedeutung der Antarktischen Halbinsel in der Klimatologie

Die Antarktische Halbinsel stellt den Teil des antarktischen Kontinentes dar, der am weitesten nach Norden in die zonalen Strömungsmuster im südlichen Ozean und in der Atmosphäre eingreift (SAURER ET AL. 1998). Sie reicht um 4° nach Norden über den Polarkreis hinaus und trennt die Bellingshausensee von der Weddellsee. Der Gebirgszug stellt dabei eine Klimascheide erster Ordnung dar (SCHWERDTFEGER 1970). Der Höhenzug ist die einzige Stelle auf der Südhalbkugel, wo die mittlere Lage der zirkumpolaren Tiefdruckrinne über Land liegt. Die Barrierewirkung des Gebirges führt zu extremen Unterschieden bezüglich Temperatur, Strömungsfeld, Meereisbedeckung und Niederschlag beiderseits des Gebirges (SMITH ET AL. 1996). Die westliche Weddellseeregion ist der kälteste Bereich des gesamten Küstengürtels der Antarktis (SCHWERDTFEGER 1975). PEEL (1992, S. 549) faßt die Bedeutung dieses Raumes zusammen:

„The Antarctic Peninsula is of special climatological interest because it transects the southern circumpolar trough, forming a partial bridge between the Antarctic ice sheet and South America. Moreover it lies close to one of the most important sea-ice producing areas of Antarctica - the Weddell Sea. In this sense it offers a unique observational platform to evaluate the role played by these features in climate change of the Southern Hemisphere.“

SMITH ET AL. (1996) führen aus, daß der Kontrast von benachbarten Regionen mit maritimem und kontinental getöntem Klima zu einer regional differenzierten Verstärkung großräumiger Klimatrends führt und sich so ein Wandel der Umweltbedingungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel schneller erkennen läßt als anderswo. Durch die engen Beziehungen zwischen Meereisbedeckung, Lufttemperatur und Variationen des SOI ist die Westseite der Antarktischen Halbinsel in idealer Weise zur Untersuchung ökologischer Konsequenzen von Klimavariabilität geeignet (SMITH ET AL. 1996).

Kurzfristige Temperaturschwankungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel sind nur schwach mit den Temperaturschwankungen Patagoniens, der Westantarktis und der östlichen Weddellsee gekoppelt. JONES ET AL. (1993) warnen deshalb davor, Klimabeobachtungen der Antarktischen Halbinsel als Grundlage zur Extrapolation auf größere Regionen einzusetzen.

	Rothera	Faraday	Bellingsh.	Orcadas	Signy	Esperanza
Ant. Pen.	0.91	0.94	0.89	0.59	0.62	0.46
Rothera		0.96	0.65	0.33	0.35	0.01
Faraday			0.73	0.36	0.41	0.18
Bellingsh.				0.74	0.76	0.72
Orcadas					0.98	0.78
Signy						0.79

Tab. 5.1: Korrelationen zwischen den Zeitreihen der Jahresmitteltemperatur verschiedener Stationen im Umkreis der Antarktischen Halbinsel. Alle Datensätze wurden mit einem gleitenden Mittel über 5 Jahre bearbeitet. Ant. Pen. bezeichnet einen Datensatz, der als ungewichtetes Mittel aus den Daten von Faraday, Rothera, Bellingshausen und Esperanza berechnet wurde (aus: JONES ET AL. 1993, S. 17).

Die Kreuzkorrelationen verschiedener Temperaturmeßreihen der Antarktischen Halbinsel zeigt, daß Ost- und Westseite des Gebirges nur mäßig miteinander korreliert sind. Ebenso zeigen die Temperaturkurven von Stationen an der Westküste der Halbinsel nur wenig Übereinstimmung mit den Stationen der Süd-Orkney-Inseln ‘Orcadas del Sur’ und ‘Signy’ (Tab. 5.1). JONES ET AL. (1993, S. 24) ziehen daraus den Schluß:

„It would be unwise, therefore, to use either direct temperature observations, or temperatures inferred from proxy data, as indicators of large-scale temperature changes - data from the Antarctic Peninsula cannot be extrapolated with confidence to other areas“

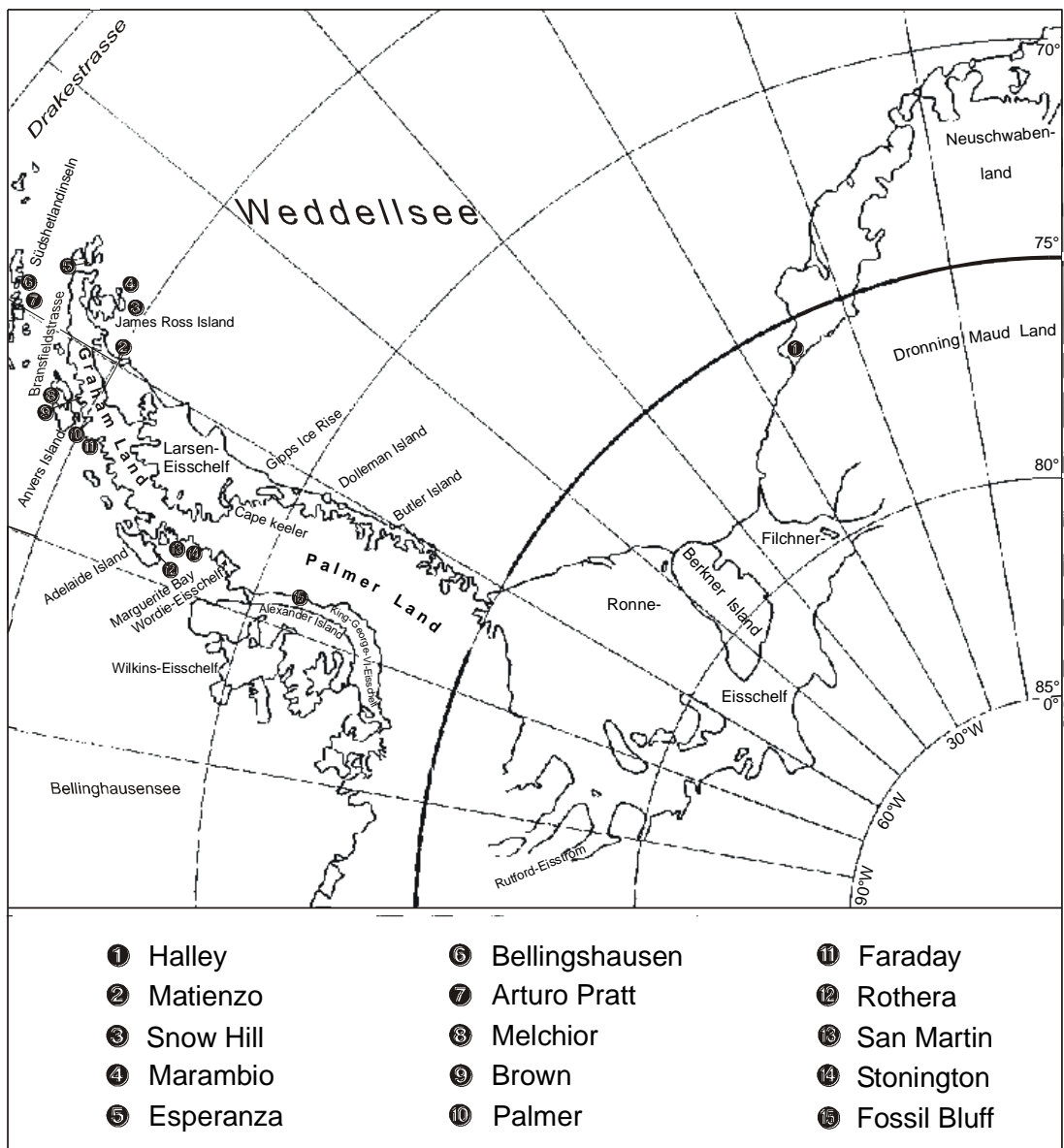


Abb. 5.1: Kartenskizze des Sektors der Antarktis zwischen 0° und 90° West (verändert aus: Satellitenbildkarte des Filchner-Ronne-Eisschelf, Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt, 1992).

Im Umkehrschluß muß man die Antarktische Halbinsel als eigene Region im Hinblick auf globalen Klimawandel betrachten und darf gleichzeitig die Fernbeziehungen zum gesamten südhemisphärischen Geosystem nicht außer acht lassen. Dies unterstreicht die Bedeutung regionaler Untersuchungen, die versuchen das Geosystem 'Antarktische Halbinsel' mit seinen Systemkomponenten und seiner inneren Differenzierung zu erfassen und darzustellen. Die im Text erwähnten Stationen sind in Abbildung 5.1 eingetragen, sofern sie sich im näheren Umkreis der Antarktischen Halbinsel befinden.

5.2 Die Allgemeine Zirkulation im Großraum der Antarktischen Halbinsel

Die Antarktische Halbinsel liegt im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne, in deren Westanströmung zyklonale Störungen eingelagert sind. Die Lage der Tiefdruckrinne über der Antarktischen Halbinsel geben LIMBERT UND FARMAN (1976) mit 67° Süd im Sommer und 70° Süd

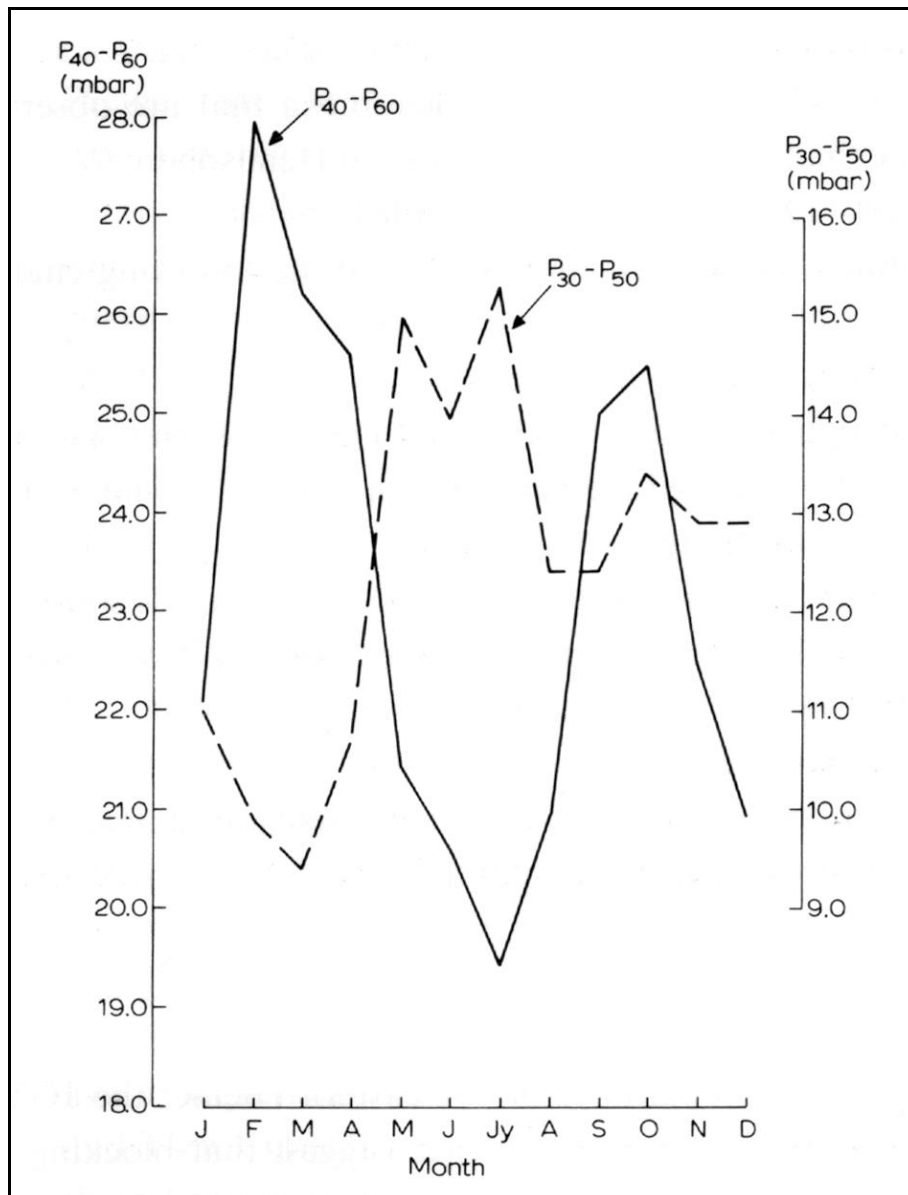


Abb. 5.2 Der Jahresgang des Luftdruckgradienten zwischen 40° und 60° Süd und zwischen 30° und 50° Süd im Mittel 110° Ost bis 70° West (aus: STRETEN UND ZILLMANN 1984).

im Winter an. Im Hinblick auf die Entstehung der Zyklonen ist die subpolare Tiefdruckrinne aber nicht dominant. Tiefdrucksysteme synoptischer Größenordnung mit südöstlicher Zugrichtung sind entscheidend für den Transport von Energie und Feuchtigkeit in die Antarktis (CARLETON 1992). Sie entstehen an der Polarfront, die im Sommer bei ca. 50° Süd liegt (STRETEN UND TROUP 1973).

Beeinflusst wird die Zuggeschwindigkeit und die mittlere Lage der Zyklonenbahnen durch den phasenverschobenen halbjährlichen Wechsel der Druckunterschiede zwischen 40° und 60° einerseits und zwischen 30° und 50°, jeweils südlicher Breite, andererseits (Abb. 5.2). Diese halbjährliche Oszillation ('semiannual oscillation' (SAO)) wird angetrieben durch die zeitliche Verschiebung des Temperaturmaximums und Temperaturminimums in der mittleren Troposphäre zwischen Südatlantik und Südpazifik bei 50° Süd einerseits und dem antarktischen Kontinent andererseits. Die Speicherwirkung des Meerwassers verschiebt das Temperaturmaximum über dem Ozean in den März, gegenüber dem Kontinent, der das Temperaturmaximum im Hochsommer aufweist. Das Temperaturminimum höherer Breiten verlagert sich hingegen in den September, da es während der Polarnacht kein klar definiertes Minimum der Einstrahlung gibt. Statt dessen findet im Verlauf des kernlosen Winters ein langsames Abkühlen bis in den September statt, welches über dem Ozean in den niedrigeren Breiten nicht beobachtet wird. Aus beiden Prozessen ergibt sich eine Phasenverschiebung der Temperaturkurven die zu zwei Zeitabschnitten mit erhöhten Temperatur- und Druckgradienten zwischen 65° und 50° Süd führt (VAN LOON 1967). Daraus ergibt sich eine relative Stärkung, räumliche Verengung und südwärtige Verlagerung der zirkumpolaren Tiefdruckrinne von Februar bis Mai und von September bis November (MEEHL 1991).

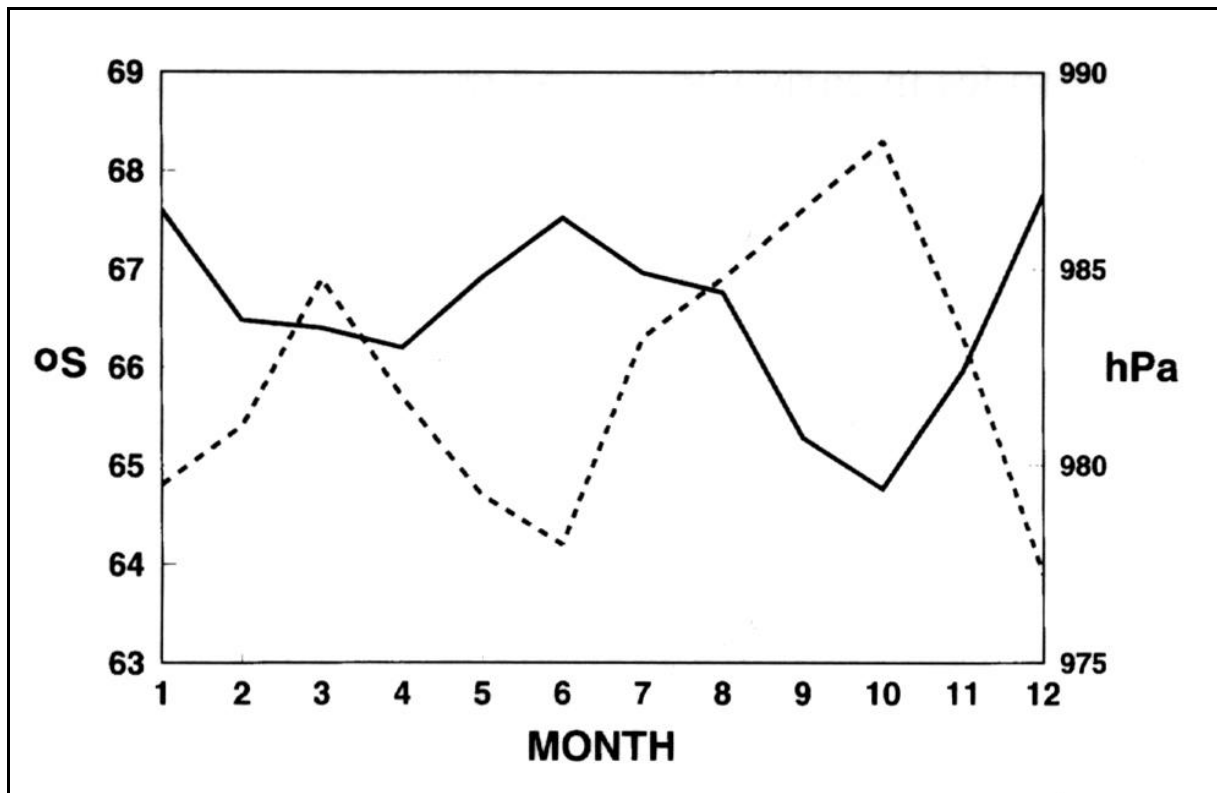


Abb. 5.3: Der Jahresgang von zonal gemitteltem Luftdruck (durchgezogene Linie) und mittlerer Lage der subpolaren Tiefdruckrinne (gestrichelte Linie) (aus: KING UND TURNER 1997).

Abbildung 5.3 und Abbildung 5.4 veranschaulichen dieses Verhalten. In Abbildung 5.3 ist die mittlere Lage und der mittlere Luftdruck des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels im Jahresverlauf dargestellt. Die Konsequenz für den Jahresgang des Luftdruckes an der Station Halley und am Südpol zeigt Abb. 5.4.

Aus den Abbildungen 5.5 und 5.6 wird deutlich, daß das mittlere Häufigkeitsmaximum von Tiefdruckwirbeln bei ca. 65° Süd und damit etwas nördlich des zirkumpolaren Tiefdrucktroges zu finden ist. Die Häufigkeitsverteilung der Zyklognese wiederum hat kein so ausgeprägtes südliches Maximum wie die Häufigkeitsverteilung der Zyklonen. Daraus läßt sich schließen, daß die Zyklonen im Mittel nördlich von 60° Süd entstehen und bei ihrem Zug nach Osten mit einer südlichen Komponente in Richtung der Lage des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels driften (SIMMONDS UND JONES 1993).

Tiefdrucksysteme, die im Pazifik bei 120° West westsüdwestlich vom südlichen Südamerika ihr Entstehungszentrum haben, wandern nach Ostsüdost durch die Drakestraße und beeinflussen so daß Wettergeschehen der Antarktischen Halbinsel durch den Wechsel von nordwestlicher und südwestlicher Anströmung im Zusammenhang mit Frontdurchgängen (JONES UND SIMMONDS 1993, KING UND TURNER 1997, S. 233). Bei einer statistischen Auswertung von 169 solcher Zyklonen zwischen 1985 und 1987, die die Witterung an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel beeinflussen, konnten CHEN SHANMIN ET AL. (1990) nachweisen, daß die Häufigkeit solcher Zyklonen im Winter um ca. 20% geringer ist. Die

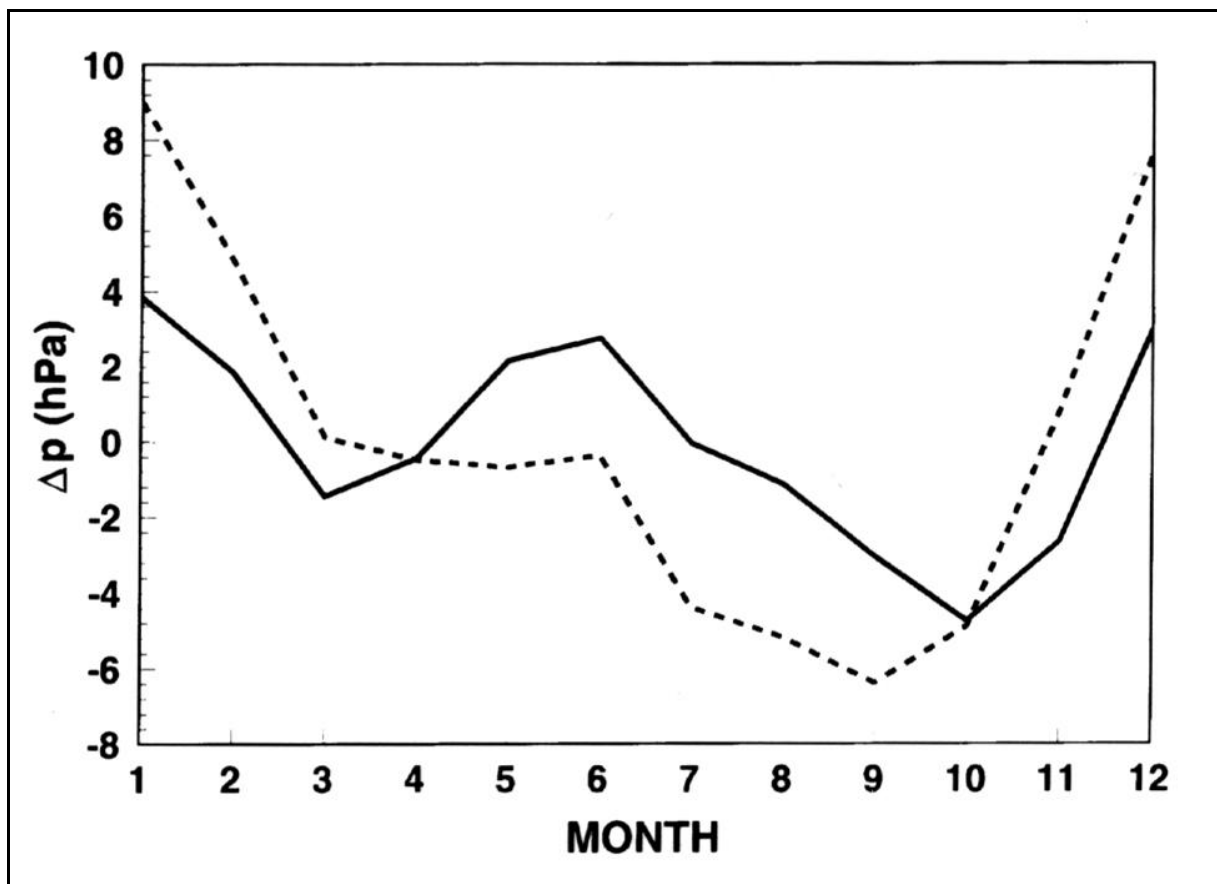


Abb. 5.4: Jahresgang der Abweichung der Monatsmittel des Luftdruckes der Stationen Halley (durchgezogene Linie) und Südpol (gestrichelte Linie) vom jeweiligen Jahresmittel des Luftdruckes (aus: KING UND TURNER 1997).

Zuggeschwindigkeit nimmt von ca. 28 km/Stunde über der Bellingshausen und der Weddellsee auf ca. 50 km /Stunde im Bereich der Drakestraße und der nördlichen Antarktischen Halbinsel zu.

Die westliche Bellingshausensee und die Amundsensee bilden ein Gebiet mit im Mittel tieferem Druck und stärkerer Zyklonalität als der Sektor der Weddellsee und die Antarktische Halbinsel (LEIGHTON 1994, SINCLAIR 1994). TURNER UND THOMAS (1994) untersuchen die Häufigkeit und Lebensdauer mesoskaliger Zyklonen im Sommer 1983/84 zwischen 120° West und 15° West anhand von NOAA-Satellitenaufnahmen. Es zeigt sich, daß das Wettergeschehen auf der Westseite der Halbinsel von kleinen Zyklonen mit einer Lebensdauer von unter 2 Tagen dominiert wird. Diese entstehen am häufigsten in der südlichen und östlichen Bellingshausensee, wenn im Anschluß an den Durchzug synoptischer Tiefdruckgebiete weiter nördlich auf deren Rückseite kontinentale Kaltluft katabatischen Ursprungs aus der Westantarktis über die warme Bellingshausensee nordwärts geführt wird (CARRASCO UND BROMWICH 1993). Dabei kommt es zu konvektivem Aufstieg der Luft und zur Verwirbelung mit der Ausbildung von Fronten im Bereich des nördlichen Randes des Packeises (CARLETON 1992). CARLETON (1981) führt aus, daß aufgrund der erhöhten Baroklinität die Packeisgrenze unabhängig von der Lage der zirkumpolaren Tiefdruckrinne eine Zone häufiger Entstehung von Zyklonen darstellt. Während die Fronten dieser Systeme im mittleren und nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel wetterwirksam werden, ziehen die Zentren dieser Systeme Richtung Südosten, wo der Bereich zwischen Alexander Island und Ellsworth Land als Zyklonenfriedhof der mesoskaligen Systeme angesprochen werden kann (JONES UND SIMMONDS 1993). Dementsprechend wird bei Fossil Bluff im King-George-VI-Eisschelf im Mittel ein für

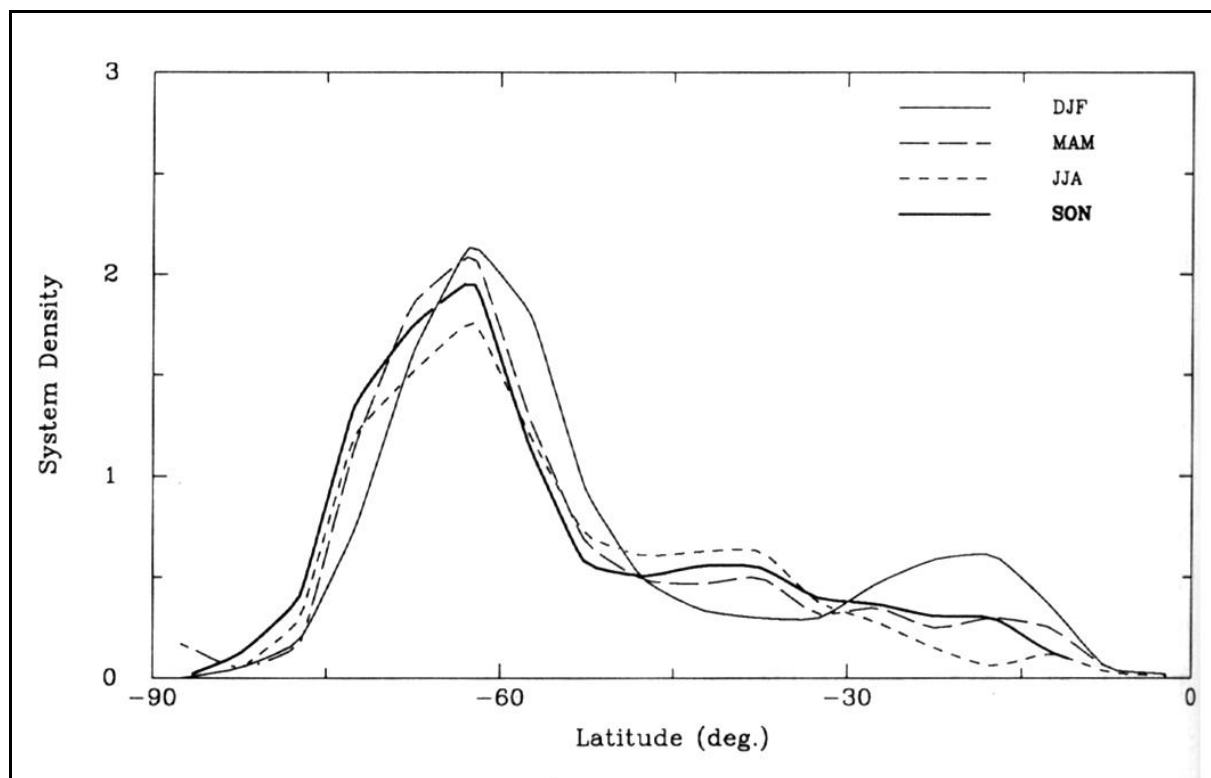


Abb. 5.5: Mittlere zonale Zyklondichte im Sommer (DJF), Herbst (MAM), Winter (JJA) und Frühjahr (SON) in 10^{-3} Zyklonen pro Grad südlicher Breite (aus: JONES UND SIMMONDS 1993).

71° Süd erstaunlich niedriger Luftdruck gemessen, und die Windgeschwindigkeiten sind auffallend gering (PEARCE 1963).

Die nordöstliche Zugrichtung entlang der Westseite des Gebirges und durch die Drakestraße ist hingegen relativ selten zu finden (TURNER UND LEONHARD 1996). Die Wahrscheinlichkeit, daß Zyklonen die Antarktische Halbinsel direkt von Westen her überqueren, ist ebenfalls recht gering. TURNER UND LEONARD (1996) zählen von März 1993 bis Februar 1994 lediglich 26 solcher Ereignisse. TURNER UND ROW (1989) halten Leezyklonogenese östlich der Antarktischen Halbinsel im Sektor der Weddellsee für den wichtigsten Grund der Bildung von mesoskaligen Zyklonen über der südlichen Weddellsee.

Eine weitere Klasse von Tiefdrucksystemen steht im Zusammenhang mit der Leezyklonogenese im Bereich der südlichen Anden (JONES UND SIMMONDS 1993, KING UND TURNER 1997). Diese Systeme entstehen, als orographisch bedingte, nördliche Fortsetzung von Tiefdrucksystemen, die die Drakestraße passieren (STURMANN 1979). Die südöstliche Zugrichtung führt diese Systeme in die Weddellsee, wo sie aufgrund der Rechtsdrehung die Südostanströmung gegen die Antarktische Halbinsel verstärken. In diesem Zusammenhang müssen Föhnneffekte auf der Westseite des Gebirges erwartet werden (SCHWERDTFEGER 1984).

Andere typische, wenngleich nicht sehr häufig auftretende, synoptische Situationen mit einer blockierenden Hochdruckzelle an der Westküste Patagoniens, einer ausgeprägten zyklonalen Störung in der Bellingshausensee, die die Antarktische Halbinsel überquert und einer mächtigen Zyklone in der nordwestlichen Weddellsee werden bei SCHWERDTFEGER (1984, S.146 ff) ausgeführt und jeweils mit einem Beispiel detailliert beschrieben.

Mit Schwankungen des SOI geht eine Modifikation der Zirkulationsmuster einher. SMITH UND

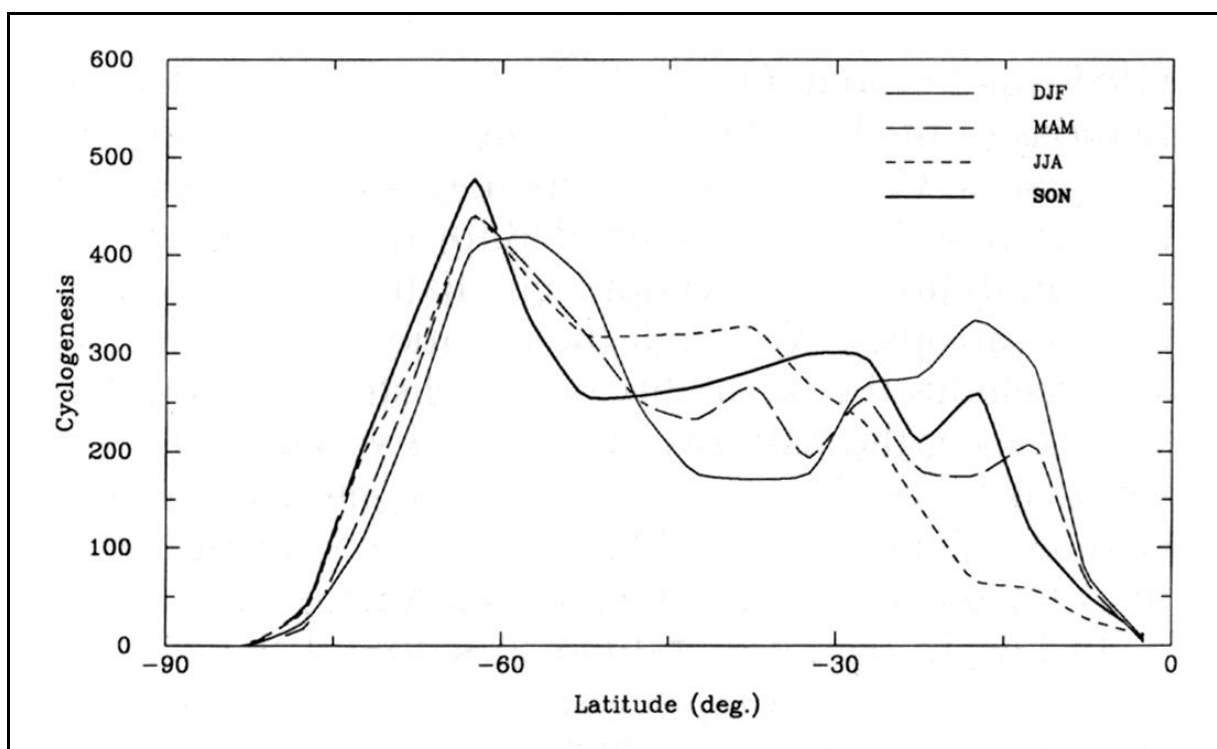


Abb. 5.6: Häufigkeit der Zyklonenentstehung im Sommer (DJF), Herbst (MAM), Winter (JJA) und Frühjahr (SON) pro 5° Breite zwischen 1975 und 1989 (aus: JONES UND SIMMONDS 1993).

STEARNS (1993) zeigen, daß Minima des SOI in der Antarktis mit negativen Luftdruckanomalien im Jahr zuvor und positiven Luftdruckanomalien im Folgejahr verknüpft sind. KAROLY (1989) errechnet aus den Ergebnissen globaler, numerischer Vorhersagemodelle die Anomalien des Luftdruckfeldes in der südhemisphärischen Atmosphäre. Für El Niño-Ereignisse ist eine Abschwächung des quasistationären Tiefdruckzentrums in der Bellingshausensee erkennbar. Dies kann so interpretiert werden, daß im Zuge von El Niño-Jahren die Häufigkeit der Tiefdruckwirbel, die warme Luft aus Nordwesten gegen die Antarktische Halbinsel führen, verringert ist und deshalb die mittlere Lufttemperatur in diesen Jahren deutlich unter dem langjährigen Mittel liegt. Die konkreten Auswirkungen und die Mechanismen dieser 'teleconnections' sind aber noch unverstanden.

5.3 Regionale und lokale Windsysteme

SCHWERDTFEGER (1984) führt aus, daß aufgrund der komplizierten Topographie im Bereich der Antarktischen Halbinsel lokale Windsysteme, wie katabatische Winde vom Föhn- oder vom Borátyp sowie lokale Kanalisierungseffekte bzw. Windschatteneffekte auftreten, die nicht direkt aus dem übergeordneten Druckfeld abzuleiten sind. Im Nordosten der Halbinsel treten starke und böige Winde aus südwestlicher Richtung auf, die auf Kaltluftmassen zurückzuführen sind, die von Ost und Südost über die eisbedeckte Weddellsee geführt werden und als stabile Inversionsschicht vor der Barriere des Gebirgszuges aufgestaut und nach Norden geleitet werden (SCHWERDTFEGER 1970). Dabei entsteht ein schmaler Hochdruckrücken auf der Ostseite des Kammes der Antarktischen Halbinsel (Abb. 5.7). Diese positive Anomalie der Druckwerte auf der Ostseite werden in den mehrjährigen Aufzeichnungen an der Station Matienzo deutlich, wobei die positive Anomalie des Luftdruckes mit einer negativen Temperaturanomalie korreliert ist. Aus der mittleren synoptischen Situation läßt sich die positive Druckanomalie bei Matienzo nicht erklären, was von SCHWERDTFEGER (1975) als Beleg für den Topographieeffekt angesehen wird. Die vorherrschende Windrichtung ändert sich von südlicher auf südwestliche Richtung entlang des Innenbogens der Antarktischen Halbinsel, was ebenfalls die Abhängigkeit dieser Strömung von der Topographie belegt (SCHWERDTFEGER 1975). Alternativ kann die Südwestströmung östlich des Gebirgskammes auch auf eine Zyklone in der östlichen Weddellsee zurückzuführen sein. SCHWERDTFEGER (1979) belegt anhand von meteorologischen Beobachtungen verschiedener Schiffsexpeditionen im Weddellmeer, daß eine hohe Anzahl der Tage mit Südwind auf die sogenannten 'Barrierewinde' zurückzuführen ist, und nicht durch das großräumige synoptische Geschehen begründet werden kann.

Die Konstanz der Windrichtung ist für die Stationen Matienzo und Snow Hill mit relativen Häufigkeiten um 80% extrem hoch (SCHWERDTFEGER, 1975). SCHWERDTFEGER (1984) gibt für die Station Matienzo für das Jahr 1968/69 die Häufigkeiten von Windtypen mit Windgeschwindigkeiten über 10 Knoten an: 79% aller Windereignisse stellen kalte Süd- und Südwestwinde dar, während nur 20% als Föhnwinde mit westlicher bis nordnordwestlicher Anströmung angesprochen werden können. Mit der Überströmung des Gebirges von Westen her, ist fast immer ein Anstieg der Temperatur auf der Ostseite verbunden, da die Stabilität der Atmosphäre auf der Westseite fast immer geringer ist und somit die potentielle Temperatur auf der Westseite fast immer höher liegt (SCHWERDTFEGER 1975). SCHWERDTFEGER (1979) beschreibt das Ablösen des Barrierewindes durch einen Westföhn am 20. Juli 1968, wobei die Lufttemperatur an der Station Matienzo innerhalb von 3 Stunden um 24 K auf +1°C anstieg.

Die mehrjährige Datenreihe von Matienzo zeigt, daß Föhnstürme auf der Ostseite des Gebirges im September und Oktober acht mal häufiger sind, als zwischen Februar und August. Zu begründen ist diese Anomalie im Jahresverlauf durch die SAO des großräumigen Druckfeldes.

Im Frühjahr liegt die Hochdruckzelle über dem Südwestatlantik im Mittel südlicher, und die mittlere Lage des subpolaren Tiefdruckrinne befindet sich bei ca. 65° Süd. Dadurch werden verstärkt warme Luftmassen gegen die mittlere Antarktische Halbinsel geführt, und Föhnwinde auf der Ostseite treten relativ häufiger auf.

In Zusammenhang mit der Ost- und Südostströmung kalter Luftmassen gegen die Ostflanke des Gebirges stehen Föhnwinde auf der Westseite der Halbinsel. Dazu müssen die Kaltluftmassen als Ostströmung mindestens bis in die Höhe des Gipfelniveaus der Gebirgskette führen. SCHWERDTFEGER (1979) schließt katabatische Winde des Borátyps auf der Westseite aus, da das Plateau der Antarktischen Halbinsel als Quellregionen solcher Kaltluftabflüsse zu klein ist, um mehrere Tage andauernde Starkwinde zu erzeugen. SCHWERDTFEGER (1979) gibt

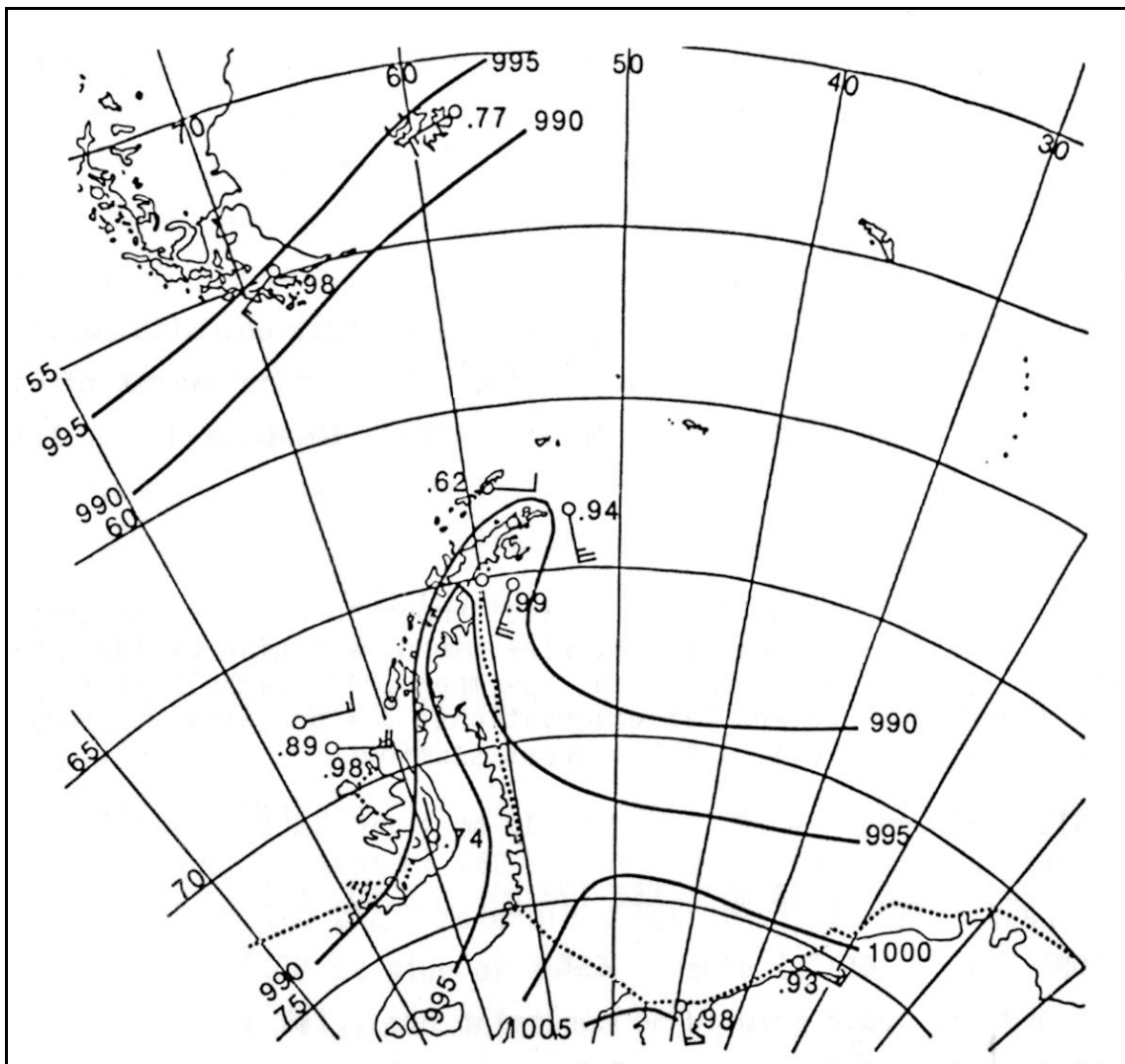


Abb. 5.7: Mittlere Windgeschwindigkeit und Luftdruck im Meeresniveau während einer Periode mit ausgeprägten Barrierewinden und einem Hochdruckrücken an der Ostseite der Antarktischen Halbinsel. Die Zahl neben den Windfahnen bezeichnet die relative Konstanz der Windgeschwindigkeit (aus: SCHWERDTFEGER 1984).

an, daß im Zeitraum zwischen März 1968 und Februar 1969 in 15% aller Fälle mit Barrierewind auf der Ostseite Föhnwinde auf der Westseite des Gebirges auftraten. Dieses Windregime wird für die Marguerite Bay in Kapitel 8 detaillierter dargestellt.

5.4 Temperaturregime der Antarktischen Halbinsel

5.4.1 Überblick über die mittlere Temperaturverteilung

Einen Überblick über die mittlere Verteilung der Jahresmitteltemperaturen im Meeresniveau erhält man aus Abbildung 5.8. Sie variieren zwischen -3 °C im Nordwesten der Halbinsel und -17 °C im Südosten. Sehr deutlich wird in Abb. 5.8 auch der deutliche Ost-West-Gegensatz der Temperaturverteilung und die geringe Temperaturabnahme mit zunehmender südlicher Breite an der Nordwestseite der Halbinsel. Auffällig ist die südöstliche Ausbuchtung höherer Temperaturen bei James-Ross Island, in der Marguerite Bay und dem King-George-VI-Sund.

Die Phänomene lassen sich unter Berücksichtigung der regionalen Zirkulation und den topographischen Bedingungen des Raumes verstehen und werden in den folgenden Abschnitten näher betrachtet. Die Mitteltemperaturen ausgewählter Stationen sind in Tab. 5.2 aufgelistet. Der Jahresgang einiger Stationen ist in Abb. 5.9 dokumentiert.

5.4.2 Die räumliche und zeitliche Variabilität der Temperaturen an der Westküste

An der Westküste bleibt die Jahresmitteltemperatur zwischen den South Shetland Islands und Anvers Island (65° Süd) nahezu konstant (WUNDERLE 1996). Die Temperaturreihen von den South Orkney Islands, den South Shetland Islands, Faraday und Marguerite Bay korrelieren mit einer Signifikanz von 99.9%, wobei die Übereinstimmung zwischen den ersteren beiden und den beiden Letztgenannten jeweils am besten ist, was auf einen geringeren Einfluß der meteorologischen Ereignisse in der Drakestraße an den südlicheren Stationen schließen läßt (KING 1994).

Station	Jahresmitteltemperatur [°C]		Jahresmitteltemperatur [°C]
Marguerite Bay (Rothera)	-5.5	San Martin	-5.3
Faraday	-4.4	Esperanza (Hope Bay)	-6.2
Palmer	-2.3	Teniente Matienzo	-12.1
Süd-Shetland-Inseln	-3.0	Snow Hill	-11.5
Station Orcadas	-3.6	Halley Bay	-18.4

Tab. 5.2: Jahresmitteltemperaturen ausgewählter Stationen nach SCHWERDTFEGER (1975), KING (1994), WUNDERLE (1996) und SMITH ET AL. (1996).

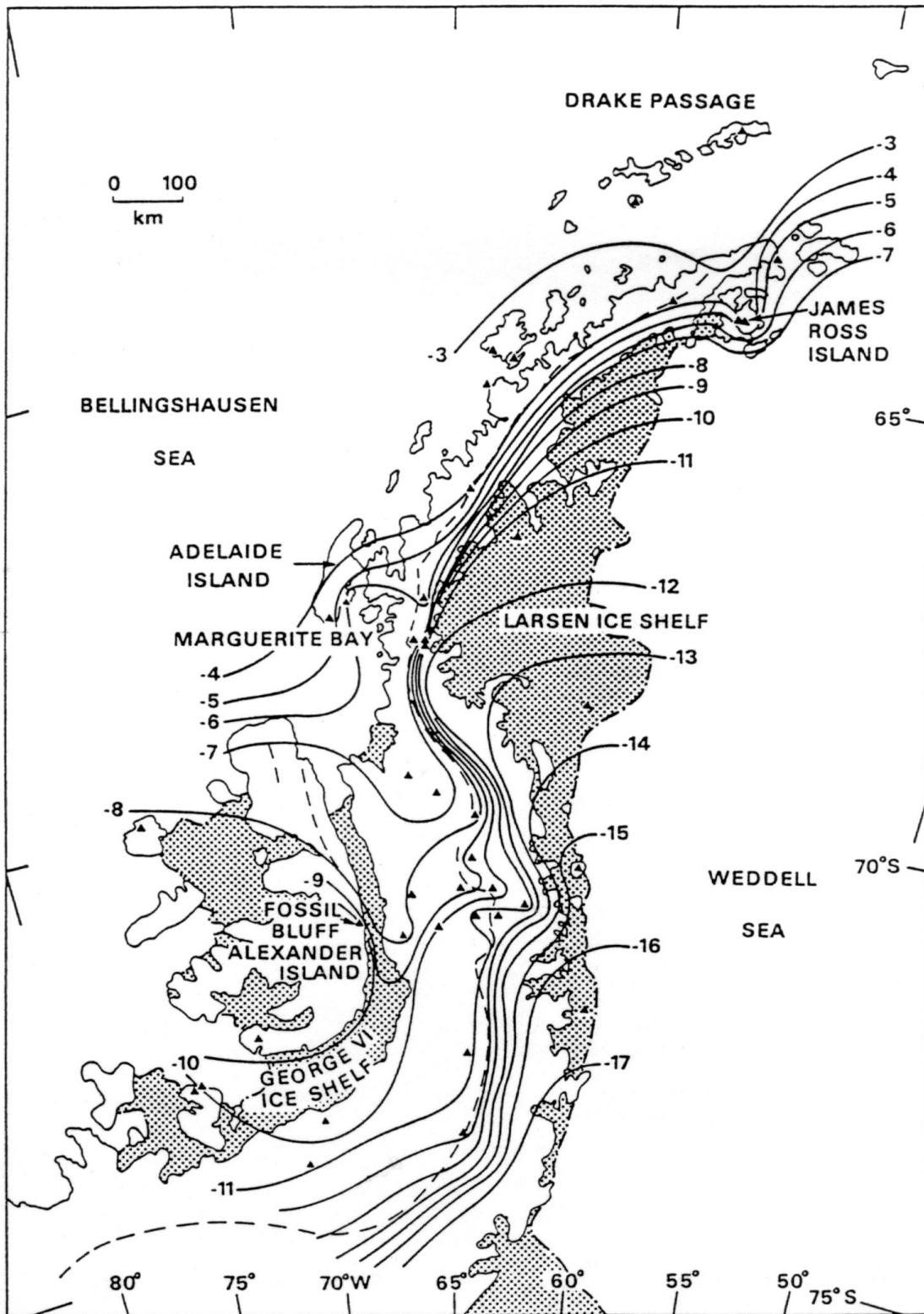


Abb. 5.8: Jahresmitteltemperaturen im Meeresniveau für den Raum der Antarktischen Halbinsel (REYNOLDS 1981).

Die Region der South Shetland Islands und die Nordspitze der Antarktischen Halbinsel erhalten im Sommer oftmals Zufuhr von Kaltluftmassen, die auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel als Barrierewinde in der Inversionsschicht nordwärts transportiert werden, und anschließend bei 61° Süd durch die Corioliskraft nach links abgelenkt werden und durch den Antarktischen Sund bei James-Ross Island nach Westen geführt werden. Der Jahrgang der Temperatur der South Shetland Islands zeigt deshalb relativ kühle Sommertemperaturen (SMITH ET AL. 1996). Die höhere Variabilität der Monatsmittelwerte im Sommer an den Stationen Esperanza und Marambio (WUNDERLE 1996) kann ebenfalls auf den Wechsel zwischen warmen Luftmassen mit nordwestlicher Anströmungsrichtung und kalten Luftmassen mit südlicher Anströmungsrichtung erklärt werden.

Die Antarktische Halbinsel erstreckt sich zwischen 63° Süd und 73° Süd über einen Bereich in dem die Monatsmitteltemperaturen aufgrund der unterschiedlichen Lage der subpolaren Tiefdruckrinne eine große Variabilität von Jahr zu Jahr aufweisen (Abb. 5.10). STRETEN (1977) stellt diese Variabilität für Sommer- und Wintermonate in Abhängigkeit von der

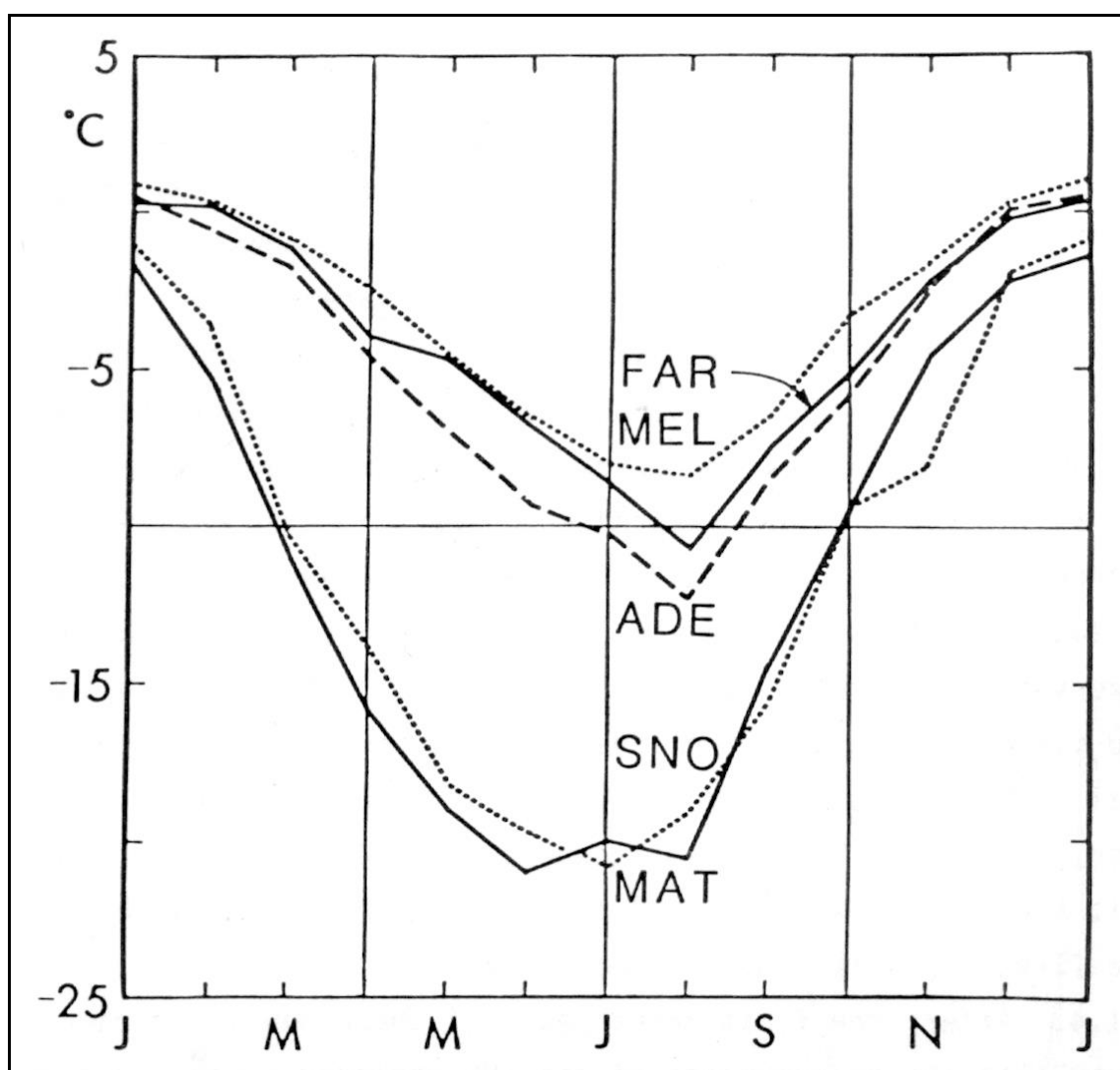


Abb. 5.9: Jahrgang der Monatsmitteltemperaturen von drei Stationen auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel (Faraday (FAR), Melchior (MEL) und Adelaide Island (ADE)) sowie von zwei Stationen auf der Ostseite (Snow Hill (SNO) und Matienzo (MAT)) (aus: SCHWERDTFEGGER 1975).

Breitenlage dar. Die stärkste Variabilität zeigen die Stationen zwischen 60° und 68° südlicher Breite, wie z. B. Faraday und Orcadas (Süd-Orkney-Inseln), wo die Standardabweichung im Juli ca. 11 K beträgt, gegenüber lediglich zwischen 2 K und 4 K mittlerer Variabilität im Winter weiter nördlich und südlich. Im Sommer hingegen ist die Variabilität auch zwischen 60° und 68° südlicher Breite nicht wesentlich von den südlicheren und nördlicheren Regionen verschieden. HARANGOZO (1997) vergleicht die Temperaturlaufzeichnungen von Fossil Bluff und Uranus-Gletscher mit den Daten von Faraday und Marguerite Bay (Rothera). Es zeigt sich ebenso wie bei KING (1994), daß die Variabilität von Jahr zu Jahr im Winter größer ist, und daß sie von Nord nach Süd auf der Westseite des Gebirges bis zur Marguerite Bay zunimmt. Weiter südlich bei Fossil Bluff ist hingegen wieder eine leichte Abnahme der Variabilität zu verzeichnen.

Generell gilt, daß die Variabilität der Monatsmitteltemperaturen von Jahr zu Jahr für alle Stationen im Winter wesentlich größer ist. STRETEN (1977) führt dies auf die variable Lage der Packeisgrenze zurück, die wiederum durch die variable Lage der subpolaren Tiefdruckrinne und die dadurch induzierten Oberflächenwinde beeinflusst wird. Die Barrierewirkung des Gebirges und die Lage der Station Faraday direkt an der Westküste, auf ähnlicher südlicher Breite wie die Nordgrenze der Meereisausdehnung im Winter, verstärken diesen

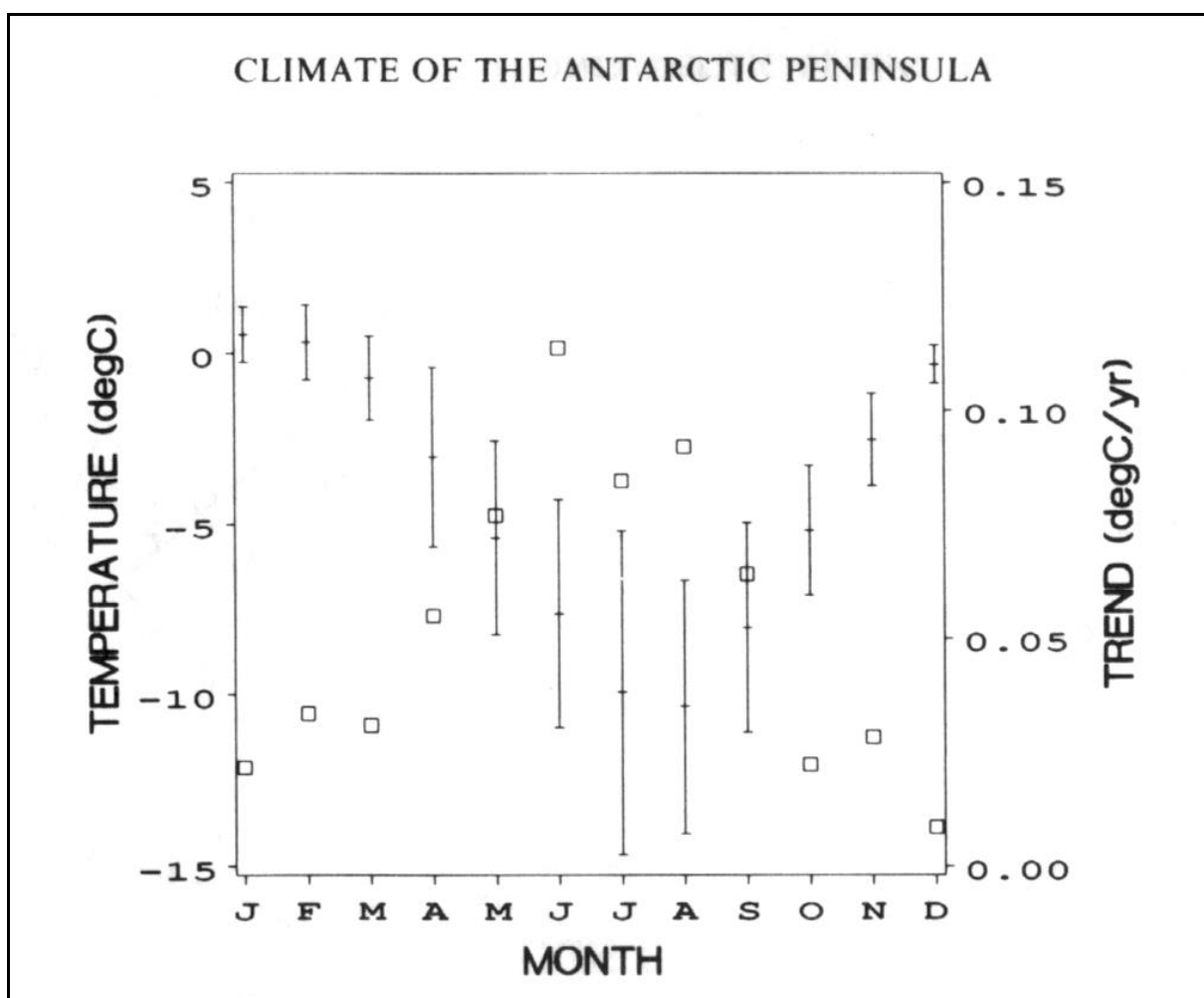


Abb. 5.10: Langjähriges Mittel der Monatsmitteltemperaturen von Faraday und ihre Standardabweichung (senkrechte Balken). Der Erwärmungstrend jedes Monats ist als offenes Quadrat eingetragen (aus: KING 1994).

Effekt. Die Station Mawson in der Ostantarktis weist beispielsweise bei nur geringfügig südlicherer Lage als Faraday eine 5K geringere Variabilität der mittleren Wintertemperaturen auf als die Station Faraday.

HARANGOZO (1997) zeigt, daß der meridionale Temperaturgradient im Winter zwischen Faraday und Marguerite Bay hoch ist ($-0.9\text{K}/\text{Breitenkreis}$), während er im Sommer praktisch verschwindet. Zwischen Marguerite Bay und Fossil Bluff ist der Gradient noch größer als weiter nördlich und ebenfalls im Winter höher ($1.9\text{K}/\text{Breitenkreis}$). Besonders tiefe Wintertemperaturen in Fossil Bluff lassen sich nicht immer als Temperaturanomalien auch in Rothera nachweisen. Aufgrund des starken Temperaturunterschiedes vor allem im Winter zwischen Marguerite Bay und Fossil Bluff schließt er auf einen markanten Übergang zu kontinental geprägtem Klima südlich der Marguerite Bay. Die Maritimität nimmt generell von Nord nach Süd aufgrund des abnehmenden Einflusses maritimer Luftmassen mit nordwestlicher Anströmungsrichtung ab (SMITH ET AL. 1996). So ergibt sich als Differenz

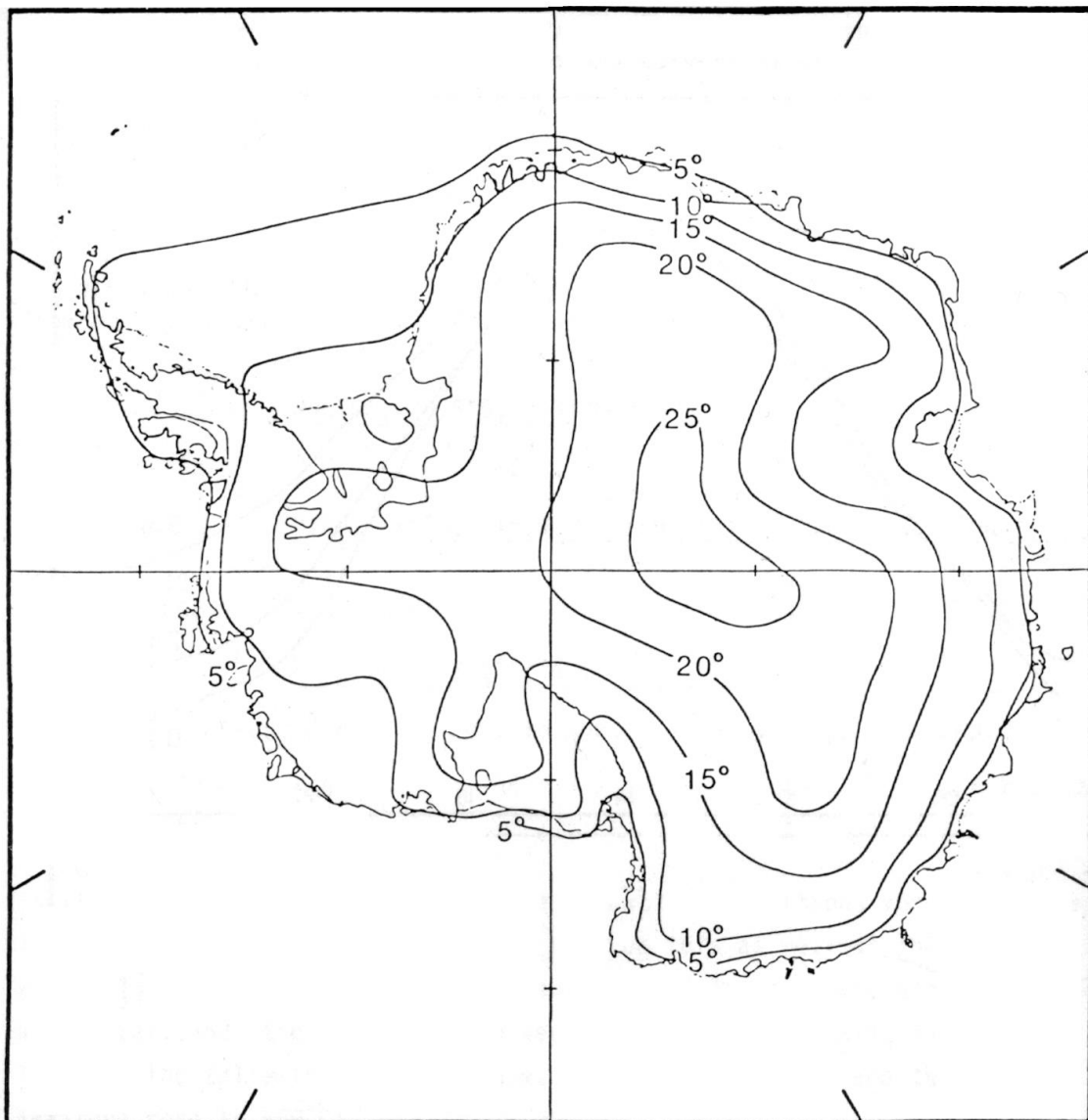


Abb. 5.11: Isolinien der mittleren Stärke der Bodeninversion im Winter (aus: SCHWERDTFEGGER 1984).

zwischen wärmstem und kältestem Monat in der Marguerite Bay ein Wert von 15 K für San Martin, während auf den South Shetland Islands lediglich 6 K Differenz verzeichnet werden (WUNDERLE 1996).

Die Meereisdecke reduziert die ausgleichende Wirkung des Wassers und es kommt im Jahresverlauf zu einer stärkeren 'Kontinentalität' im Winter (LIMBERT 1974). Hinzu kommt die stabile Schichtung im Winter an den Polkappen, welche durch die Dominanz der langwelligen Strahlungsbilanz begründet ist. Diese Inversion führt zu Temperaturwerten, die um mehrere Grad tiefer liegen als in einigen Zehner- bis Hundertermetern darüber in der freien Atmosphäre. Abbildung 5.11 zeigt, daß die mittlere Inversion im Winter an der Westseite der Antarktischen Halbinsel ca. 5 K beträgt. Auf der Ostseite ist diese Inversion deutlich höher und auch die Marguerite Bay und Alexander Island liegen 'innerhalb' der 5 K-Isolinie. Das Phänomen des 'kernlosen' Winters, welches aufgrund der fehlenden Sonneneinstrahlung im Winter zu einem raschen Absinken des Temperaturniveaus führt, ohne daß im weiteren Verlauf des Winters eine weitere signifikante Absenkung erfolgt, findet sich entsprechend der Dauer der Polarnacht und der Meereisausdehnung am ausgeprägtesten an den südlichen Stationen.

5.4.3 Der klimatische Ost-West-Gegensatz der Antarktischen Halbinsel

Die Temperaturdifferenz zwischen Ost- und Westseite der Antarktischen Halbinsel veranschlagt SCHWERDTFEGER (1979) auf 4 K bis 6 K. REYNOLDS (1981) gibt einen mittleren Wert von 6 K an. WUNDERLE (1996) berechnet für die Differenz zwischen den Jahresmitteltemperaturen von Anvers Island (Palmer Station, 65° Süd, 64° West) und der Station 'Teniente Matienzo' (65° Süd, 60° West) am Larsen-Eisschelf einen Wert von 9 K. Den Unterschied in der Jahresmitteltemperatur zwischen Larsen-Eisschelf und Marguerite Bay veranschlagt WUNDERLE (1996) auf 8 K. Auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel ist die Temperaturabnahme mit zunehmender südlicher Breite ausgeprägter, was auf die Kaltluftmassen zurückzuführen ist, die aus südlicher Richtung über das Weddellmeer herantransportiert werden. MARTIN UND PEEL (1978) und REYNOLDS (1981) bestimmen aus Schneetemperaturen in 10 m Tiefe von Örtlichkeiten mit einer Jahresmitteltemperatur von unter -11°C mittels multipler Regressionsanalyse den mittleren hypsometrischen Temperaturgradienten und den mittleren meridionalen Temperaturgradienten (Tab. 5.3).

Der höhere meridionale Temperaturgradient auf der Ostseite der Halbinsel belegt die größere Kontinentalität (REYNOLDS 1981). Der geringere vertikale Gradient weist auf häufigere Inversionen auf der Ostseite hin. MORRIS UND VAUGHAN (1992) erhalten, ebenfalls aus Bohrlochdaten, für die Antarktische Halbinsel und Ellsworth Land einen mittleren hypsometrischen Temperaturgradienten von -0.57K/100m. In ihrer Untersuchung wird die ausgeprägte Inversion über dem Filchner-Ronne-Eisschelf und der Weddellsee deutlich. Die Unterschiede in den Daten von REYNOLDS (1981) und von MORRIS UND VAUGHAN (1992) gehen wohl auf die Vielzahl von Daten vom Filchner-Ronne-Eisschelf und dem Rutford-Eisstrom zurück, die in Höhenlagen unter 700 m N.N. gewonnen wurden. ARISTARAIN ET AL. (1987) leiten aus Firnbohrkernen von der Eiskappe von James-Ross Island einen hypsometrischen Temperaturgradienten von -0.58K/100m in der Höhenlage zwischen 1130 m N.N. und 1690 m N.N. ab.

5.4.4 Temperaturvariabilität und großräumige Zirkulation

KING (1994) untersucht den Zusammenhang zwischen regionalen Druckindizes und der Temperaturvariabilität. Es ergibt sich, daß nicht zonale Druckunterschiede, sondern der meridionale Druckunterschied zwischen den South Orkney Islands und Faraday bei einer Signifikanz von über 99 % mit den Temperaturen der britischen Antarktisstationen an der Westseite der Antarktischen Halbinsel korrelieren. Höhere Druckunterschiede in Ostwestrichtung führen zu stärkerem geostrophischem Wind aus nördlicher Richtung, was zur verstärkten Advektion von Warmluft gegen die Antarktische Halbinsel führt.

SMITH UND STEARNS (1993) suchen für die gesamte Antarktis nach Korrelationen zwischen den Schwankungen des SOI einerseits und von Luftdruck und Lufttemperatur in bestimmten Regionen andererseits. Sie erhalten für zentrale Teil der Antarktis sowie die Antarktische Halbinsel im Jahr vor dem Minimum des SOI beziehungsweise dem El Niño-Ereignis positive Temperaturanomalien. SMITH ET AL. (1996) weisen auf den Zusammenhang zwischen El Niño-Ereignissen und Lufttemperaturanomalien in der Datenreihe der Station Faraday hin: An fünf von sechs El Niño-Jahren bleibt die Jahresmitteltemperatur von Faraday unter dem langjährigen Mittel, während acht der zehn La Niña-Jahre mit positiven Temperaturanomalien verknüpft sind. Eine hohe Übereinstimmung zwischen SOI und Lufttemperatur auf der Basis von Monatsmittelwerten legt den Schluß nahe, daß sogar Schwankungen des SOI von Monat zu Monat Auswirkungen auf Temperaturverlauf und Meereisbedeckung an der Westseite der Antarktischen Halbinsel haben.

	Martin und Peel (1978)	Reynolds (1981:)	Morris und Vaughan (1992):
Hypsometrischer Gradient			-0.57K/100m
Hypsometrischer Gradient Westseite	-0.68K/100m	-0.615K/100m 0 - 2140 m N.N.	-0.82K/100m
Hypsometrischer Gradient Ostseite	nicht signifikant	-0.568K/100m 0 - 1060 m N.N.	-0.008K/100m
Hypsometrischer Gradient. Ostseite (< 700 m N.N.)			+0.39K/100m
Hypsometrischer Gradient Ostseite (> 700 m N.N.)			-0.4K/100m
meridionaler Gradient			-1.99K/Breitenk.
meridionaler Gradient Westseite	-0.84K/Breitenk.	-0.77K/Breitenk.	-1.11K/Breitenk.
meridionaler Gradient Ostseite	-1.1K/Breitenk.	-0.85K/Breitenk.	-1.05K/Breitenk.
meridionaler Gradient Ostseite (< 700 m N.N.)			-0.99K/Breitenk.
meridionaler Gradient Ostseite. (> 700 m N.N.)			-1.23K/Breitenk.

Tab. 5.3: Hypsometrische und meridionale Gradienten der Lufttemperatur nach MARTIN UND PEEL (1978), REYNOLDS (1981) und MORRIS UND VAUGHAN (1992).

5.5 Niederschlag

Niederschlagsmessungen sind aufgrund der starken Verblasung durch den Wind in der Antarktis nur unter schwierigen Bedingungen möglich und mit großen relativen Fehlern behaftet (BROMWICH 1988). Oftmals wird statt des Niederschlages die Nettomassenbilanz angegeben, da für das Innere der Antarktis die Abweichungen zwischen beiden Größen gering sind und da die Nettomassenbilanz die glaziologisch bedeutendere Größe ist. Der Niederschlag ist, aufgrund der orographisch bedingten Niederschläge am Kontinentrand, in den Küstenregionen wesentlich höher als im Inneren des Kontinents. Die mittlere Stärke und Lage der quasi stationären Tiefdruckzellen im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne dominieren das zonale Muster der Niederschläge (BROMWICH 1988). Die Antarktische Halbinsel hat jedoch eine Sonderstellung, da der Höhenzug ein Hindernis für feuchte Luftmassen darstellt, die von Nordwesten herangeführt werden. Dies führt zu einem erheblichen Anteil orographisch bedingter Niederschläge (SCHWERDTFEGGER 1970). Anstelle der Niederschlagsverteilung der Gesamtantarktis südlich von 70° Süd geben unter anderem GIOVINETTO ET AL. (1992) (Abb. 5.12) die räumliche Verteilung der Massenbilanz an. Der Bereich der Marguerite Bay liegt dabei zwischen den Isolinien für 500 und 700 mm Nettoakkumulation pro Jahr. Niederschlag und Ablation an den nördlicheren Teilen der Antarktischen Halbinsel wurde aufgrund der komplizierten Topographie und der unzuverlässigen sowie stark regional variierenden Messungen nicht dargestellt.

5.5.1 Niederschlagsbestimmungen aus GZM und numerischen Wettervorhersagemodellen

Betrachtet man den Feuchtetransport in oder aus einer Region, wie er sich aus den dreidimensionalen numerischen Wettervorhersagemodellen ergibt, und führt eine Integration über die Zeit und über alle vertikalen Grenzflächen des Raumes durch, so erhält man eine Größe, die dem zeitlichen Mittel der Differenz von Niederschlag und Verdunstung entspricht (BROMWICH UND ROBASKY 1993). BROMWICH (1990) erhalten mit diesem Verfahren Akkumulationsraten, die für den Sektor zwischen 80° und 90° Süd gute Übereinstimmung mit Bodenmessungen liefern. Für die gesamte Antarktis ergeben sich allerdings Abweichungen von über 100% gegenüber Bodenmessungen, da klimatologische Effekte an den steil aufragenden Küsten der Antarktis in den Modellierungen nicht richtig erfaßt werden. In einer ähnlichen Analyse von Daten des European Center for Medium-Range Weather Forcecasts (ECMWF) ermittelt MASUDA (1990) den Transport von Feuchte, Impuls und fühlbarer Wärme über den 70° Breitenkreis. Der Vergleich mit anderen Studien zeigt für die Nordhalbkugel gute Übereinstimmung. Für die Südhemisphäre jedoch ergeben sich Abweichungen von zum Teil weit über 100%. Das lichte Netz der routinemäßigen Radiosondenaufstiege in der Antarktis erschwert die Überprüfung der mit dieser Methode abgeleiteten Niederschlagswerte.

YAMAZAKI (1994) ermittelt mit demselben Ansatz aus den Daten des 'National Meteorological Center' der USA für den Zeitraum von 1986 bis 1990 eine Akkumulationsrate von 135 mm pro Jahr für die gesamte Antarktis. Dies entspricht ungefähr der Jahresakkumulation der Antarktis von 151 bis 156 mm, die BROMWICH (1990) nennt. Für den Teilraum der Antarktischen Halbinsel erhält YAMAZAKI (1994) eine Jahresakkumulation von 1100 mm. Der Niederschlag ist im Winter höher als im Sommer. Die Maxima des Niederschlages im Bereich

der antarktischen Küsten treten jedoch im Frühjahr und Herbst auf. Dies entspricht dem halbjährlichen Gang der Intensität der subpolaren Tiefdruckrinne und bestätigt, daß der Niederschlag primär von zyklonalem Geschehen dominiert wird.

In einer neueren Studie berechnen GIOVINETTO ET AL. (1997) den Transport von Feuchte über den sechzigsten, südlichen Breitenkreis aus Wettervorhersagemodellen (ECMWF und NCEP) und vergleichen dies mit der Ableitung der Akkumulation aus Stationsdaten. Sie erhalten eine gute Übereinstimmung mit lediglich 9% relativer Abweichung. Für die Zone zwischen 60° Süd und 70° Süd, die große Teile der Antarktischen Halbinsel einschließt, ergibt sich als Differenz aus Niederschlag und Evaporation ein Wert von 468 mm.

5.5.2 Niederschlagsbestimmungen aus Firnbohrkernen

Bei PEEL UND CLAUSEN (1982, S. 46) findet sich eine Liste von Akkumulationsraten aus Firnbohrkernen der Antarktischen Halbinsel. Für Palmer Land ergibt sich im Mittel eine Jahresakkumulation von 510 mm. Am südlichen Larsen-Eisschelf beträgt dieser Wert lediglich 350 mm. Das Plateau von Graham Land wiederum weist Werte um 600 mm auf. Auf Alexander

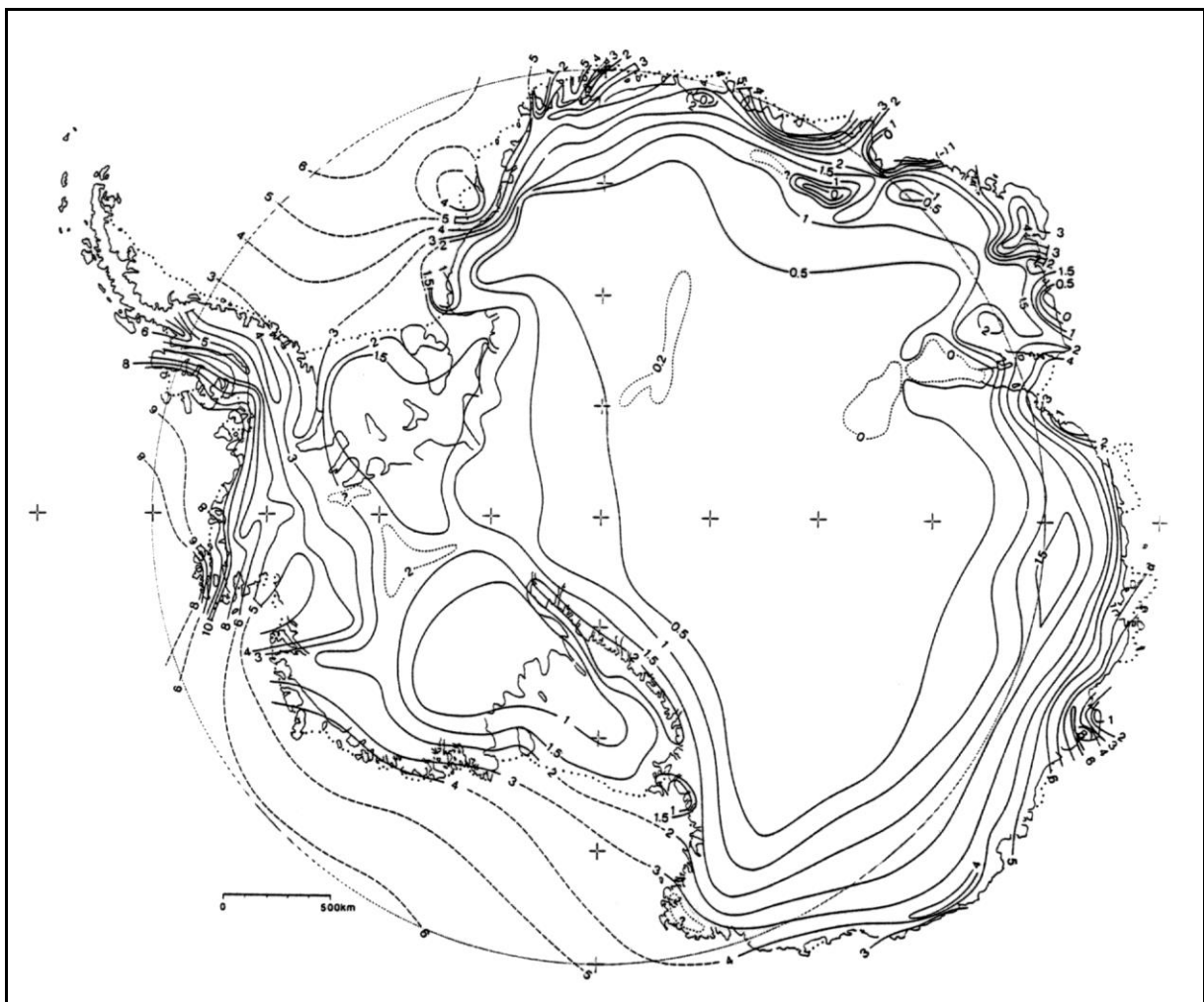


Abb. 5.12: Die Verteilung der Oberflächen-Massenbilanz der Antarktis und ihre Extrapolation über die Meeresbecken bis 70° Süd. Die Zahlen sind in der Einheit 100 mm pro Jahr bzw. 100 kg/(m²·Jahr) (aus: GIOVINETTO ET AL. 1992)

Island ergibt sich in ca. 500 m N.N. an zwei Bohrkernen ein sehr hoher mittlerer Wert von 1120 mm. Für die Marguerite Bay in der Nähe von Stonington Island und an der Südspitze von Adelaide Island jeweils bei ca. 380 m N.N. ergeben sich ca. 980 mm Jahresakkumulation. Die Werte für Alexander Island und für die Marguerite Bay weichen erheblich von anderen Niederschlags- bzw. Akkumulationsmessungen, die weiter unten referiert werden, ab.

PEEL (1992) bestimmt aus Bohrlochdaten der Trockenschneezone die jährliche Akkumulationsrate. Er findet eine lineare Beziehung zwischen Höhenlage (alt) und Jahresakkumulation (p) von

$$ak = 1.32 - 0.000449 \cdot h \quad (5.1)$$

für die Westseite und

$$ak = 0.149 + 0.00064 \cdot h \quad (5.2)$$

für die Ostseite der Antarktischen Halbinsel. Der errechnete Gradient entspricht der Abnahme des Sättigungsdampfdruck bei einer linearen Abnahme der Temperatur mit der Höhe (PEEL 1992). Die Daten der Ostabdachung wurden in Höhen zwischen 130 m N.N. und 400 m N.N. gewonnen und der positive Trend mit der Höhenlage ist auf die Inversion unterhalb von 700 m N.N. zurückzuführen, wie er von MORRIS UND VAUGHAN (1992) gefunden wurde. Die Daten der Westküste beschränken sich auf Örtlichkeiten höher als 500 m N.N. mit Jahresmitteltemperaturen unter -11°C . Eine Extrapolation der Funktion bis auf Meeresniveau würde einen Jahresniederschlag von 1300 mm ergeben. Regionalklimatische Effekte auf die Niederschlagsverteilung können bei diesem Ansatz nicht berücksichtigt werden. Die meisten Bohrlochdaten stammen von Palmer Land und Ellsworth Land. Niederschläge im nördlicheren Teil der Halbinsel liegen vermutlich höher aufgrund der größeren Häufigkeit von zyklonalen Niederschlägen. Die geschützte Lage der Marguerite Bay wiederum führt dort zu geringeren Niederschlagswerten. Dies wird in Kapitel 8 ausführlicher diskutiert.

THOMPSON ET AL. (1994) ermitteln anhand eines Eisbohrkerns vom Dyer Plateau, nördliches Palmer Land, eine durchschnittliche Akkumulationsrate von ca. 440 mm/Jahr. Dies stimmt sehr gut mit der von PEEL (1992) abgeleiteten Formel überein. FROLICH (1992) bestimmt die oberflächliche Massenbilanz der eisbedeckten Flächen der Antarktischen Halbinsel. Aus den Niederschlagsdaten von PEEL (1992) errechnet er so auf der Basis der Geländehöhe eine Massenbilanz von durchschnittlich 1.26 m Wasseräquivalent pro Jahr auf der Westseite und 0.31 m Wasseräquivalent pro Jahr auf der Ostseite der Halbinsel. Für Gebiete mit signifikanter Ablation reduziert FROLICH (1992) das Ergebnis, welches auf den Niederschlagsdaten beruht, um 20%. In der Jahresbilanz des gesamten Raumes ergibt das 458 GT/Jahr, was 23% der Jahresakkumulation der Gesamtantarktis bei lediglich 7% der Gesamtfläche entspricht. An sechs Profilen auf Alexander Island und Palmer Land bestimmen PAREN UND RICHARDSON (1988) die mittlere Jahresakkumulation zwischen 1972 und 1985 auf ungefähr 0.5 m. Für James-Ross-Island finden sich Angaben im Höhengniveau zwischen 1190 und 1690 m N.N., die Aristarain aus Firnbohrkernen gewonnen hat: Die jährliche Akkumulation variiert je nach Exposition zwischen 122 mm und 865 mm. Im Mittel ergeben sich ca. 500 mm

Jahresakkumulation. Wind mit südwestlicher Anströmungsrichtung scheint für die expositionsabhängige Umlagerung des Schnees verantwortlich zu sein (ARISTARAIN ET AL. 1987, S. 5).

5.5.3 Direkte Niederschlagsmessungen und ihr Bezug zu den synoptischen Situationen

Einige Angaben zu Niederschlagsmessungen finden sich bei SCHWERDTFEGER (1984, S.198). Diese sind in Tabelle 5.4 zusammengefaßt. Die Stationen liegen alle direkt an der Westküste der Antarktischen Halbinsel oder auf vorgelagerten Inseln. An der Südwestküste von Adelaide Island wird 1971 ein Jahresniederschlag von 577 mm verzeichnet (LIMBERT UND LOAN 1971). RUNDLE (1969) präsentiert Akkumulationsraten und Schneedichten aus verschiedenen Höhenstufen an der Westseite von Anvers Island, die aus Ablesungen an Ablationsstangen und stratigraphischen Untersuchungen in Schneeschächten gewonnen wurden. Daraus ergibt sich ein starker Anstieg von 740 mm Akkumulation in 300 m N.N. auf 1860 mm in 650 m N.N. In 850 m N.N. läßt sich der extrem hohe Wert von 3550 mm Jahresakkumulation aus den Daten berechnen. Die relative Variabilität von Jahr zu Jahr gibt RUNDLE (1969) für drei aufeinanderfolgende Jahre (1966 bis 1969) mit Werten zwischen 5% und 43% an. Die Zunahme des Niederschlages mit der Höhe steht in krassem Widerspruch zu der von PEEL (1992) abgeleiteten Formel, die eine Abnahme des Niederschlages mit der Höhe impliziert. Der Massenverlust durch Perkolatation ist in Höhen über 300 m N.N. laut RUNDLE (1969) vernachlässigbar. Für den Raum der inneren Marguerite Bay werden Jahressummen des Niederschlages zwischen 200 mm und 600 mm angegeben (WUNDERLE 1996, SCHWERDTFEGER 1984, PEPPER 1954, PETERSON 1948).

SCHWERDTFEGER (1970) nennt für die Stationen Melchior und Almirante Brown Beträge von über 1000 mm pro Jahr, wobei die Variabilität der Messungen auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel in Abhängigkeit der Häufigkeit nordwestlicher Anströmung beträchtlich ist. An der Station Melchior wurden beispielsweise 1956 einen Niederschlag von 2320 mm verzeichnet, was ungefähr 210% des mehrjährigen Mittelwertes entspricht. TURNER ET AL. (1997) führen aus, daß das Niederschlagsregime an der Westseite der Antarktischen Halbinsel mit dem Luftdruck antikorreliert ist und schließen daraus, daß die Niederschlagshäufigkeit durch die Häufigkeit und Intensität von außerpolaren Zyklonen mit südöstlicher Zugrichtung dominiert wird (Abb. 5.13). Die Variabilität des Niederschlages in der Marguerite Bay ist höher als weiter nördlich, da hier am Südrand der mittleren Lage der subpolaren Tiefdruckrinne die Variabilität der Zyklonenanzahl höher ist, als weiter nördlich

Station	Zeitraum	Jahresniederschlag
Teniente Camara	1953-59	568 mm
Deception	1949-60	496 mm
Melchior	1947-60	1108 mm
Almirante Brown	1951-59	836 mm
Faraday	1950-53, 1972-80	444 mm
Stonington Island	1946-57	360 mm

Tab. 5.4: Jahresniederschlag verschiedener Stationen an der Westseite der Antarktischen Halbinsel (aus: SCHWERDTFEGER 1984).

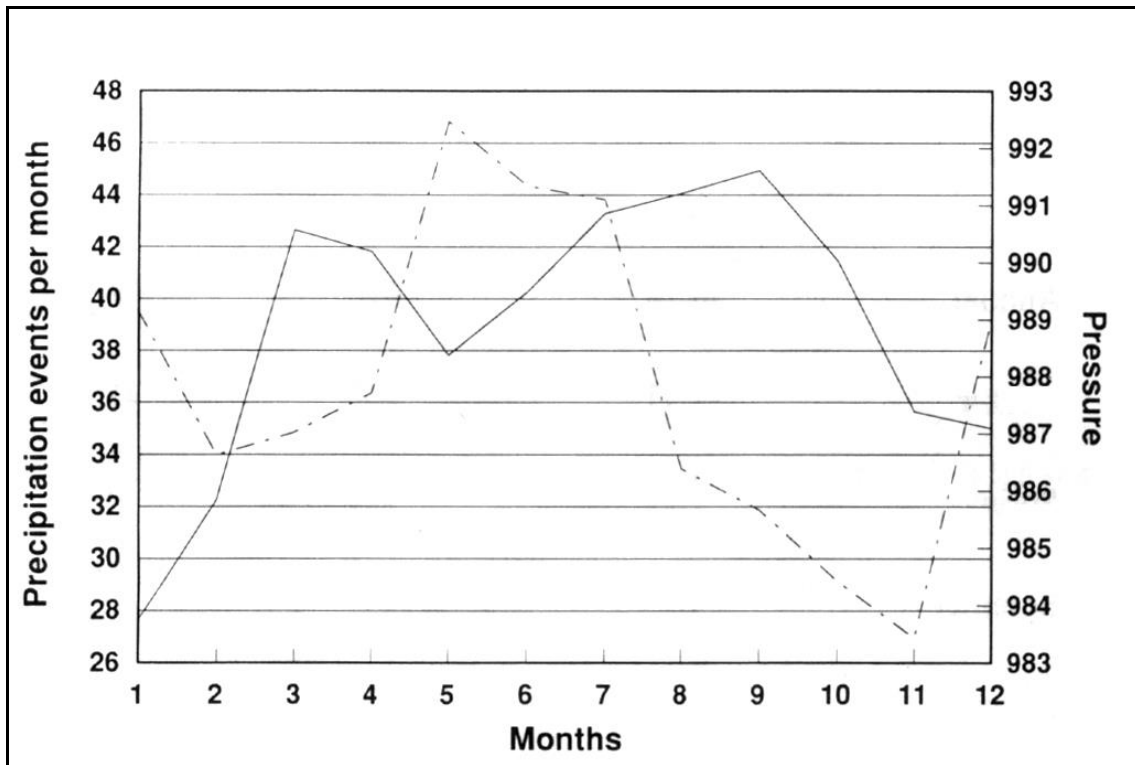


Abb. 5.13: Mittlere Anzahl von Niederschlagsereignissen (durchgezogene Linie) im Monat und mittlerem Druck (gestrichelte Linie) im Meeresniveau in Rothera in den Jahren 1977 bis 1993 (aus: TURNER ET AL. 1997).

an der Station Faraday, die näher an der mittleren Breitenlage der Tiefdruckrinne liegt. Die höhere Anzahl von Niederschlagsereignissen in Rothera im Winter gegenüber Faraday führen TURNER ET AL. (1997) auf die vergleichsweise geringeren Lufttemperaturen in Rothera im Winter aufgrund der Meeresvereisung zurück, was eine größere Anzahl von Situationen mit 100% Luftfeuchte annehmen läßt. Im Sommer hingegen tritt dieser Effekt in den Hintergrund, da die mittleren Sommertemperaturen von Rothera und Faraday nahezu identisch sind. Starke Niederschlagsereignisse können auch orographisch bedingt sein, wenn ein ausgeprägter Tiefdruckwirbel in der Weddellsee eine Überströmung labiler Luftmassen höheren Drucks von West nach Ost über die Antarktische Halbinsel hinweg erzwingt (TURNER ET AL. 1997, S. 14003).

5.6 Die Bedeutung des Meereises für die Klimatologie der Antarktischen Halbinsel

King (1994) analysiert die jährliche Meereisbedeckung in der Bellingshausensee anhand einer fernerkundlich mit passivem Radar gewonnenen Zeitreihe der nördlichen Grenze der Eisbedeckung von 1973 bis 1990. Der mittlere Verlauf der nördlichen Eisgrenze im Januar, April, Juli und Oktober ist in Abb. 5.14 dargestellt. Die Meereisbedeckung in der Bellingshausensee ist charakterisiert durch eine wesentlich geringere Jahresamplitude bei höherer Variabilität von Jahr zu Jahr im Vergleich zum gesamten südlichen Ozean (Abb. 5.15). Außerdem ist das Verhältnis von Monaten mit Eiszunahme zu Monaten mit Eisabnahme mit 5 zu 7 Monaten gegenüber dem gesamten südlichen Ozean gerade umgedreht (STAMMERJOHN UND SMITH 1996). Dies kann durch den saisonalen Wechsel zwischen eher äquatorwärts gerichteter Luftströmung von Mai bis Juli und polwärts gerichteter Luftströmung von August bis November

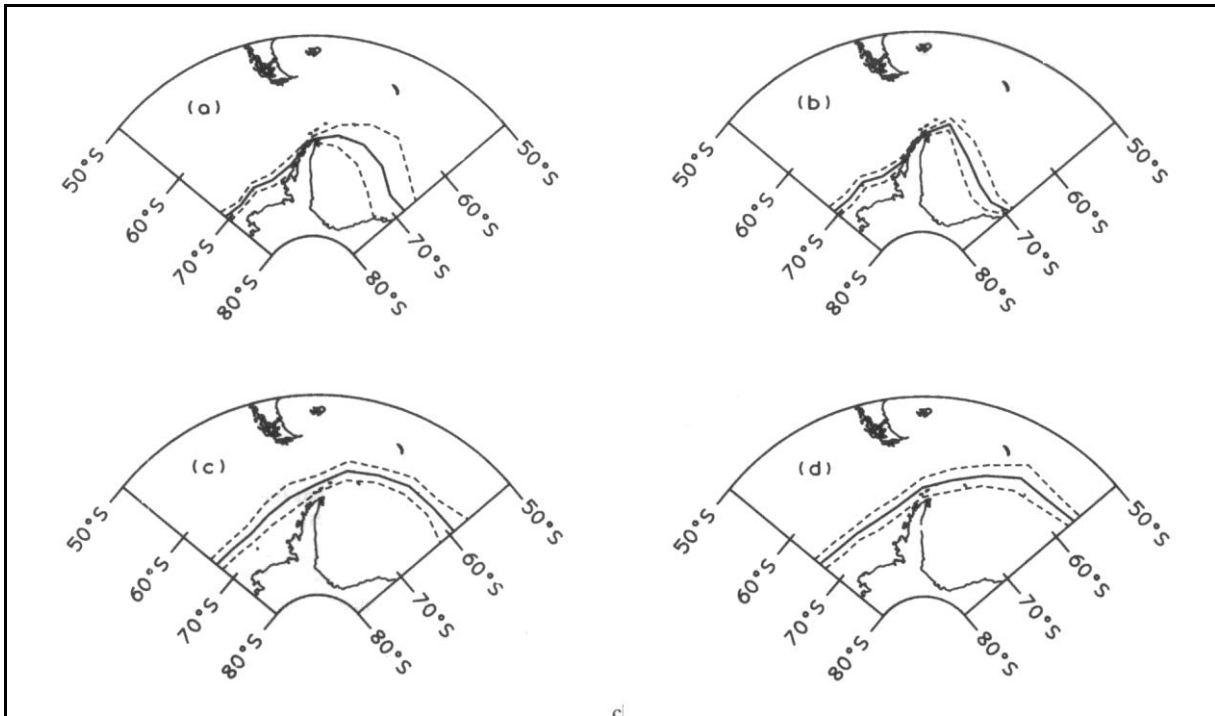


Abb. 5.14: Mittlere Lage der nördlichen Grenze des Packeises in den Jahren 1973 bis 1990 im Januar (a), April (b), Juli (c) und Oktober (d). Die gestrichelten Linien zeigen die Standardabweichung von der mittleren Position an (aus: KING 1994).

im Rahmen der halbjährlichen Oszillation erklärt werden (HARANGOZO 1994). Dadurch wird im Herbst und Frühwinter die Eisbildung verringert, während im Frühjahr durch Kompression des Eises und geringerem nordwärts gerichtetem Transport der Meereisabbau verzögert wird. Im Saldo wird dadurch relativ mehr Meereis in die Region von Westen aus der Amundsensee antransportiert und mehr Eis schmilzt in situ, als in anderen Regionen des südlichen Ozeans.

Die Variationen der Meereisausdehnung von Jahr zu Jahr lassen sich so durch die Stärke der meridionalen Windkomponente erklären. Diese variiert prinzipiell mit dem halbjährlichen Wechsel des Druckgefälles im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne und weist darüber hinaus Schwankungen von Jahr zu Jahr auf, die mit der großräumigen Zirkulation der Südhemisphäre verknüpft sind (HARANGOZO 1994, S.367.)

Die Eisdynamik in der Weddellsee wird unter anderen bei ACKLEY (1979) ausführlich beschrieben. Dominiert wird der Jahreszyklus der Meereiskonzentration durch den atmosphärischen und ozeanographischen 'Weddellwirbel'. Neben der nordwärts gerichteten Bewegungsrichtung bei der Ausdehnung der Meereisfläche im Herbst führt eine Ostkomponente zu größerer Konzentration von Meereis und einer nördlicheren Packeisgrenze im Ostteil der nördlichen Weddellsee.

5.6.1 Zusammenhang von Meereis und Lufttemperatur

WEATHERLY ET AL. (1991) erhalten bei der Untersuchung der Korrelation zwischen Meereisausdehnung und Temperaturverlauf für die gesamte Antarktis für den Zeitraum von 1973 bis 1987 keine signifikante Korrelation. Eine starke Korrelation ergibt sich jedoch, wenn nur ein Ausschnitt von 20° Länge um die Lage der jeweiligen Temperaturmeßstation

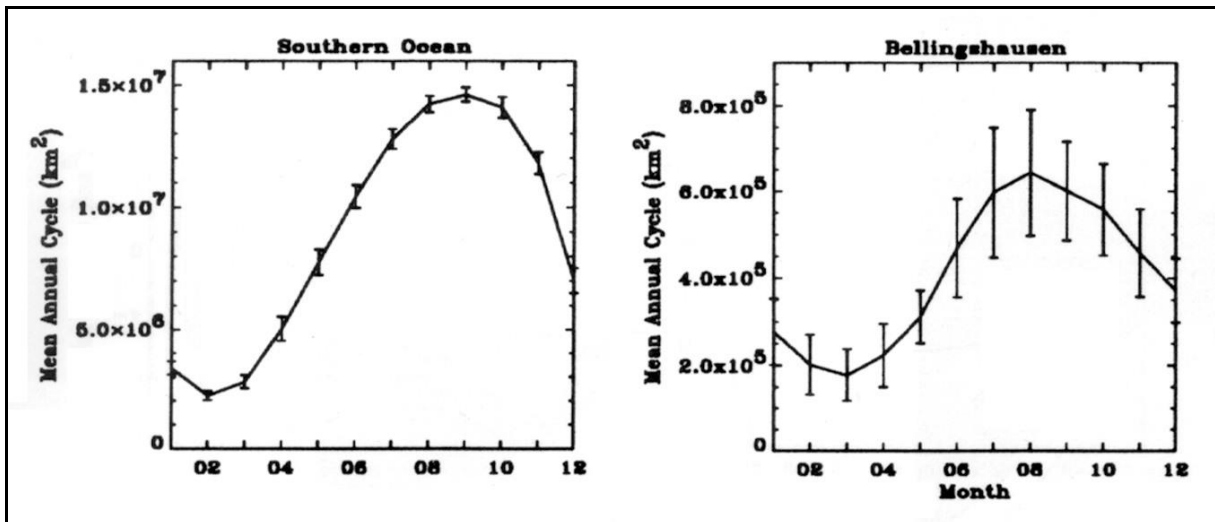


Abb. 5.15: Mittlerer Jahresgang der Eisausdehnung im Südpolarmeer und in der Bellingshausensee im Zeitraum zwischen Oktober 1978 und August 1994. Die senkrechten Balken besitzen die Länge der doppelten Standardabweichung (aus: STAMMERJOHN UND SMITH 1996).

betrachtet wird. Die Kreuzkorrelation zwischen Temperatur und Meereisausdehnung ist für den Bereich der Bellingshausensee und der Westseite der Antarktischen Halbinsel wesentlich höher als für alle anderen Regionen der Antarktis. Auch KING (1994) stellt eine hohe Korrelation zwischen den Lufttemperaturen der Marguerite Bay bzw. von Faraday und der nördlichen Lage der Meereisgrenze bei 70° West fest. WEATHERLY ET AL. (1991) führen dies darauf zurück, daß die Temperaturmeßstationen anderer Regionen in der Regel weit südlich der Packeisgrenze liegen. Aufgrund der großen Nordsüderstreckung der Antarktischen Halbinsel liegen etliche Stationen, wie z. B. Rothera, San Martin und Faraday auf ähnlicher südlicher Breite, wie die mittlere nördliche Grenze des Packeises in der Bellingshausensee in bestimmten Jahreszeiten. JACOBS UND COMISO (1993) berechnen aus den Jahresmitteltemperaturen der Stationen Faraday und Rothera Mittelwerte, die sie mit der mittleren Meereisausdehnung in der Bellingshausensee, abgeleitet aus Satellitenbildern mit passivem Mikrowellenradar, vergleichen. Die beiden Datensätze weisen eine Korrelation von -0.77 auf (Abb. 5.16). SMITH ET AL. (1996) geben in einer ähnlich angelegten Untersuchung über den Zusammenhang von Lufttemperatur und Meereisausdehnung in der Bellingshausensee westlich von Faraday ein Bestimmtheitsmaß von $r^2 = 0.47$ an. Die Korrelation ist selbst bei einem Konfidenzintervall von 99% und unter Berücksichtigung der Autokorrelation in den Datenreihen noch signifikant.

Die Korrelation zwischen Lufttemperatur und Meereisbedeckung erhöht sich, wenn man die Eisbedeckung des Folgemonats mit der Lufttemperatur vergleicht (PARKINSON UND CAVALIERI 1982). Daraus schließt KING (1994), daß eher die Lufttemperatur die Meereisbedeckung steuert als umgekehrt. Ein Rückkopplungseffekt zwischen Eisbedeckung und Lufttemperatur wird damit allerdings keineswegs ausgeschlossen. WEATHERLY ET AL. (1991) zeigen, daß 80% der Varianz der Meereisausdehnung im Winter durch die Lufttemperatur desselben Winters und, unabhängig davon, 40% durch die Lufttemperatur im vergangenen Sommer erklärt werden kann. Sie vermuten, daß die Meereisausdehnung im Winter den Winterlufttemperaturen vorseilt. SMITH ET AL. (1996) erhalten in Abhängigkeit von der Jahreszeit ein kompliziertes Muster der wechselseitigen Rückkopplung, von Temperatur- und

Meereisanomalien und schließen daraus, daß die Rückkopplungseffekte komplexer sind, als üblicherweise angenommen wird.

5.6.2 Meereis, Zirkulation und ENSO

Die Meereistrends in der Bellingshausensee und in der Weddellsee sind praktisch vollständig entkoppelt, was aufgrund der unterschiedlichen Klimate auf der Ost- und Westseite des Gebirges auch zu erwarten ist (STAMMERJOHN UND SMITH 1996, S. 91). Diese Autoren stellen allerdings eine Fortpflanzung von Anomalien der Meereisausdehnung in der Amundsensee nach Westen mit einer Phasenverschiebung von ca. einem Jahr fest. SMITH ET AL. (1996) leiten ab, daß El Niño-Ereignisse mit positiven Anomalien der Meereisbedeckung in der Bellingshausensee korreliert sind, während La Niña-Ereignisse eine geringere Meereisbedeckung westlich der Antarktischen Halbinsel im La Niña-Jahr und im Folgejahr bewirken. STAMMERJOHN UND SMITH (1996) finden einen mehrjährigen Zyklus von 5 bis 8 Jahren in den Daten der Meereisbedeckung der Bellingshausensee, stellen aber fest, daß die Datenreihe zu kurz ist, um dies signifikant zu belegen. Für den Sektor der Weddellsee vergleicht CARLETON (1988) die Meereisbedeckung und den SOI im Zeitraum 1929 bis 1962. Deutlich verringerte Meereisausdehnung ergibt sich im Sommer von El Niño-Jahren, wobei eine verstärkte zyklonale Aktivität mit erhöhter südlicher Windkomponente zur Divergenz des Meereises führt.

Die referierten Erkenntnisse geben einen Hinweis darauf, daß mehrjährige Anomalien der Meereisbedeckung in der Bellingshausensee mit einem ostwärts fortschreitenden, zirkumpolaren ENSO-Signal verknüpft sein könnten (KING UND TURNER 1997, S. 367f). Dieses ENSO Signal kann an einer ostwärts fortschreitenden Anomalie der meridionalen Oberflä-

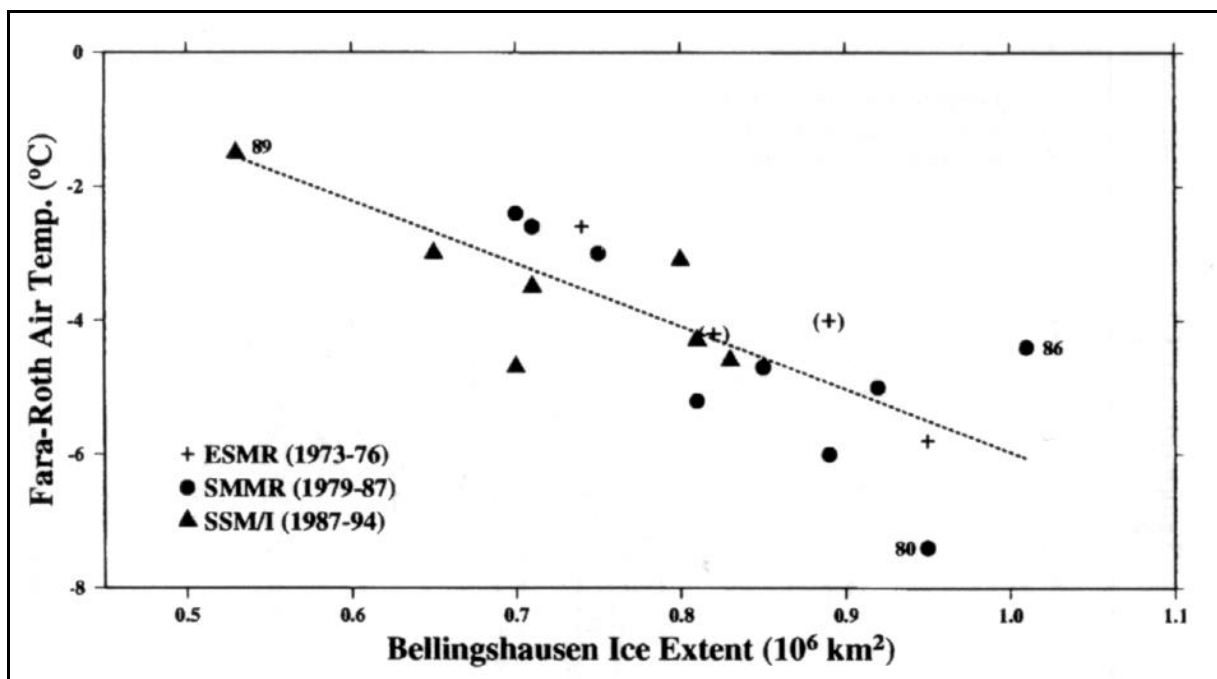


Abb. 5.16: Korrelation zwischen der Meereisausdehnung in der Bellingshausensee und dem Mittel des Jahresmittels der Lufttemperaturen an den beiden Stationen Faraday und Rothera. Die Symbole bezeichnen verschiedene passive Fernerkundungsverfahren, mit Hilfe derer die Meereisausdehnung bestimmt wurde (aus: JACOBS UND COMISO 1997).

chenwinde, der Meeresoberflächentemperatur und der Meereisbedeckung mit einer Geschwindigkeit von ca. 40° Länge pro Jahr erkannt werden (STAMMERJOHN UND SMITH 1996, S. 100). Diese entspricht der Theorie der ‘antarctic circumpolar wave’ (ACW) (→ Kapitel 1.1).

5.7 Klimaänderungen und Klimatrends der Antarktischen Halbinsel

Unter dem Schlagwort ‘Klimawandel im Bereich der Antarktischen Halbinsel’ wird in der Regel in erster Linie eine Veränderung des Temperatur- und Niederschlagsregimes verstanden. Tatsächlich ergeben sich bei näherer Betrachtung viele Gesichtspunkte von der Veränderlichkeit der mesoskaligen Zirkulation über die Veränderlichkeit der Klimatelemente bis zu den Konsequenzen für Gletscher, Eisschelfe, Schneedecken und Periglazialflächen. Einen Überblick über die Wechselwirkungen und Konsequenzen im Landschaftshaushalt gibt MORRIS (1991). Im folgenden wird in einzelnen Abschnitten auf die wesentlichen Faktoren und Prozesse, die mit der Klimavariabilität im Bereich der Antarktischen Halbinsel verknüpft sind, eingegangen werden.

5.7.1 Trends der Lufttemperatur

5.7.1.1 Temperaturtrends abgeleitet aus Eisbohrkernen

Der aus der Bestimmung der O_{18} -Gehalte in Eisbohrkernen gewonnene langjährige Temperaturtrend des Plateaus der Antarktischen Halbinsel stimmt mit den Temperaturtrends benachbarter meteorologischer Stationen überein, auch wenn sich Variationen von Jahr zu Jahr nur bedingt durchpausen (PEEL 1992a). Die Verlängerung des für die letzten 40 Jahre gefundenen Zusammenhanges zwischen Temperaturmeßreihen und Analysen an Bohrkernen zurück bis in das 19. Jahrhundert zeigt, ebenso wie eine Bohrung vom Ronne-Eisschelf (Graf 1988), eine breite positive Temperaturanomalie um 1850 und einen stetigen Abfall der Temperatur bis in die erste Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts. Die Bohrung am Filchner-Ronne-Eisschelf belegt sogar eine Temperaturdepression zwischen 1500 n. Chr. und ca. 1840 n. Chr. in ungefähre Übereinstimmung mit der ‘kleinen Eiszeit’ (GRAF 1990). Die Depression der Temperatur im Umfeld der Antarktischen Halbinsel zwischen 1900 und 1950 widerspricht dem Temperaturtrend der gesamten Südhemisphäre. Nach JONES ET AL. (1986) ist ein kontinuierlicher Anstieg der Temperatur um insgesamt 0,49 K zwischen 1881-1984 für die Südhemisphäre nachweisbar. JONES ET AL. (1986) benutzen außer der Station Orcadas (Süd-Orkney-Inseln) allerdings keine Daten der Antarktis in ihrer Studie. Temperaturtrends, abgeleitet aus verschiedenen Bohrkernen der Zentralantarktis, belegen jedoch übereinstimmend eine Periode kühlerer Temperaturen zwischen 1500 und 1800, welche von kontinuierlich ansteigenden Temperaturen bis heute abgelöst wird (JONES ET AL. 1993). Dieses Szenario wiederum steht in guter Übereinstimmung mit dem Temperaturregime im Verlaufe der ‘Kleinen Eiszeit’ der Nordhemisphäre.

PEEL (1992b) erhält für die drei Bohrkern von James-Ross Island, von Dolleman Island und von Palmer Land bei einem Vergleich mit meteorologischen Stationsdaten der letzten 40 Jahre von Faraday, Esperanza, Orcadas und Halley Bay die beste Korrelation bei einem Vergleich mit der Station Faraday, obwohl James-Ross Island und Dollman Island auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel liegen. Er vermutet einen systematischen ‘Fehler’, da der O_{18} -Gehalt auf die Temperatur zurückgeht, die bei der Kondensation der Feuchte herrschte.

Der Großteil des Niederschlags dürfte bei relativ hohen Temperaturen und Nordwestströmung gefallen sein und deshalb eine so gute Übereinstimmung mit dem Temperaturverlauf in Faraday aufweisen. NICHOLLS UND PAREN (1993) analysieren das Temperaturprofil zweier Bohrkerne von Dolleman Island und vom zentralen Teil des Palmer Land Plateaus. Unter Berücksichtigung des geothermalen Wärmeflusses modellieren sie das Temperaturprofil in den Bohrkernen und leiten aus den Abweichungen zwischen Modell und Messung die Temperaturveränderungen zwischen 1800 und 1980 ab. Als Randbedingungen für die Kalibrierung des Modells für die letzten Jahrzehnte werden trotz der räumlichen Distanz Temperatureaufzeichnungen von Faraday und Halley herangezogen. Die ermittelten Bohrlochtemperaturen spiegeln den positiven Temperaturtrend der letzten 40 Jahre wieder. NICHOLLS UND PAREN (1993) erhalten eine Phase von anhaltender Abkühlung zwischen 1900 und 1944. Als Wert geben sie -1.6 K für die Absenkung der Jahresmitteltemperatur in diesem Zeitraum an. Für das 19. Jahrhundert berechnen sie im Mittel ein Temperaturregime, welches dem aktuellen Zustand entspricht und somit über dem Mittel der letzten 40 Jahre liegt. THOMPSON ET AL. (1994) untersuchen den O_{18} -Gehalt eines Bohrkernes vom Dyer Plateau, nördliches Palmer Land, der bis ca. 1500 n. Chr. zurückreicht. Der Zeitraum deutlich niedrigerer Temperaturen beginnt bei Ihren Untersuchungen bereits 1850 und dauert, wie bei PEEL (1992a, 1992b) und NICHOLLS UND PAREN (1993) bis ca. 1930. Die deutliche Erwärmung seit 1930 zeigt sich auch bei ihren Untersuchungen.

ARISTARAIN ET AL. (1986) und ARISTARAIN ET AL. (1990) erhalten bei der Auswertung von Eisbohrkernen von James-Ross Island eine hohe Korrelation ($r = 0.72$, $r = 0.58$) zwischen den Temperatureaufzeichnungen von Faraday und Esperanza einerseits und den O_{18} - und Deuteriumgehalten in den Bohrkernen andererseits. ARISTARAIN ET AL. (1986) geben eine Genauigkeit von ca. $\pm 40\%$ für die errechneten Temperaturschwankungen an. Die Analyse dieser Bohrkerne im Hinblick auf das Temperaturregime der letzten 400 Jahre ergibt ebenso wie bei PEEL (1992b) die breite positive Temperaturanomalie um 1850. Allerdings leiten sie eine kontinuierliche Abkühlung seit 1850 bis heute um ca. 2 K ab. Dies widerspricht allen anderen in diesem Kapitel referierten Befunden. Möglicherweise ist diese Besonderheit auf Änderungen der mesoskaligen Zirkulationsmuster im Bereich von James-Ross Island zurückzuführen. Die dominierenden Luftmassen im Bereich von James-Ross Island sind auf nordwestliche Anströmung im Rahmen der Westwindzirkulation und südwestliche Anströmung aufgrund der Barrierewinde (SCHWERDTFEGER 1984) zurückzuführen. Die O_{18} -Gehalte und die Deuteriumgehalte im Schnee spiegeln die Temperaturdifferenz zwischen der Temperatur bei der Verdunstung und bei der Kondensation wieder, und sind somit äußerst sensibel bezüglich Veränderungen der 'Herkunftsregionen' der Feuchtigkeit (JONES ET AL. 1993). Somit wirkt sich eine Änderung der Zirkulations- und Niederschlagsmuster direkt auf den aus Bohrkernen abgeleiteten Temperaturgang aus. JONES ET AL. (1993) zeigen, daß für alle Bohrkerne auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel und vom Filchner-Ronne-Eisschelf ein Widerspruch zwischen einem Temperaturmaximum im 19. Jahrhundert und einer gleichzeitigen Abnahme der Akkumulationsrate in diesem Zeitraum auftritt. Sie vermuten deshalb, daß die Niederschläge in dieser Zeit vermehrt lokalen Ursprungs waren, was zu einer geringeren Akkumulationsrate führte und gleichzeitig die positive Anomalie der Temperatur als Artefakt erklärte. Wie in Abschnitt 5.6.4.4 ausgeführt wird, haben sich Eisschelfe im Nordosten der Antarktischen Halbinsel in den letzten 20 Jahren stark zurückgebildet. Wenn dies auf höhere Jahresmitteltemperaturen zurückzuführen ist, so ergibt sich ein weiterer

Widerspruch zu den an Bohrkernen gewonnen Temperaturverläufen, da sich diese Eisschelfe dann bereits im 19. Jahrhundert hätten auflösen müssen (vgl. Abschnitt 5.7.4.4).

5.7.1.2 Temperaturtrends aus direkten Messungen der Lufttemperatur

JONES (1990) analysiert die meteorologischen Aufzeichnungen von 26 Expeditionen zwischen 1898 und 1958. Die Daten wurden nach Regionen fünf Stationen zugeordnet und bezüglich ihrer räumlichen Lage zur Referenzstation korrigiert (Abb. 5.17). Trotz der räumlichen und zeitlichen Lücken zwischen den Aufzeichnungen ist ein Trend erkennbar und JONES (1990) gibt als 'beste Schätzung' an, daß die Jahresmitteltemperaturen der Antarktischen Küstenbereiche in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts um mindestens 1 K tiefer lagen als 1990. Aus Abb. 5.17 wird deutlich, daß für Faraday diese Schätzung als sehr vorsichtig anzusehen ist, zumal die Mitteltemperatur von Faraday zwischen 1944 und 1990 einen Trend aufweist, der einem Anstieg der Jahresmitteltemperatur um 2.5 K entspricht.

RAPER ET AL. 1984 berechnen auf der Basis von 16 Stationen die räumlich verteilten Temperaturtrends für die Zeit von 1957 bis 1983. Im Mittel erhalten sie einen Jahrestrend von $0.029 \text{ K/Jahr} \pm 0.047 \text{ K/Jahr}$. Die Anomalien des Gesamtzeitraumes werden mit einer Hauptkomponentenanalyse räumlich dargestellt. Die erste Hauptkomponente mit 36% der Varianzaufklärung stellt den linearen Trend dar. Dieser ist mit +0.6 K für die Antarktische Halbinsel im Winter stark positiv. In der Zentralantarktis ergibt sich dagegen nur ein Trend von +0.1 K. Im Sommer ist der Trend für das Innere der Antarktis mit +0.4 K höher als für die Antarktische Halbinsel (+0.1 K). Die Karte der Temperaturanomalien im Winter zeigt ein ähnliches räumliches Muster wie die von VAN LOON UND WILLIAMS (1977) herausgegebene Karte der linearen Temperaturtrends der Antarktis im Winter im Zeitraum von 1956 bis 1973. SANSOM (1989) vergleicht die Temperaturtrends der Stationen Faraday, Scott Base (Ross-Eisschelf), Amundsen-Scott (Südpol) und Mirny (Ostantarktis) für den Zeitraum von 1957 bis 1987. Obwohl eine hohe Übereinstimmung zwischen den mehrjährigen Trends aller vier Stationen existiert, sind diese Trends im Vergleich zur Variabilität der Temperatur so gering, daß unter Berücksichtigung der zeitlichen Autokorrelation in den Datenreihen keine signifikanten Trends abgeleitet werden können. Lediglich für Faraday erkennt SANSOM (1989) einen Trend, der möglicherweise signifikant ist.

JACKA UND BUDD (1991) zeigen, daß die meisten Antarktisstationen einen kleinen und nicht signifikanten Erwärmungstrend von im Mittel $0.028 \text{ K}/10 \text{ Jahre}$ zeigen. Zum gleichen Schluß gelangen WEATHERLY ET AL. 1991. Sie weisen darauf hin, daß die Temperaturtrends der Stationen der Antarktischen Halbinsel die größte Kohärenz aufweisen und am ehesten als signifikant angesehen werden können. Tabelle 5.5 zeigt den relativen Anteil der Stationen mit positivem Temperaturtrend zwischen 1958 und 1987 für einzelne Jahreszeiten. JACKA (1990)

Jahreszeit	Positiver Trend
Winter (Juli, August, September)	96 %
Frühjahr (Oktober, November, Dezember)	79 %
Sommer (Januar, Februar, März)	75 %
Herbst (April, Mai, Juni)	71 %

Tab. 5.5: Anteil (in %) von Stationen in der Antarktis, deren Temperaturaufzeichnungen einen positiven Trend zwischen 1958 und 1987 aufweisen (nach WEATHERLY ET AL. 1991).

gibt für alle Meßstationen an der Küste der Antarktis für en Zeitraum von 1940 bis 1988 einen Temperaturtrend von $+0.04 \text{ K}/10 \text{ Jahr}$ an.

Temperaturtrends für die Antarktische Halbinsel der letzten 40 Jahre abgeleitet aus Stationsdaten wurden von einer Reihe von Autoren (MORRISON 1990, PAREN ET AL. 1993, STARK 1994, KING 1994, WUNDERLE 1996) veröffentlicht. Die Zahlenwerte sind in Tabelle 5.6 zusammengefaßt. STARK (1994) beispielsweise analysiert den Temperaturgang an der britischen Station Faraday für den Zeitraum 1947 bis 1990. Er erhält einen Temperaturgradienten von $0.606 \pm 0.171 \text{ K}/10 \text{ Jahre}$ bei einer statistischen Signifikanz von

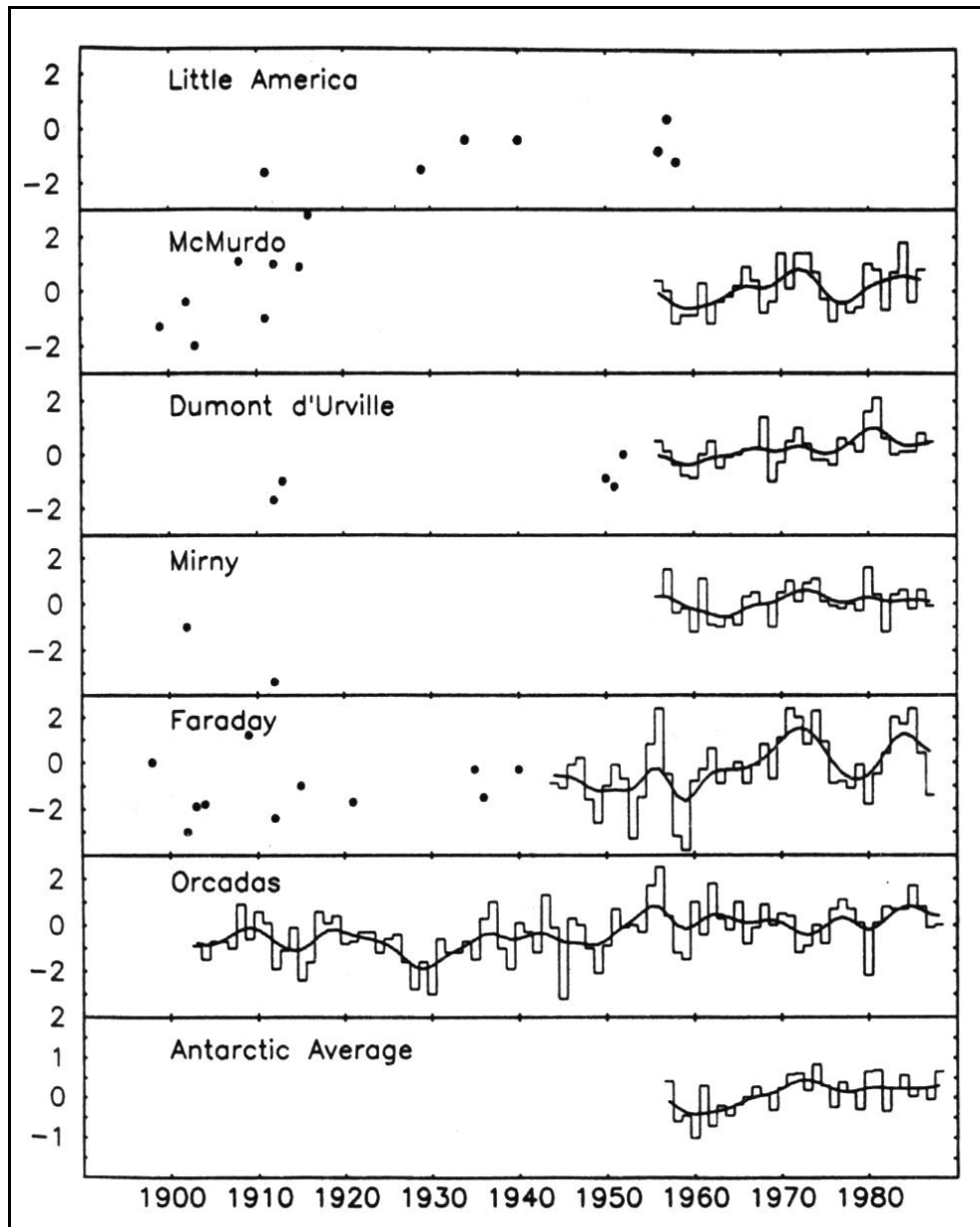


Abb. 5.17: Zeitreihen von Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen vom Mittel der Jahre 1957 bis 1975 von Expeditionen und Messungen an dauerhaften Wetterstationen für fünf Gebiete der Antarktis und der Süd-Orkney-Inseln. Die unterste Graphik zeigt für die gesamte Antarktis den Verlauf der Abweichung von der Mitteltemperatur des Referenzzeitraumes seit 1957. Die von Expeditionen gewonnenen Werte sind als Punkte eingetragen. Die Daten der geglätteten Linie wurde durch Anwendung eines Gauss-Filters mit 10 Jahren Breite aus den Einzelwerten berechnet (aus: JONES 1990).

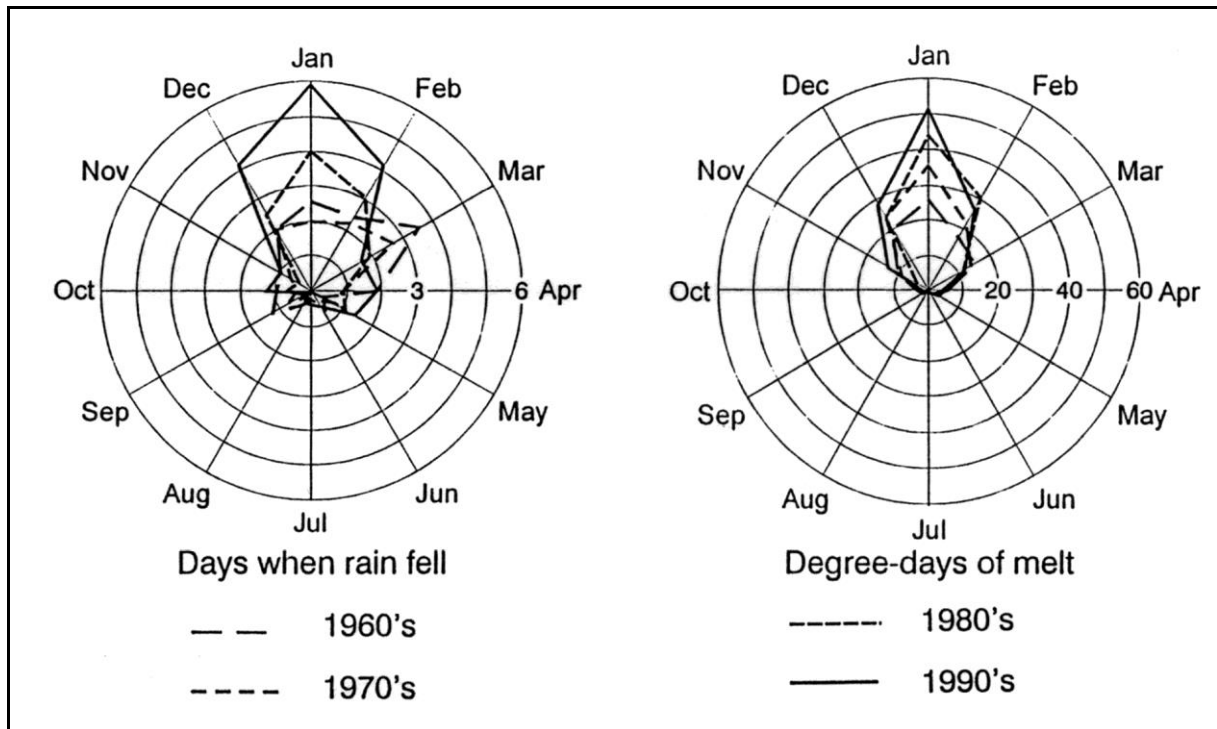


Abb. 5.18: Anzahl der Gradtage im Monat (rechts) und mittlere Anzahl der Tage mit Regenniederschlag (links) an der Station Rothera jeweils gemittelt über alle verfügbaren Jahre eines Jahrzehnts (aus: FOX UND COOPER 1998).

99.9%. Allerdings berücksichtigt STARK (1994) nicht die zeitliche Autokorrelation in der Datenreihe, die die Signifikanz erheblich senkt. Die Berücksichtigung der Autokorrelation führt dazu, daß nur die Datenpunkte zur Bestimmung der Signifikanz einbezogen werden, die zeitlich so weit auseinander liegen, daß mit Sicherheit keine, der Datenreihe inhärente Reihenfolge, Auswirkungen auf das Ergebnis hat. SMITH ET AL. (1996) berücksichtigen die Autokorrelation und das Signifikanzniveau sinkt entsprechend von 99.9% auf 90.1%. STARK (1994) erhält für den Untersuchungszeitraum einen leichten Anstieg der Jahresmitteltemperatur für die Sommermonate Januar bis März von +1.64 K, während der Trend im Winter in den Monaten Juli und August mit +4.1 K erheblich ausgeprägter ist. Gleichzeitig ist die Variabilität von Jahr zu Jahr im Winter erheblich größer, da aufgrund der Meereisbedeckung die ausgleichende Wirkung des Meeres gemindert wird (→ Abschnitt 5.4.2).

Auch die Schwankungen des Zeitpunktes der maximalen Vereisung und die nördliche Grenze der Meereisbildung von Jahr zu Jahr erhöhen die statistische Streuung der Temperaturen im Herbst und Winter. KING (1994) hält deshalb eine Zeitreihe aller Monatsmitteltemperaturen für nicht homogen und schlägt vor, entweder nur Jahresmitteltemperaturen oder Zeitreihen von Mitteltemperaturen einzelner Monate zu betrachten. SMITH ET AL. (1996) folgen dieser Argumentation und führen außerdem an, daß auf diese Weise die serielle Autokorrelation in der Datenreihe verringert wird. Für den Untersuchungszeitraum 1945 bis 1990 erhalten sie so für die Station Faraday einen Temperaturanstieg von +5.5 K im Hochwinter, +1.5 K in den Sommermonaten und +2.6 K als Mittel aus allen 12 Monatstrends. Acht der zwölf Datenreihen der Monatsmitteltemperaturen erweisen sich hierbei als signifikant bei einem Konfidenzintervall von über 95%. Abbildung 5.10 (→ Abschnitt 5.4) zeigt den Jahresgang der Temperatur, der Temperaturvariabilität und des langjährigen Temperaturtrends für alle Einzelmonate der Station Faraday. STARK (1994) berechnet ebenso wie auch KING (1994) und

WUNDERLE (1996) den Trend für die Temperaturaufzeichnungen ‘Marguerite Bay’, die eine Zusammenstellung von Temperaturaufzeichnungen der Stationen Stonington, Adelaide Island und Rothera Point darstellen, und erhält bei geringerer Signifikanz (93%) einen Temperaturtrend von 0.513 K/10 Jahre. Dabei stellt sich heraus, daß in Jahren mit tiefer Mitteltemperatur an der gesamten Westseite der Antarktischen Halbinsel die Temperaturen in der Marguerite Bay noch tiefer sind, was die größere Kontinentalität der Marguerite Bay im Vergleich zu Faraday belegt (STARK 1994).

Der positive Trend der Jahresmitteltemperatur der South-Shetland-Islands ist ungefähr halb so groß wie für die Region um die Station Faraday und für die Marguerite Bay. Die Temperaturaufzeichnungen von San Martin ergeben einen dreimal so hohen Temperaturtrend wie die Temperaturaufzeichnungen von ‘Rothera Point’ (WUNDERLE 1996). Dies ist lediglich auf die kürzere Zeitspanne der Meßreihe von San Martin zurückzuführen. Würde man bei der Datenreihe ‘Rothera Point’ ebenfalls als Untersuchungszeitraum die letzten 17 Jahren zugrunde legen, ergebe sich ein ähnlich hoher Wert.

FOX UND COOPER (1997) tragen monatsweise die mittlere Gradtagzahl, also die mittlere Summe aller positiven Tagesmitteltemperaturen eines Monats in Rothera auf. Sie bilden jeweils das Mittel über ein Jahrzehnt (Abb. 5.18). Es ergibt sich ebenso wie für die Anzahl der Regentage in Rothera eine deutliche Zunahme beider Größen für die Sommermonate im

Station	Zeitraum	Trend [°C/10 Jahre]	Signifikanz- niveau [%]	Autoren
Faraday	1947 - 90	0.623	keine Ang.	Paren et al. 1993
Faraday	1946 - 90	0.606	99.9	Stark 1994
Faraday		0.56	>99.0	King 1994
Faraday	1945 - 90	0.57	90.1*	Smith et al. 1996
Rothera	1947 - 90	0.677	keine Ang.	Paren et al. 1993
Marguerite Bay	1945 - 90	0.513	93.0	Stark 1994
Marguerite Bay		0.67	>99.0	King 1994
San Martin	1976 - 93	2.05	nicht sig.	Wunderle 1996
Süd-Shetland-Inseln		0.38	>95.0	King 1994
Arturo Pratt	1968 - 94	0.22	keine Ang.	Wunderle 1996
Esperanza	1945 - 94	0.27	keine Ang.	Wunderle 1996
Halley Bay		0.32	>95.0	King 1994
Signy (Süd-Orkney-I.)		0.168	77.0	Stark 1994
Orcadas (Süd-Orkney-I.)		0.22	nicht sig.	King 1994
Orcadas (Süd-Orkney-I.)		0.28	keine Ang.	Wunderle 1996

Tab. 5.6: Temperaturtrends für verschiedene Stationen der Antarktischen Halbinsel nach verschiedenen Autoren. Der mit * bezeichnete Wert berücksichtigt die Autokorrelation in der Zeitreihe.

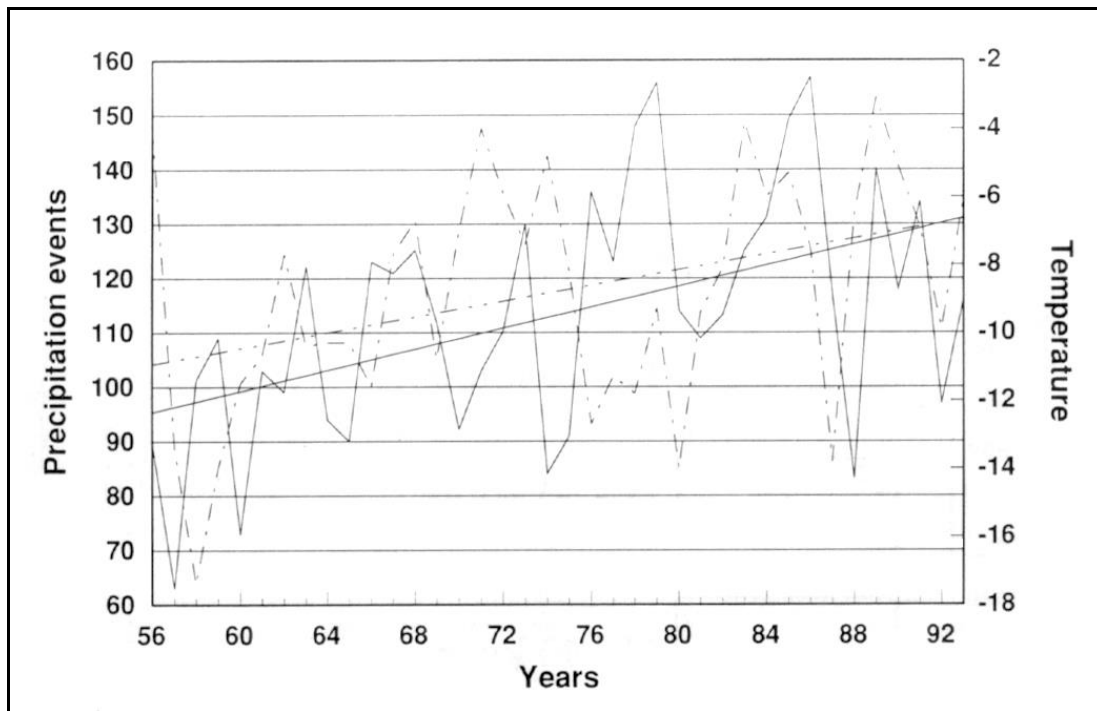


Abb. 5.19: Jährliche Anzahl der Niederschlagsereignisse (durchgezogene Linie) und Jahresmitteltemperatur (Linie mit Strichen und Punkten) in Rothera sowie aus den Daten ermittelte lineare Trends in den Jahren 1963 bis 1995 (aus: TURNER ET AL. 1997).

Zeitraum von 1960 bis 1996. Diese Darstellung ermöglicht es die klimatische Veränderung im Hinblick auf die sommerliche Schneeschmelze in der nördlichen Marguerite Bay zu betrachten.

HARANGOZO (1997) findet für Fossil Bluff eine Erhöhung der Sommermitteltemperaturen zwischen 1970 und 1995, die sich auch in verstärkter sommerlicher, oberflächlicher Ablation auf dem King-George-VI-Eisschelf zeigt. Allerdings folgt der Anstieg der Sommermitteltemperaturen den Veränderungen in Rothera mit einigen Jahren Verzögerung. HARANGOZO (1997) macht für die starke Erwärmung im Sommer lokalklimatische Effekte - und dabei vor allem die Veränderung der Albedo im Bereich der schmelzenden Oberfläche des Eisschelfes - für den überproportionalen Anstieg verantwortlich. Die lückenhaften Temperaturaufzeichnungen aus dem Winterhalbjahr ermöglichen keine verlässlichen Aussagen über Temperaturtrends im Winter in diesem südwestlichen Teil der Antarktischen Halbinsel.

5.7.2 Niederschlagstrends an der Antarktischen Halbinsel

5.7.2.1 Direkte Beobachtungen von Trends des Niederschlages

Da die Niederschlagsmessungen im Bereich der Antarktis spärlich und aufgrund von Schneedrift fehlerbehaftet sind, ist der Nachweis von Veränderungen des Niederschlagsregimes sehr schwer abzuleiten. TURNER ET AL. (1997) analysieren deshalb die Veränderung der Anzahl der Niederschlagsereignisse für Rothera und Faraday (Abb. 5.19). Die Anzahl der Niederschlagsereignisse im Winter hat sich seit 1950 um 50% erhöht, wobei der Trend bei einem Konfidenzniveau von 95% signifikant ist. Der Trend für die anderen Jahreszeiten zeigt ebenfalls eine erhöhte Anzahl von Niederschlagsereignissen, jedoch kann

aufgrund der hohen Variabilität des Niederschlages keine Signifikanz nachgewiesen werden. Als Grund für die Zunahme der Niederschlagshäufigkeit nennen TURNER ET AL. (1997) eine erhöhte Anzahl von außerpolaren Zyklonen, die mit ostsüdöstlicher Zugrichtung feuchte Luftmassen gegen die Antarktische Halbinsel führen. Ein Zusammenhang mit dem Anstieg der Jahresmitteltemperatur an der Westseite der Antarktischen Halbinsel ergibt sich dabei nur mittelbar, weil die Veränderung der mittleren Zirkulation auch die mittleren Temperaturverhältnisse beeinflusst. Ein direkter Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Niederschlagsereignissen läßt sich auf der Basis von Monats- oder Jahresmittelwerten nicht belegen.

5.7.2.2 Firnbohrkerne

MORGAN ET AL. (1991) errechnen aus Eis- bzw. Firnbohrkernen aus Wilkes Land in der Ostantarktis einen Anstieg der Akkumulation um 20% nach 1960. Die Zunahme des Niederschlages im Bereich der Antarktischen Halbinsel, abgeleitet aus fünf Bohrkernen James-Ross Island, dem südlichem Larsen-Eisschelf, Palmer Land und Ellsworth Land, wird von PEEL (1992) mit 20% seit 1950 angegeben. Die Zunahme der absoluten Feuchte in der Luft aufgrund der Zunahme des Sättigungsdampfdruckes bei einem Anstieg der Jahresmitteltemperatur um 2 K liegt ebenfalls in dieser Größenordnung (PEEL 1992a). PEEL (1992b) untersucht die Veränderung der Akkumulationsrate in drei Bohrkernen. Er findet eine Zunahme der Schneeakkumulation, von 0.8%/Jahr für Dolleman Island, 1.8%/Jahr für James-Ross Island und 0.6%/Jahr für Gomez (Palmer Land) für den Zeitraum 1955 bis 1980. Die Zunahme der Schneeakkumulation ist mit einer Zunahme der Lufttemperatur korreliert. THOMPSON ET AL. (1994) wiederum finden einen Widerspruch zwischen der Temperatur, abgeleitet aus dem O_{18} -Gehalt, und der Akkumulationsrate, da sich an dem von ihnen untersuchten Bohrkern des Dyer Plateaus eine Temperaturdepression zwischen 1850 und 1930 zeigt, obwohl die Akkumulationsrate stetig von 1850 bis 1990 ansteigt. Sie schließen daraus, daß für den Bereich der Antarktischen Halbinsel kein einfacher Zusammenhang zwischen der Erhöhung der Temperatur und der Niederschlagszunahme besteht.

5.7.2.3 Ableitung von Niederschlagstrends aus GZM und numerischen Wettervorhersagemodellen

SCHLESINGER (1993) analysiert verschiedene Globale Zirkulationsmodelle (GZM) und prognostiziert eine geringfügige Abnahme der Schneeakkumulation für die Antarktische Halbinsel. Er führt aus, daß auf dem Plateau der Antarktis eine Zunahme, in Küstenregionen hingegen einen Abnahme der Akkumulation zu erwarten ist. Die Antarktische Halbinsel wird aufgrund ihrer geringen Ost-West-Erstreckung in den Gitternetzen, welche den Klimamodellen zugrunde liegen, nur ungenau repräsentiert, so daß sich keine hochliegenden Plateauflächen mit einer erhöhten Nettoakkumulation ergeben.

Aus der raumzeitlichen Integration des Feuchtetransportes über die Raumgrenzen in den numerischen Vorhersagemodellen verschiedener Institutionen (ECMWF, National Meteorological Center of the United States (NMC) und Australian Weather Bureau) bestimmen BROMWICH UND ROBASKY (1993) für die gesamte Antarktis einen Anstieg des Niederschlages um 5% zwischen 1955 und 1975. Der Haupteinfluß auf den Nieder-

schlagstrend ist demnach und in Übereinstimmung mit TURNER ET AL. (1997) und YAMAZAKI (1994) in der Veränderung der Zirkulationsmuster zu suchen. Veränderungen des Temperaturregimes zeitigen keinen signifikanten Einfluß auf den Niederschlagstrend. Bei der Untersuchung von BROMWICH UND ROBASKY (1993) tritt die Antarktische Halbinsel als eine Region mit überproportionalem Anstieg des Niederschlages hervor.

5.7.3 Meereistrends

KUKLA UND GALVIN (1981) stellen für die gesamte Südhemisphäre alle verfügbaren Daten über die Meereisausdehnung zusammen, wobei neben Beobachtungen mit verschiedenen Satelliten auch Schiffsbeobachtungen seit James Cooks Umsegelung der Antarktis im Jahre 1772 berücksichtigt wurden. Sie stellen eine Abnahme der Eismenge in den 70iger Jahren dieses Jahrhunderts fest, während in den 30iger Jahren dieses Jahrhunderts die Meereisbedeckung zwischen 60° West und 100° Ost ausgedehnter war. ZWALLY ET AL. (1983) und CHIU (1983) hingegen ziehen bei einer ähnlichen Untersuchung den Schluß, daß zwischen 1966 und 1981 bzw. zwischen 1973 und 1983 kein signifikanter längerfristiger Trend erkennbar ist, zumal das Signal-zu-Rausch-Verhältnis in den Daten sehr klein ist. Da der größte Anteil der Eisbedeckung der Südhemisphäre in der Weddell- und der Ross-See auftritt, dominieren diese beiden Bereiche die Gesamtstatistik. Beide Sektoren zeigen Anfang der 80iger Jahre eine Zunahme der Meereisbedeckung. In der Bellingshausen- und der Amundsensee setzt sich der für die 70iger Jahre abgeleitete negative Trend fort. WEATHERLY ET AL. (1991) berechnen einen schwach negativen jedoch nicht signifikanten Trend der Meereisbedeckung für den Zeitraum von 1973 bis 1987. JACKA (1990) und JACKA UND BUDD (1991) geben für den selben Zeitraum für die südwestliche Verlagerung der mittleren nördlichen Packeisgrenze ca. 0.2°/10 Jahren an. Außerdem belegen JACKA UND BUDD (1991) eine Verkürzung der jährlichen Meereisbedeckung um durchschnittlich 2 Wochen. STAMMERJOHN UND SMITH (1996) zeigen, daß es Trends der Meereisbedeckung in einzelnen Sektoren gibt, daß aber für den gesamten südlichen Ozean kein Trend erkennbar ist. Die Veränderung in einzelnen Sektoren entspricht lediglich einer Umverteilung der gesamten Meereismasse.

KING (1994) erhält bei einem Signifikanzniveau von 90% eine polwärtige Verlagerung der maximalen Meereisausdehnung westlich der Antarktischen Halbinsel bei 70° West um 0.13° pro Jahr. JACOBS UND COMISO (1997) weisen auf die hohe negative Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.77 zwischen der mittleren jährlichen Meereisausdehnung in der Bellingshausen- und Amundsensee einerseits und den Jahresmitteltemperaturen der Station Faraday andererseits hin. Der Erwärmungstrend müßte zu einer polwärtigen Verlegung der südlichen Grenze der jährlichen Vereisung um 1° in 40 Jahren führen (KING 1994).

5.7.4 Glaziologische Veränderungen

Obwohl der Zusammenhang zwischen glaziologischen Veränderungen und klimatologischen Veränderungen im einzelnen komplex sein kann (→ Kapitel 1.4), werden im folgenden glaziologische Befunde vorgestellt, die auf der Antarktischen Halbinsel an verschiedenen Örtlichkeiten gewonnen wurden. Bei der Bewertung dieser Phänomene im Hinblick auf regionalen Klimawandel sollte bedacht werden, daß erstens glaziologische Veränderungen eine Vielzahl von Ursachen haben können, die nur mittelbar auf klimatische Veränderungen

zurückzuführen sind, und daß zweitens eine erhebliche Zeitverzögerung zwischen der Veränderung einer klimatischen Variable und der sichtbaren Veränderung im glazialen System wahrscheinlich ist.

5.7.4.1 Eiskappen und Plateauvereisung

DOAKE (1982) leitet aus Messungen der Fließgeschwindigkeit und der Akkumulationsrate für Butler Island (72° Süd), Dolleman Island (70,5° Süd) und Gipps Ice Rise (69° Süd) am Larsen-Eisschelf eine Änderung der Oberflächenhöhe von ca. -0.5 m/Jahr ab und stellt fest, daß diese Eiskappen bezüglich ihrer Form und Fließdynamik momentan 'unterernährt' sind. Hingegen zeigt sich auf dem Plateau von Palmer Land bei 70,5° Süd an einer Stangenreihe zwischen 1975 und 1980 keine signifikante Änderung der Eismächtigkeit. Eine deutliche Verringerung der Ausdehnung der Eiskappe von Livingston Island (Süd-Shetland-Inseln) zwischen 1956 und 1991 belegen CALVET UND CORBERA (1993) mit Hilfe von Landsat und SPOT Satellitenaufnahmen sowie unter Einbezug alter topographischer Karten. Die Verringerung der Ausdehnung der Eiskappe ist seit 1989 stärker als im Zeitraum 1956 bis 1989.

5.7.4.2 Talgletscher

Genauere Untersuchungen der Massenbilanz von Talgletschern der Region sind rar. DOAKE (1982) berichtet von einem kontinuierlichen Rückzug des Hodges-Gletscher (Südgeorgien) über die letzten 40 Jahre. JAMIESON UND WAGNER (1983) schreiben von einer Abnahme der Eismächtigkeit um 0.27 m/Jahr zwischen 1969 und 1974 am Spartak-Gletscher, einem kleinen Seitengletscher auf Alexander Island, der in das King-George-VI-Eisschelf fließt. Die Veränderungen an der Eiskante des Northeast-Gletschers (SPLETTSTOESSER 1992, FOX UND THOMSON 1995, WUNDERLE ET AL. 1995) abgeleitet aus Luftbildern, Landkarten und Satellitenaufnahmen zeigen keinen eindeutigen Trend. Die Befunde der Untersuchungen am Northeast-Gletscher werden in Kapitel 9 eingehend diskutiert. MUSER (1995) untersucht die Variation an den Gletschern der Admiralty Bay auf King-George Island zwischen 1956 und 1992. Die aus Luftbildern, Landkarten und Satellitenaufnahmen des Satelliten SPOT abgeleitete Abnahme der Eisausdehnung variiert zwischen 100 m und 1200 m in Richtung der Fließrichtung. Sowohl Gletscher, die an Land enden, als auch Gletscher, die in der Admiralty Bay als 'Tidewater'-Gletscher aufschwimmen, lassen eine Rückverlegung der Eiskante erkennen.

5.7.4.3 Schnee- und Firnfelder

Die Veränderung schneefreier Flächen zwischen 1957 und 1997 dokumentieren FOX UND COOPER (1997) anhand von Luftbildern von vier Periglazialflächen der nördlichen Marguerite Bay. Alle Luftbilder wurden im Februar aufgenommen und zeigen die Ausdehnung der schneefreien Flächen kurz vor dem Ende des Sommers. An allen vier Beispielregionen ist eine Abnahme der Fläche, die dauerhaft von Schnee bedeckt ist, feststellbar. Die Veränderungen sind am ausgeprägtesten je stärker das örtliche Klima durch die Nähe des Meeres geprägt ist und je tiefer die Höhenlage der Untersuchungsflächen ist.

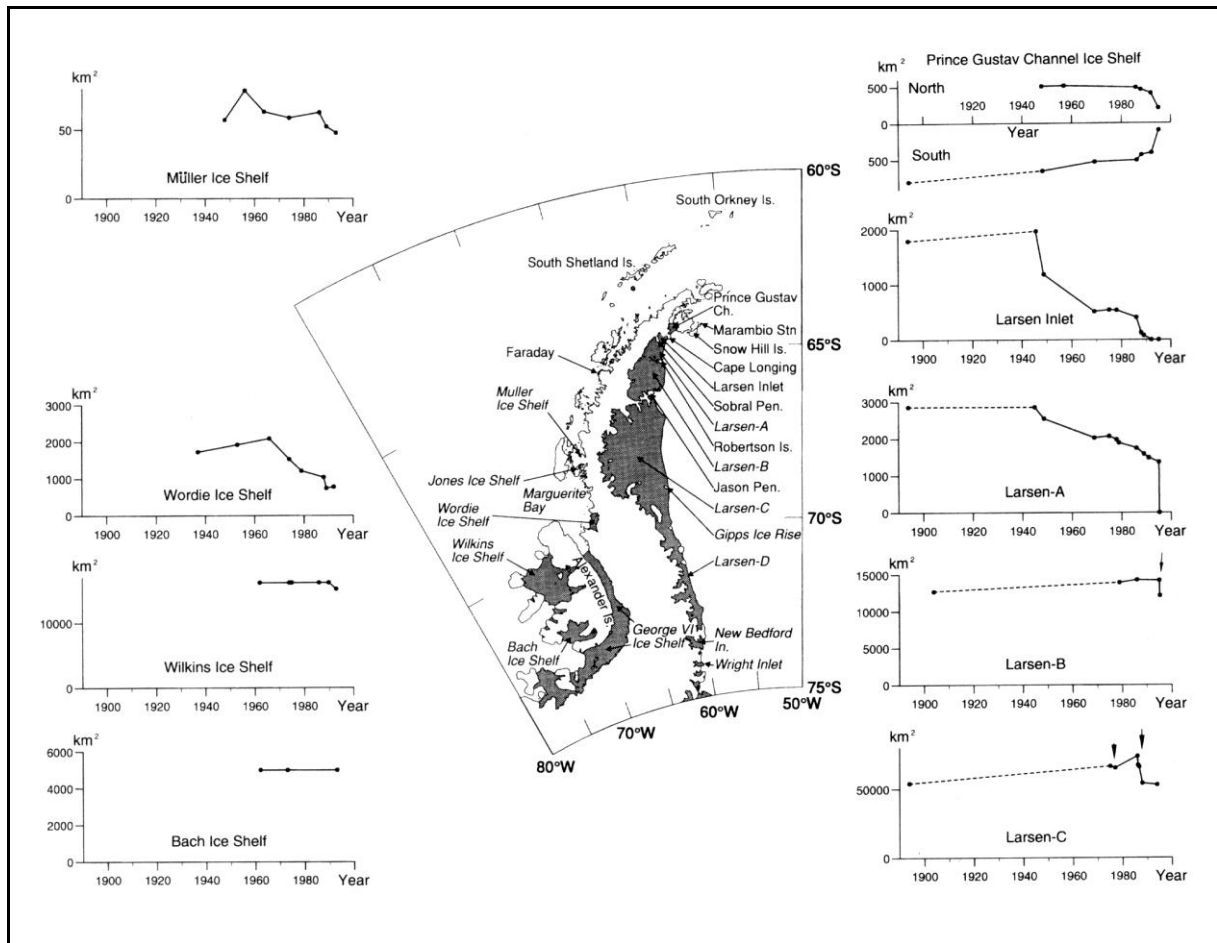


Abb. 5.20: Veränderungen der Ausdehnung von Eisschelfen der Antarktischen Halbinsel abgeleitet aus der Veränderung der Schelfeiskanten. Veränderungen der Aufsetzlinie wurden nicht berücksichtigt (aus: VAUGHAN UND DOAKE 1996).

5.7.4.4 Eisschelfe

Die Zurückverlegung von Eisschelfkanten wird seit langem beobachtet und ist vielfach mit Hilfe von Satellitenbildern, Luftbildern und Feldmessungen dokumentiert. Die wichtigsten Ergebnisse sind im folgenden zusammengefaßt. Abbildung 5.20 zeigt eine Skizze der Antarktischen Halbinsel, mit den Namen und Örtlichkeiten der Eisschelfe und der Veränderung ihrer Oberfläche in den letzten Jahrzehnten (VAUGHAN UND DOAKE 1996).

Modellrechnungen lassen den Schluß zu, daß die Jahresmitteltemperatur von -5°C eine kritische Grenze zur Aufrechterhaltung der Stabilität eines Schelfeises darstellt, und daß Jahresmitteltemperaturen über -5°C und Sommermitteltemperaturen über 0°C zu so hoher Ablation führen, daß die Schelfeismächtigkeit nach und nach verringert wird. Die wachsende Instabilität führt dann zu Rissen und Spalten, so daß das Auseinanderbrechen des Schelfeises in kurzer Zeit vor sich gehen kann (DOAKE UND VAUGHAN 1991a). Ein weiterer Einflußfaktor auf die Stabilität der Eisschelfe ist das Verhältnis von oberflächlicher Akkumulation zu Massenzufluß durch die Auslaßgletscher. Der Anteil bzw. Einfluß basaler Akkumulation oder Ablation hängt von der Ozeantemperatur ab und ist ohne aufwendige Modellierung schwer bezifferbar. VAUGHAN UND DOAKE (1996) zeigen, daß die -5°C Isotherme der Jahresmitteltemperatur in der Karte von REYNOLDS (1981) (\rightarrow Abb. 5.8, Abschnitt 5.4) ungefähr mit der nördlichen Verbreitungsgrenze der Eisschelfe im Umkreis der Antarktischen Halbinsel

übereinstimmt. Die Erwärmung auf der Westseite der Antarktischen in den letzten 40 Jahren von ungefähr 2.5 K verschiebt die nördliche Verbreitungsgrenze der Eisschelfe auf die Lage der -7.5°C Isotherme der Jahresmitteltemperatur in Reynolds Karte (DOAKE UND VAUGHAN 1996). Dementsprechend sind Müller-Eisschelf, Jones-Eisschelf, Wordie-Eisschelf und King-George-VI-Eisschelf 'gefährdet'. Sollte der Temperatortrend auf der Ostseite auch Gültigkeit haben, so sind alle Eisschelfe nördlich des Larsen-A-Eisschelfes betroffen (VAUGHAN UND DOAKE 1996).

Die Kante des Wordie-Eisschelf in der Marguerite Bay bei 69° Süd veränderte sich zwischen 1949 und 1979 nur geringfügig. Zwischen 1974 und 1979 beschleunigt sich jedoch der Rückzug und bereits 1989 war das Eisschelf in zentralen Teilen verschwunden und die Eiskante war an die Aufsetzlinie zurückverlegt (DOAKE 1982, DOAKE UND VAUGHAN 1991a 1991b). Eine spontane Änderung des Fließverhaltens der Auslaßgletscher, wie es z. B. MERCER (1978) und ZWALLY (1991) befürchten, trat dabei nicht ein. Die Fließgeschwindigkeit der Auslaßgletscher, die das Eisschelf näherten, erhöhte sich nicht, obwohl das Widerlager des Schelfeises fehlt. VAUGHAN (1992, 1993) zeigt dies anhand der Fließgeschwindigkeiten, die aus dem Versatz von Spaltensystemen in multitemporalen Satellitenaufnahmen gewonnen wurden. Von 1989 bis 1992 veränderte sich die verbliebene Fläche des Eisschelfes nur noch wenig (VAUGHAN UND DOAKE 1996).

Das King-George-VI-Eisschelf ist in dem engen Kanal zwischen Palmer Land und Alexander Island eingezwängt und besitzt nur vergleichsweise kurze Stirnseiten. VAUGHAN UND DOAKE (1996) vermuten deshalb, daß basales Schmelzen der dominierende Ablationsprozeß dieses Eisschelfes ist, und es deshalb nur schwach auf Änderungen der Lufttemperatur reagiert. Einen deutlichen Rückgang von 63 km in 7 Jahren zwischen 1940 und 1947 konstatiert Ronne (zitiert in NICHOLS 1960). DOAKE (1982) zitiert FLEMING ET AL. (1938) und berichtet, daß die Schelfeiskante zwischen 1936 und 1949 um 45 km zurückverlegt wurde. Allerdings interpretiert er die Berichte der Schlittenhundeführer so, daß in diesem nördlichen Teil des Eisschelfes lediglich große Schelfeisbruchstücke, die durch Meereis zusammengehalten wurden, vorlagen. Zwischen 1949 und 1974 blieb die Eiskante stabil. Danach setzte bis 1979 eine Rückverlegung um ca. 17 km ein. Bis 1989 erfolgte eine weitere Rückverlegung um wenige Kilometer (VAUGHAN 1992).

DOMACK ET AL. (1995) und WARD (1995) dokumentieren den Schwund der Oberfläche des Müller-Eisschelfes im Lallemand-Fjord ($67^{\circ}12'$ Süd). Die Oberfläche wuchs von 1947 bis 1956 um 38%. Danach erfolgte ein Rückgang bis 1974. Nach einem leichten Vorstoß der Schelfeiskante bis 1989 erfolgte bis 1993 ein rascher Abbau des Schelfeises bis auf 82% der Oberfläche von 1947 (WARD 1995, VAUGHAN UND DOAKE 1996).

VAUGHAN ET AL. (1993) untersuchen das Wilkins-Eisschelf und stellen dabei fest, daß zur Massenbilanz dieses Schelfeises große Auslaßgletscher kaum beitragen, sondern das Eisschelf hauptsächlich durch lokale Akkumulation auf dem Eisschelf selbst ernährt wird. Daraus schließen sie, daß Spannungen im Eiskörper durch das Einströmen von Eis gering sind und kein katastrophales Auseinanderbrechen wie beim Wordie-Eisschelf zu befürchten ist. Bis 1985 war kein signifikanter Abbau an diesem Schelfeis zu beobachten (VAUGHAN 1992, VAUGHAN UND DOAKE 1996).

Die verschiedenen Sektionen des Larsen-Eisschelfes zeigen zum Teil deutliche Rückzugserscheinungen: Das zusammenhängende Eisschelf zwischen James-Ross Island und

Robertson Island existierte nur bis 1958 (DOAKE 1982, ROTT ET AL. 1996). Der nördliche Teil, das Prinz-Gustav-Kanal-Eisschelf, bildete sich sukzessive zurück und brach im Januar 1995 vollständig auseinander (ROTT ET AL. 1996). Das Eisschelf im Larsen Inlet bildete sich bis 1989 vollständig bis an die Grundlinie zurück (SKVARCA 1993, ROTT ET AL. 1995, ROTT ET AL. 1996). Die Eiskante des Larsen-A-Eisschelfes wurde stetig von 1940 bis 1975 zurückverlegt. Danach beschleunigte sich der Abbauprozess. Verschiedene Inseln und Sporne dienten als Verankerungspunkte des Schelfeises. Im Sommer 1995 vollzog sich ein rasches Auseinanderbrechen des Eisschelfes bis zurück an die Aufsetzlinie (ROTT ET AL. 1996). Die verbliebenen Reste machen nur noch 44% der Schelfeisfläche im Jahre 1986 aus. Das Auseinanderbrechen des Larsen-A-Eisschelfes erfolgte während einer Periode mit Sommermitteltemperaturen, die an der Station Marambio um ca. +2,5K über dem Durchschnitt der letzten 24 Jahre lagen (SKVARCA 1993). Das Larsen-B-Eisschelf verlor im Zeitraum von 1986 bis 1995 immerhin 18% seiner Fläche (ROTT ET AL. 1996).

Die referierten Veränderungen an Eisschelfen belegen die Annahme von MERCER (1978) und VAUGHAN UND DOAKE (1996), daß die Eisschelfe einen empfindlichen (englisch: 'sensitive') Indikator für regionalen Klimawandel darstellen. Aus den Veränderungen am Larsen-Eisschelf kann geschlossen werden, daß die auf der Westseite beobachtbaren Temperaturtrends der letzten 50 Jahre trotz unterschiedlicher Zirkulationsmuster auch östlich des Gebirges auftreten.

RIDLEY UND RAPLEY (1993) ziehen aus der Auswertung passiver Mikrowellendaten den Schluß, daß die Anzahl der Tage mit oberflächlicher Anfeuchtung der Schneedecke seit 1978 auf Larsen-, Wilkins- und George-VI-Eisschelf zugenommen haben. Der nicht signifikante Trend liegt bei ca. +2.5 Tage pro Jahr. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der Zunahme der Anzahl der Tage mit einer maximalen Lufttemperatur von über +2°C an der britischen Station Halley.

6 DIE MARGUERITE BAY

Am 15. Januar 1909 entdeckte Jean-Baptiste Carcot mit seinem Schiff, der 'Pourquoi-Pas', die Marguerite Bay, eine Einbuchtung an der Westseite der Antarktischen Halbinsel (Abb. 6.1), welche er nach dem Vornamen seiner Frau 'Marguerite' benannte (ROUGH 1962). Im Verlaufe dieser Fahrt wurden unter anderem auch Cape Calmette, Millerand Island und der Neny-Fjord benannt. Allerdings sah Carcot fälschlicherweise den Bereich von Northeast und McClary-Gletscher als Insel an, und bezeichnete den heutigen Swithinbank-Fjord als Neny-Fjord. Die erste detaillierte Karte der Marguerite Bay (Abb. 6.2) findet sich bei RYMILL (1938b). Sie wurde im Verlauf der British Graham Land Expedition (RYMILL 1938c, DEBENHAM 1937) zwischen 1934 und 1937 im Maßstab 1:500.000 erstellt. Eine detaillierte länderkundliche Darstellung des Raumes unter Einbezug der Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte gibt UNFRIED (1996).

Die Marguerite Bay, zwischen 67°45' Süd und 69° Süd und zwischen 70° West und 68°30' West, bildet die Westküste des Übergangsbereiches zwischen Graham Land im Norden und Palmer Land im Süden mit einer Nord-Süd-Erstreckung von ca. 220 km (Abb. 6.1). Sie wird begrenzt durch Adelaide Island im Nordwesten und Alexander Island im Südwesten. Alexander Island wird von Palmer Land durch den im Mittel über 800 m tiefen King-George-VI-Sund getrennt. Im Nordosten ist die Bucht durch ein Vielzahl von Inseln geprägt, die zusammen mit den beiden größten Inseln Pourquoi-Pas und Horseshoe eine Inselgruppe bilden. Die Küste ist im nördlichen Teil durch tief eingeschnittene Fjorde gegliedert. Zwischen Camp Point und Red Rock Ridge befinden sich als dominante topographische Einheiten das Eiskliff des Northeast-Gletschers mit den vorgelagerten Inseln Millerand und Neny sowie der markante Einschnitt des Neny-Fjordes. Der weitere Verlauf der Küstenlinie wird ruhiger und ist durch einen Saum von Rand- bzw. Piedmontgletschern geprägt. Eine weite Einbuchtung im Südosten nahm bis vor wenigen Jahren das Wordie-Eisschelf ein. Am südlichen Abschluß der Marguerite Bay liegt das King-George-VI-Eisschelf im gleichnamigen Sund.

6.1 Geologie und Geomorphologie der Marguerite Bay

6.1.1 Großräumige tektonische Einordnung

Einen Überblick über die Geologie der Antarktischen Halbinsel gibt GRIKUROV (1978). MOYES ET AL. (1994) stellen die Geologie der nördlichen Marguerite Bay und von Adelaide Island großräumig vor. Die Antarktische Halbinsel besteht aus einem Bogen aus magmatischen Gesteinen, dessen Entstehung durch die Subduzierung von pazifischer Ozeankruste unter den westlichen Rand Gondwanas im Mesozoikum erklärt wird (JOHNSON 1997). Die Antarktische Halbinsel bildet eine eigene tektonische Einheit unabhängig vom Kraton der Ostantarktis (Abb. 6.3) (STOREY 1991, ELLIOT 1991). Von den Süd-Shetland-Inseln ist sie durch Bransfieldstraße getrennt. Während dieser Phase, die mit ausgeprägtem Vulkanismus bis ins späte Mesozoikum reichte, bildeten sich die südamerikanischen Anden und das Orogen der Antarktischen Halbinsel als eine zusammenhängende geradlinige Gebirgskette (DALZIEL UND ELLIOT 1971). Eingebettet ist dieses Orogen in einen alten Gebirgskörper, dessen Gesteine aus dem Präkambrium ebenfalls in einem Subduktionsbereich in der Trias und im unteren Jura metamorphisiert, erneut herausgehoben und anschließend weitgehend erodiert wurden (DALZIEL 1982).

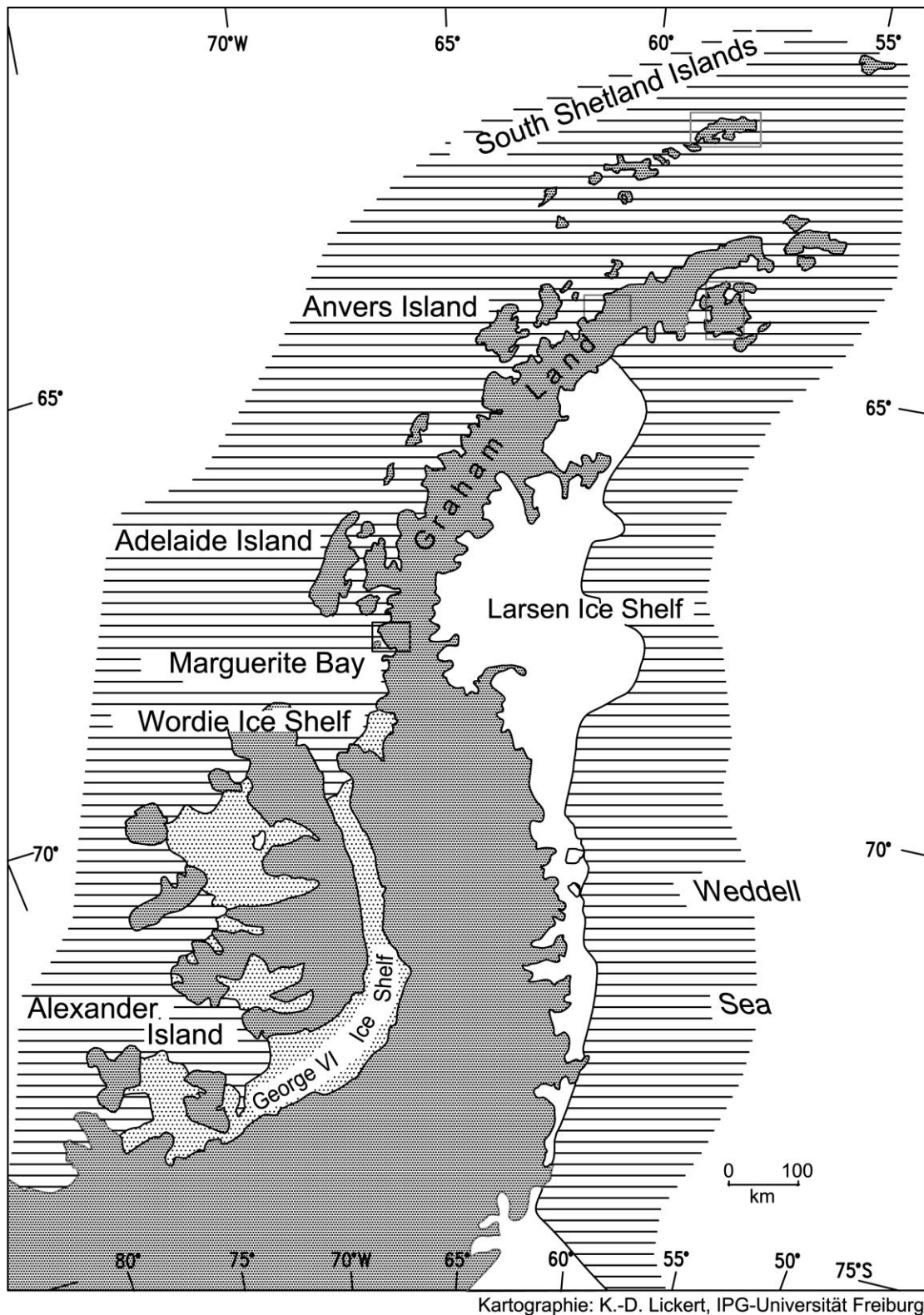


Abb. 6.1: Übersichtskarte der Antarktischen Halbinsel. Das Rechteck, welches in der inneren Marguerite Bay eingezeichnet ist, gibt die Lage der topographischen Skizze des Untersuchungsgebiets (Abb. 13.1 im Anhang) an.

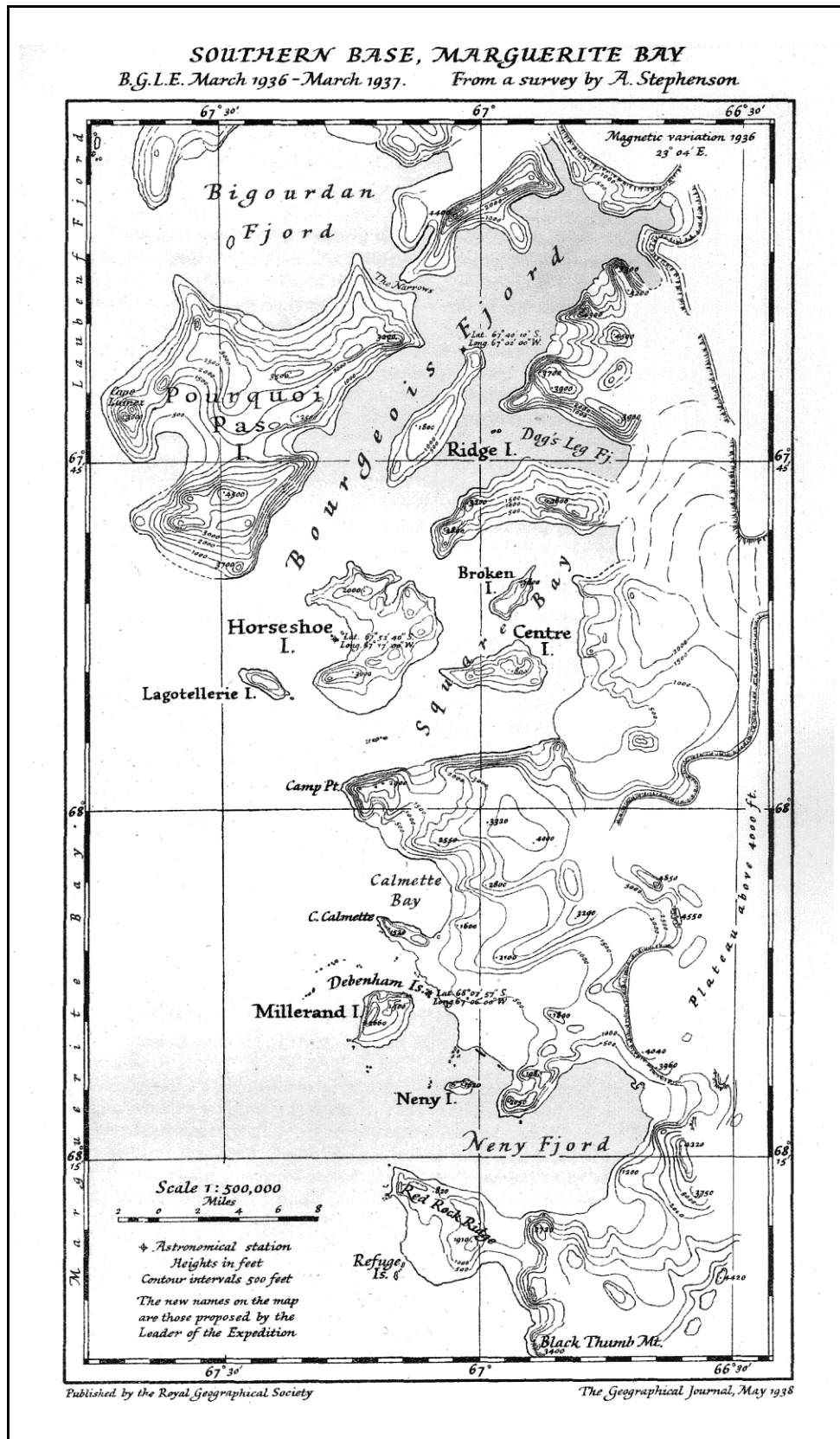


Abb. 6.2: Faximile der topographischen Karte 'Southern Base, Marguerite Bay', der British Graham Land Expedition 1936. Die beiden in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gletscher befinden sich nördlich von Neny Island und östlich von Millerand Island (aus: RYMILL 1938).

Im frühen Tertiär brach die Gebirgskette im Bereich der heutigen Drake Straße auseinander und erfuhr eine Einbuchtung mit Umbiegung des Gebirgszuges in Patagonien und entlang der Antarktischen Halbinsel nach Osten. Die südlichen Sandwichinseln bilden heute den am weitesten nach Osten versetzten Teil dieses ehemals zusammenhängenden Orogens (DALZIEL UND ELLIOT 1971). Im weiteren Verlauf des Tertiärs wurde die Antarktische Halbinsel eingrupft und anschließend als Pultscholle wieder herausgehoben (WYETH 1977). Sedimentite lassen sich in der Marguerite Bay nur auf den Ostseiten von Adelaide Island und bei Fossil Bluff auf Alexander Island nachweisen (JOHNSON 1997, NELL UND STOREY 1991). Die als LeMay-Gruppe bezeichneten Serien, die auch im Norden der Antarktischen Halbinsel anstehen, stammen aus der Trias und wurde im Zuge der mesozoischen Orogenese der Antarktischen Halbinsel metamorphisiert (EDWARDS 1982). Die Fossil-Bluff-Gruppe bezeichnet Serien mit Fossilien aus der Jura - und der Kreidezeit.

Die Sedimentation erfolgte in ein Becken westlich der Subduktionszone (BUTTERWORTH UND McDONALD 1991, THOMSON 1982). Aus Magnetfeldanomalien läßt sich schließen, daß die Sedimente ursprünglich weit umfangreicher waren, aber im Zuge der Subduktion in der Tiefe eingefaltet wurden (KENNEDY 1988). Das Ende des Subduktionsprozesses wurde am Südende der Antarktischen Halbinsel vor 50 Millionen Jahren erreicht, während Vulkanismus, der ursächlich auf die Subduktion zurückzuführen ist, im Norden der Halbinsel erst vor 4 Millionen Jahren zum Stillstand kam (KENNEDY 1988).

6.1.2 Tektonik und geomorphologische Großformen

Das Plateau von Palmer Land und Graham Land wird als tertiäre Einebnungsfläche angesehen (NICHOLS 1947a). Als Zeitraum zur Bildung dieser fluvial geprägten Rumpffläche kann die

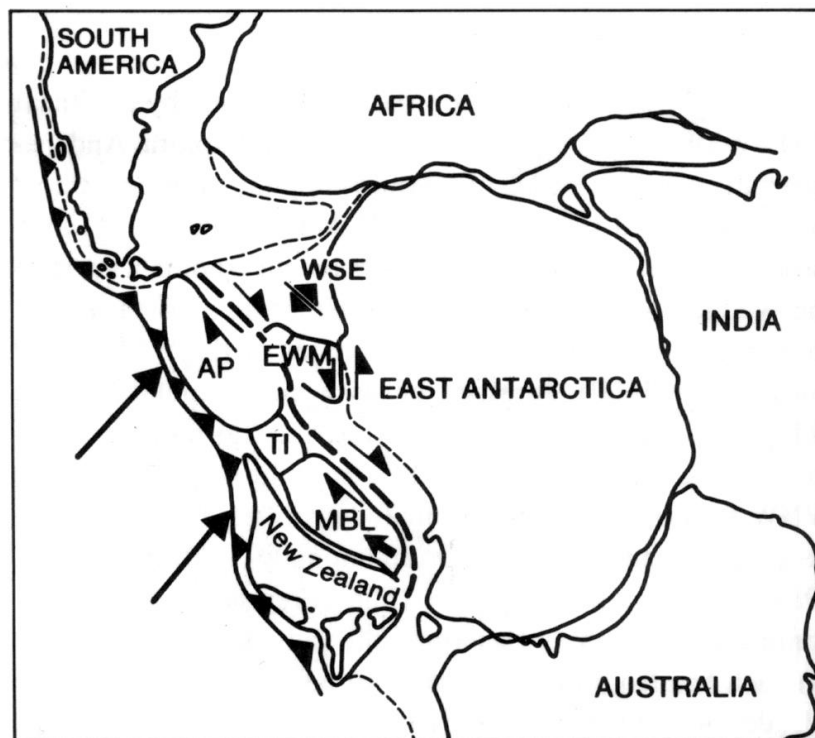


Abb. 6.3: Rekonstruktion der Lage der Westantarktis in Gondwana. Der Block der Antarktischen Halbinsel ist mit 'AP' abgekürzt (aus: STOREY 1991).

Zeitspanne seit dem letzten Intrusionsereignis ab dem Eozän und der beginnenden Hebung und Vergletscherung im mittleren Tertiär angesehen werden (WYETH 1977). Die auf glaziale Überformung zurückzuführende Zerschneidung und die Absenkung des Gebietes durch die Auflast des Eises ist an der lebhaft gegliederten Fjordküste der Marguerite Bay ersichtlich (NICHOLS 1947a, 1948).

Die Einbuchtung der Marguerite Bay kann tektonisch als Absenkung zwischen zwei Nordwest-Südost verlaufenden Verwerfungslinien angesprochen werden, die sich westlich des Schelfabhangs als Adelaide Fracture Zone und als Tulla Fracture Zone weiter verfolgen lassen. Die ostwärtige Fortsetzung der Tulla Fracture Zone läuft auf das Nordwestende des King-George-VI-Sund zu (JOHNSON 1997). Dieser wiederum wird von manchen Autoren als Grabenbruch angesprochen (KENNEDY 1988). Die strukturell angelegten Schwächezonen, wie der Neny-Fjord und der King-George-VI-Sund, sind glazial stark übertieft, wobei im King-George-VI-Sund Meerestiefen bis zu 1350 m erreicht werden (KENNEDY 1988, S. 51). Der Abhang des Kontinentalschelfes befindet sich ungefähr bei 74° West und die Kante des Schelfabhangs verläuft ungefähr südwest-nordöstlich. Die Schelffläche ist stark gegliedert und fällt leicht nach Südwesten ein, was mit der Auflast des Eises über der Landmasse begründbar ist (HOFMANN ET AL. 1997). Der Trog des Neny-Gletschers stellt eine dominante strukturelle Diskontinuität zwischen Graham Land und Palmer Land dar (ADIE 1972). Die Paßhöhen der Antarktischen Halbinsel bleiben auch im Bereich der Marguerite Bay bei über 1500 m N.N., aber im Bereich von Neny-Gletscher und Northeast-Gletscher rücken Ost- und Westflanke des Plateaus bis auf wenige Kilometer zueinander. Obwohl es keine geologisch-strukturellen Bruch zwischen Palmer Land und Graham Land gibt, lassen sich doch morphologisch wichtige Unterscheidungen machen (KENNEDY 1988, S. 29):

- Palmer Land ist ungefähr dreimal so breit wie Graham Land. Dementsprechend sind die Gletscher des nördlicher gelegenen Graham Land kürzer und steiler als die Gletscher von Palmer Land.
- Die westliche Krümmung von Palmer Land wird durch die östliche Krümmung des Graham Landes abgelöst (Abb. 6.1).
- Das Plateau von Palmer Land weist eine stärker reliefierte Eisoberfläche auf als Graham Land.

Der Einschnitt, den Gibbs-Gletscher im Osten und Neny-Gletscher im Westen zusammen bilden, wird als Nordwest - Südost verlaufende Verwerfungslinie interpretiert, die ihre nordwestliche Fortsetzung im Nordwestausläufer des McClary-Gletschers in die Calmette Bay findet (WYETH 1977). Diese Verwerfungslinie ist zum System der 'Adelaide Fracture Zone' zu rechnen (JOHNSON 1997). Der Nenyfjord erreicht Tiefen von 480 m unter dem Meeresspiegel (RENNER UND BALES 1987), während die Meerestiefen der inneren Marguerite Bay sonst kaum unter 300 m liegen.

6.1.3 Gesteine und geologische Serien im Untersuchungsgebiet

Für das Untersuchungsgebiet Northeast- und McClary-Gletscher gibt es keine zusammenhängende geologische Karte. Da nur an wenigen Stellen im Bereich der beiden Gletscher das Anstehende zugänglich ist, bleibt das geologische Bild unvollständig. Folgende Komplexe lassen sich jedoch unterscheiden:

- Alte vulkanische, jedoch metamorphisierte Gesteine: Diese Formation aus dem Paläozoikum ist im Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle im Kamm zwischen Todd-Gletscher und McClary-Gletscher aufgeschlossen (SKINNER 1970).
- Orthogneise aus dem Mesozoikum: Diese Gesteine bilden das Grundgebirge ('basement complex') in der Region (DALZIEL 1982) und sind aus älteren Gesteinen, hauptsächlich Graniten und Dioriten durch metamorphe Überformung während des Mesozoikums hervorgegangen (MOYES ET AL. 1994).
- Jurassische bis frühtertiäre vulkanische Gesteine: Zu Beginn des Jura gelangte die Antarktische Halbinsel in den Bereich der Subduktion von pazifisch-ozeanischer Kruste. Intensive vulkanische Tätigkeit führte zur Ablagerung von Ganggesteinen, Laven und Agglomeraten, die die älteren Gesteinsverbände durchdringen und ihnen mancherorts aufliegen. Diese Serie wird 'Antarctic Peninsula Volcanic Group' (APVG) genannt (KENNEDY 1988).
- Plutonitische Intrusionen, die ab dem späten Jura und bis ins Frühtertiär in das Grundgebirgsmassiv eindrangen (SAUNDERS ET AL. 1982). Diese Intrusionen fanden im Zuge des Subduktionsvulkanismus statt. Die Serie, die im Untersuchungsgebiet von Graniten, Dioriten und Gabbro dominiert wird, bezeichnet man als 'Andean Intrusive Suite' (MOYES ET AL. 1994).

Die im folgenden verwendeten Ortsnamen sind in der Karte des Untersuchungsraumes (Abb. 13.1) im Anhang eingetragen.

Der Westrand des Plateaus im Osten des Northeast-Gletschers gehört zum Grundgebirgssockel aus Orthogneis (HOSKINS 1960). Auch der Kamm zwischen McClary-Gletscher und Todd-Gletscher sowie die Butson Ridge zwischen McClary- und Northeast-Gletscher werden hauptsächlich aus Orthogneis aufgebaut, welcher aus Dioriten und Graniten



Abb. 6.4: Gangfüllung an der Nordflanke der Butson Ridge (Bild: C. Schneider, Januar 1995).

hervorgegangen ist (BUTLER 1973). Im südwestlichsten Teil diese Kammes stehen am Mount Flow jüngere quartzreiche Diorite an. Der Rücken des Cape Calmette wird ebenfalls aus jüngerem rotem Granit aufgebaut (SKINNER 1970). Die Metamorphisierung des älteren magmatischen Gesteines bringt SKINNER (1970) in Zusammenhang mit dem Eindringen dieser säurereichen jüngeren Intrusionen. Der ältere Grundgebirgskomplex aus Orthogneisen dominiert Neny Island, Roman Four Promontory, die Debenham Islands und die Nordseite von Millerand Island (HOSKINS 1960, S. 10). Das Alter der Metamorphisierung dieser Gesteinskörper datieren GLEDHILL UND REX (1982) mit mindestens 185 Millionen Jahren in die Zeit des Jura.

Kreidezeitlicher rosafarbener Granit, der von GLEDHILL UND REX (1982) auf ein Alter 109 Millionen Jahren datiert wird, tritt an den Debenham Islands und an der Nordküste von Millerand Island auf. Ein Gesteinskörper von vulkanischen Ganggesteinen und Agglomeraten aus dem Jura (APVG) dominiert die zentralen Bereiche von Millerand Island (HOSKINS 1960). Auch am südwestlichen Gratpunkt der Butson Ridge tritt in Gängen Agglomerat aus verschiedenen Gesteinen, unter anderem dem umgebenden Gneis und dem jüngeren Granit auf (SKINNER 1970). Zum Teil liegt Agglomerat auf einer Erosionsfläche des Granits auf, was die spätere Ablagerung belegt (HOSKINS 1960, SKINNER 1970). Ganggesteine, wie sie GRIMLEY (1966) auf Stonington Island im Detail kartiert, sind als schmale Bänder an vielen Stellen des Gebietes zu finden und belegen eine intensive Zerrüttung des älteren Gebirgskörpers (NICHOLS 1948). Ein Beispiel einer solchen Gangfüllung (englisch: 'dyke') an der Nordflanke



Abb. 6.5: Blick auf die Nordostflanke von Millerand Island. Die intensive Hangabtragung mit der Ausbildung von Geröllhalden und Felszinnen ist erkenntlich. Plateauartige Verflachungen im mittleren Niveau deuten auf glaziale Überformung hin. Im Strandbereich können alte gehobene Strandterrassen erahnt werden (Bild: C. Schneider, Februar 1995).

der Butson Ridge zeigt Abb. 6.4.

KNOWLES (1945) beschreibt die Steilabbrüche des Plateaus im Süden des Northeast-Gletschers. Dieser durch kurze Seitengletscher gegliederte Abbruch ist aus Graniten der 'Andean Intrusive Suite' aufgebaut. Dieselben Intrusivgesteine kartiert HOSKINS (1960) außerdem an der Südseite der Butson Ridge. Auch an der Westseite von Millerand Island und auf der Südseite des Neny-Fjordes, südlich des Ausschnittes in Abb. 4.5 und Abb. 7.1, insbesondere am Little Thumb und am Red Rock Ridge stehen diese jungen Granite an. Am Red Rock Ridge sind zudem ganz im Westen Diorite und Gabbro dieser jüngeren Serie zu finden.

6.1.4 Geomorphologischer Formenschatz

Die innere Marguerite Bay befindet sich im Übergangsbereich zwischen periglazialem und glazialem Klimaregime (WUNDERLE 1996). Schutt- und Felsflächen, die nicht permanent von Schnee oder Eis bedeckt sind, finden sich im Untersuchungsgebiet hauptsächlich an nordexponierten Hängen und Küstenabschnitten. Die hohe Anzahl der Frostwechseltage (HOCHSCHILD 1995) führt zu intensiver Frostverwitterung von Strandgeröll, Geschieben und Anstehendem. Die Konsequenz ist die Ausbildung von großen Sturzhalden und Schuttkegeln an den Hängen und die Herauspräparierung von Zinnen und Felsabbrüchen, die die Felswände, wie zum Beispiel an der Nordseite von Neny und Millerand Island und an der Roman Four Promontory, gliedern (Abb. 6.5) (NICHOLS 1948). Als weitere Verwitterungsprozesse müssen die Tafonierung durch salzhaltige Gischt (HOCHSCHILD 1995) und die mit Frostsprengung, Insulationsverwitterung und Salzsprengung verknüpfte Desquamation genannt werden. Die intensive Verwitterung führt zur Zerlegung großer Blöcke an Ort und Stelle unter Ausbildung von sehr unterschiedlichen Verwitterungsprodukten, die je nach Gestein und Lage von scharfkantigen Bruchstücken bis zu Granitgrus reichen. Die Ausbildung eines Bodens geht allerdings nirgendwo im Untersuchungsgebiet über die Ausbildung eines Rohbodens hinaus (HOCHSCHILD 1995).

Eine Besonderheit z. B. im Bereich von Neny Island bilden Blockterrassen, deren Entstehung NICHOLS (1960) mittels glazialer Deposition der weiter unten beschriebenen Saumgletscher erklärt. HOSKINS (1963) sieht die Blockterrassen hingegen als geschichtete Sturzhalden mit Eiskern am unteren Ende von Lawinenbahnen. Fossile Strandterrassen können ebenfalls an vielen nordseitigen Küstenabschnitten angetroffen werden und sind als Beleg eustatischer beziehungsweise isostatischer Meeresspiegelschwankungen im Holozän anzusehen (NICHOLS 1948). Darauf wird im Zusammenhang mit der glaziologischen Entwicklung des Gebietes nochmals eingegangen.

Die Vielzahl unterschiedlicher Gletscher führte auch zur Ausbildung des zugehörigen Formenschatzes: Kare, Trogtäler, Hängetäler, glazial überformte Hangleisten, Pässe, Seitenmoränen und Endmoränen können in großer Zahl im Untersuchungsraum kartiert werden (NICHOLS 1948).

6.2 Glaziologie der Marguerite Bay

6.2.1 Die großen glaziologischen Systeme

Die Marguerite Bay bildet den Übergang zwischen dem subpolaren Glazialregime im nördlichen Teil der Westküste der Antarktischen Halbinsel und dem polaren Glazialregime weiter im Süden der Westantaktis (KENNEDY UND ANDERSON 1989). Dadurch erhält die Marguerite Bay Eis aus verschiedenen glaziologischen Einheiten (NICHOLS 1948). Eisschelfe (Wordie-Eisschelf und King-George-VI-Eisschelf) dominieren im Süden der Bucht, während Auslaßgletscher der Plateauvereisung (z. B. Fleming-, Neny- und Northeast-Gletscher), kurze Talgletscher mit nur lokalem Einzugsgebiet (z. B. McClary und Todd-Gletscher) und Saumgletscher (englisch: fringing glaciers, z. B. bei Cape Calmette) den Norden der Bucht bestimmen. Palmer Land trägt die nördlichste große Inlandeisdecke der Antarktis. Nach Osten strömt das Eis dem Larsen-Eisschelf zu, während die nordwestlichen Auslaßgletscher das King-George-VI-Eisschelf und das Wordie-Eisschelf ernähren (KENNEDY 1988). REYNOLDS (1988) nennt 6 große Auslaßgletscher, die in das Wordie-Eisschelf münden. Vor der Auflösung des Wordie-Eisschelfes nahm die Mächtigkeit des Eisschelfes von ca. 400 m an der Aufsetzlinie im Bereich der Mündungen der Auslaßgletscher auf ca. 150 m an der Schelfeiskante ab. Neben dem Kalben von Eisbergen gelangt Süßwasser auch durch Schmelzprozesse an den Schelfeisunterseiten und an den orographisch tief liegenden Gletscher- und Schelfeisoberflächen in die Marguerite Bay. Die Schmelzrate an der Unterseite des King-George-VI-Eisschelfes zeigt Variationen zwischen 1 und 8 m pro Jahr. Im Mittel beläuft sie sich auf ca. 2 m pro Jahr (BISHOP 1988). Die Akkumulationsrate des gesamten King-George-VI-Eisschelfes an der Schelfeisoberseite liegt im Mittel etwas über 200 mm Wasseräquivalent. Bei Jahresmitteltemperaturen zwischen -6°C und -8°C bilden sich im Sommer ausgedehnte Schmelzwasserseen an der Schelfeisoberfläche von Wordie- und King-George-VI-Eisschelf und die oberflächliche Massenbilanz schwankt um Null am nördlichen Rand des King-George-VI-Eisschelf und am Wordie-Eisschelf (REYNOLDS 1988, REYNOLDS 1983). An der Oberseite des King-George-VI-Eisschelf nehmen die Schmelzwasserseen im Sommer eine Fläche von 4.500 km^2 ein. Die beim Wiedergefrieren von Perkulationswasser zugeführte Wärme erhöht die Eistemperatur in 10 m Tiefe um 2 K verglichen mit dem Jahresmittel der Lufttemperatur der bodennahen Luft über dem Eis (REYNOLDS 1981).

CRABTREE (1981) ermittelt das Längsprofil von fünf Auslaßgletschern im nördlichen Palmer Land, von denen zwei dem Larsen-Eisschelf und drei dem King-George-VI-Eisschelf zufließen. Die Eismächtigkeiten liegen im Mittel zwischen 500 m und 1000 m, wobei die Gletscher im Längsprofil in einzelne tiefere Becken gegliedert sind, die mit Engstellen im Querprofil verknüpft sind. Die Eismächtigkeit in einzelnen Becken erreicht bis zu 2000 m. Für die Fließgeschwindigkeiten am Fleming-Gletscher, der am gleichen Plateauabschnitt wie der Neny-Gletscher ansetzt, jedoch nach Osten abfließt, ergeben sich Werte zwischen 150 m und 200 m pro Jahr. Aus Untersuchungen mit Radioecholot bestimmt DOAKE (1975) den Anteil basalen Gleitens auf ca. 60 m pro Jahr. Bei einer Gletschermächtigkeit von ca. 1000 m und einer Eistemperatur in 10 m Tiefe von -12.6°C geht er davon aus, daß der Gletscher an seiner Unterseite sich am Druckschmelzpunkt befindet. Dies gibt einen Hinweis auf die Verhältnisse am Northeast-Gletscher, der bei einer Jahresmitteltemperatur von -6°C und geschätzten 500 m Eismächtigkeit ebenfalls am Druckschmelzpunkt sein müßte. Daraus ist zu schließen, daß ein Teil der Fließgeschwindigkeit des Northeast-Gletschers auf basales Gleiten zurückzuführen ist.

6.2.2 Vereisungsgeschichte

6.2.2.1 Kurzer Überblick über die Vereisungsgeschichte

Das Prinzip der Veränderung des antarktischen glazialen Regimes zwischen Warm- und Kaltzeiten erklärt CHINN (1996) schlüssig: In der Kaltzeit dehnen sich randliche Eisschelfe aufgrund des niedrigeren Meeresspiegels und erhöhter lokaler Akkumulation aus. Gleichzeitig dünnt die Inlandvereisung aus, da der Nachschub durch Schneeniederschlag verringert ist. Beim Übergang zum Interglazial nimmt der Niederschlag im Inneren des Kontinentes zu, das Inlandeis wird mächtiger, während der Meeresspiegelanstieg und die höheren Temperaturen zur Zurückbildung der randlichen Eisschelfe und Auslaßgletscher führen (SCHLÜCHTER 1988). Diese Zusammenhang führt zu höheren Gradienten von Niederschlag und Temperatur zwischen den Randbereichen der Antarktis und dem Inneren des Kontinentes im Interglazial. Daraus folgt auch, daß im Interglazial höhere Fließgeschwindigkeiten in den Auslaßgletschern zu erwarten sind. HOLLIN (1962) weist darauf hin, daß sich alle größeren Vereisungen am Rande der Antarktis auf Meeresspiegelschwankungen zurückführen lassen, und die großen Schwankungen der Ausdehnung der antarktischen Vereisung im Pleistozän stärker von Meeresspiegelschwankungen als von Klimaschwankungen bestimmt wurden. Eine detaillierte Übersicht und Modellierung der Entwicklung des Eisschildes in der Westantarktis seit dem Maximum der Würmkaltzeit findet sich in Kapitel 6 und 7 von DENTON UND HUGHES (1981). Ihre Rekonstruktion des Eispanzers ergibt, daß der Bereich der Marguerite Bay von der 1500 m Isolinie der Eismächtigkeit gequert wurde. In Abb. 6.6 ist die Höhe der Eisoberfläche abgebildet. Zählt man zur 1000m Isohypse, welche die Marguerite Bay quert, eine Eismächtigkeit von ca. 500 m unter dem Meeresspiegel hinzu, so ergibt sich wiederum die Eismächtigkeit von ca. 1500 m.

6.2.2.2 Geomorphologisch-glaziologische Befunde über die Vereisungsgeschichte

NICHOLS (1960, S. 1428f) beschreibt eine Verebnungsfläche auf ca. 500 m N.N. bei Red Rock Ridge, auf der sich Erratiker von bis zu 4 m Durchmesser finden. Ähnliche Verebnungen lassen sich bei ca. 430 m N.N. am Roman Four Promontory (Abb. 6.7) und an der Nordostflanke von Millerand Island (Abb. 6.5) bei ca. 200 m N.N. erkennen. Zur Bergseite hin laufen diese Verebnungen mit zunehmender Steilheit gegen die Felswände aus. Auch auf den Terra Firma Islands ca. 27 km westlich der heutigen Küstenlinie bei 68°45' Süd erkennt NICHOLS (1948, 1960) Verebnungsflächen bei 100 m N.N mit Erratikern eines Gesteinstyps, der von Westen herantransportiert worden sein muß. Folgt man Nichols Argumentation, so müssen die Verebnungsflächen glazialen Ursprungs gewesen sein. Die alternative Erklärung dieser Verebnungen als Rumpfflächenreste wird bei WYETH (1977) diskutiert. Da die Heraushebung dieser fluvial geprägten Rumpfflächen jedoch mit der beginnenden Vergletscherung zeitlich korreliert, wären solche Flächenreste sicherlich glazial überformt (WYETH 1977). Gletscherschrammen lassen sich im Anstehenden sowohl auf den kleinen Inseln in der Marguerite Bay als auch auf den hochliegenden Verebnungsflächen finden. NICHOLS (1948) beschreibt sie als gleichmäßig angeordnet und schließt, daß sie auf ein Inlandeis und nicht auf lokale Eiskappen zurückzuführen sind. Er folgert aus den referierten Belegen, daß im Bereich der Marguerite Bay bei Stonington ein Eisschild von mehr als 1000 m Dicke über dem heutigen Meeresspiegel gelegen haben muß.

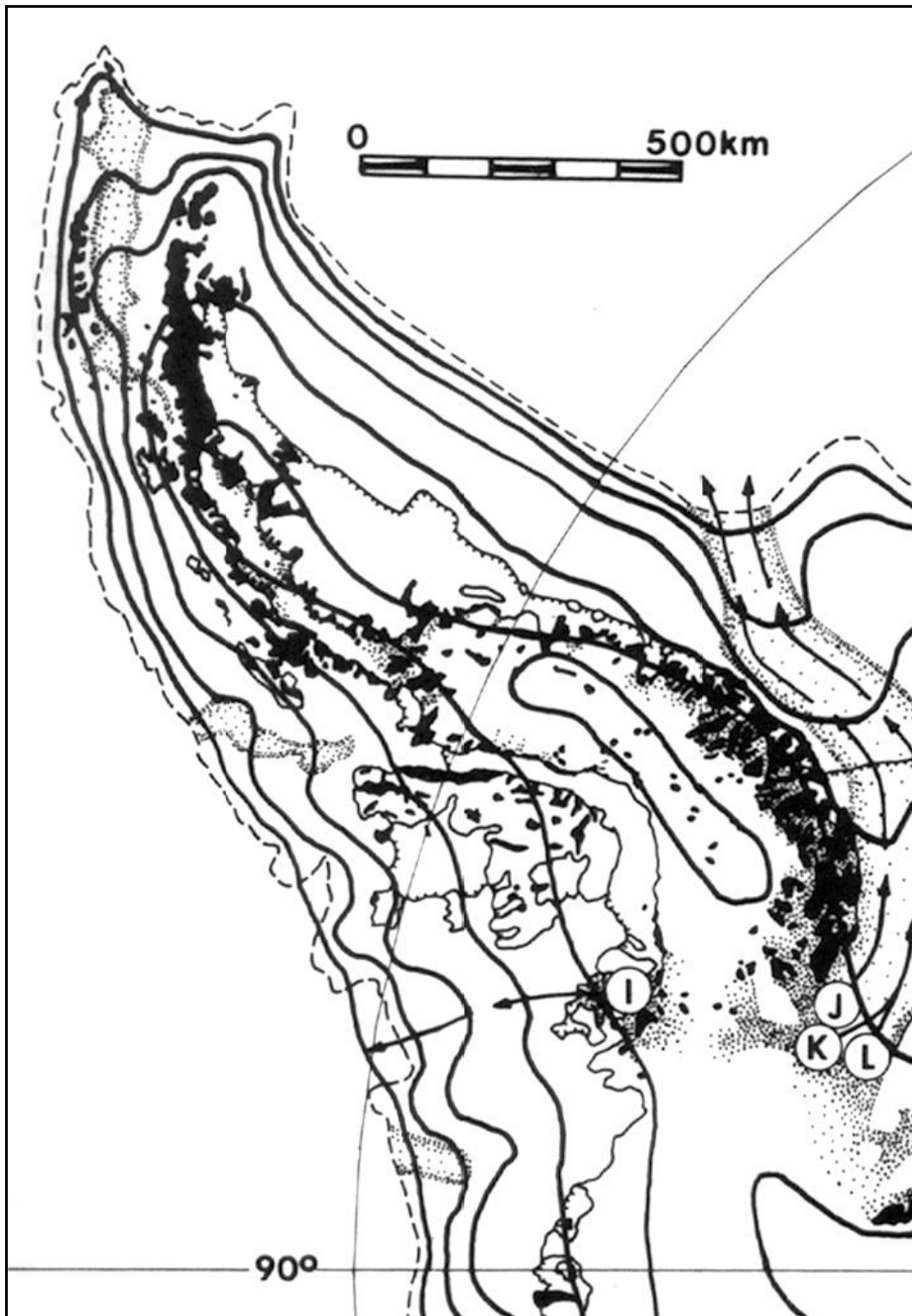


Abb. 6.6: Rekonstruktion der Höhe der Eisoberfläche zum Maximalstand in der Würmkaltzeit. Die Isolinien besitzen ein Äquidistanz von 500 m. Die maximale Ausdehnung ist mit gestrichelter Linie eingezeichnet. Die Lage heutiger Eisströme ist gepunktet eingetragen. Heutige Nunataks sind als schwarze Flächen dargestellt. Die Buchstaben weisen auf die heutige Aufsetzlinie einzelner Eisschelfe hin (verändert aus: DENTON UND HUGHES 1981)

FLEMING (1940) weist auf die Saumgletscher (engl: 'fringing glaciers') hin, welche er als Relikte eines Eisschelfes deutet, welches ehemals die ganze Marguerite Bay ausgefüllt hat. Die Saumgletscher bilden einen Saum am Fuß der Bergflanken. Die Höhe des Eiskliffs über dem Meeresspiegel von 20 bis 50 m ist unverhältnismäßig groß im Vergleich zu ihrer Kürze von lediglich einigen Zehnermetern bis zu wenigen hundert Metern in Richtung der Fließrichtung. Der Gletscher an den Südwestseiten von Cape Calmette (Abb. 6.8) und von Millerand Island bieten ein gute Beispiele für solche Saumgletscher. Die Saumgletscher ruhen auf einer Art von Strandplattform, wobei keine Klarheit über die Bildung dieser Strandplattformen herrscht (FLEMING 1940). WYETH (1977, S. 55) nimmt an, daß diese 'Strandflaten' durch glaziale Erosion am Rande eines ausgedehnten Eisschelfes entstanden sind. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen lägen die Saumgletscher mit mittleren Höhen von maximal 100 m N.N. zu tief, als daß die Akkumulation eines so mächtigen Eispaktes vorstellbar wäre (FLEMING ET AL. 1938, 1940). Sie werden von ihnen deshalb als Relikte des Marguerite Bay-Eisschelfes angesehen.

Auch Wordie-Eisschelf und King-George-VI-Eisschelf werden von FLEMING (1940) als Überreste dieses mächtigen Eisschelfes angesehen. Andererseits zeigen Sugden und CLAPPERTON (1980) anhand von C-14-datierten Muscheln in Moränen im King-George-VI-Sund, daß dieser Sund 8.000 Jahre vor heute zur Zeit des Klimaoptimums eisfrei gewesen sein muß und sich das Eisschelf erst später wieder ausgebildet hat. Es ist unwahrscheinlich, daß die Saumgletscher in der nördlichen Marguerite Bay diese warme Periode als kaltzeitliche Relikte überstanden haben sollten, zumal der Meeresspiegel um etliche Meter höher gelegen hat, wie die weiter unten diskutierten Strandterrassen belegen. Eher scheint ihre rezente Neubildung mit lokalklimatologischen Faktoren wie Südexposition und Leelage erklärbar. Nordexponierte Küstenabschnitten, wie z. B. an der Nordküste von Millerand Island, Cape Calmette und Neny Island weisen keine solchen Saumgletscher auf.



Abb. 6.7: Blick auf die Nordflanke der Roman Four Promontory. Man beachte die Felsterrasse in ca. 430 m N.N. Am Hangfuß ist die Seitenmoräne des Centurion-Gletschers und ein Teil des Eiskliffs dieses Gletschers zu sehen (Bild: C. Schneider, Januar 1995).

HOSKINS (1963) weist darauf hin, daß eisfreie Küstenabschnitte, in der Größe, wie sie in der Marguerite Bay zu finden sind, erst wieder 480 km weiter nördlich bei Tabarin Island auftreten. Er führt das relativ kontinentale Klima in der Marguerite Bay mit hoher Sonnenscheindauer und die günstige nordwärtige Exposition einiger Küstenabschnitte als Gründe hierfür an. Die eisfreien Küstenabschnitte weisen Strandterrassen auf (HOSKINS 1963). FLEMING (1940, S. 97) beschreibt Serien von bis zu 12 Strandterrassen, die bis in eine Höhe von 26 m reichen. NICHOLS (1960, S 1436) präsentiert eine Tabelle mit über 21 Strandterrassen in der Marguerite Bay, die Höhen zwischen 4 und 37 m N.N. aufweisen. Die Terrassen an den Nordseiten von Millerand Island und Cape Calmette sind in dieser Tabelle nicht enthalten. Eine glaziale Überformung der Strandterrassen hat nicht stattgefunden, was ihre holozäne Bildung belegt (NICHOLS 1947b). Die Strandterrassen zeigen einen um bis zu mehrere Zehnermeter höheren Meeresspiegel während des Klimaoptimums im Holozän an. WYETH

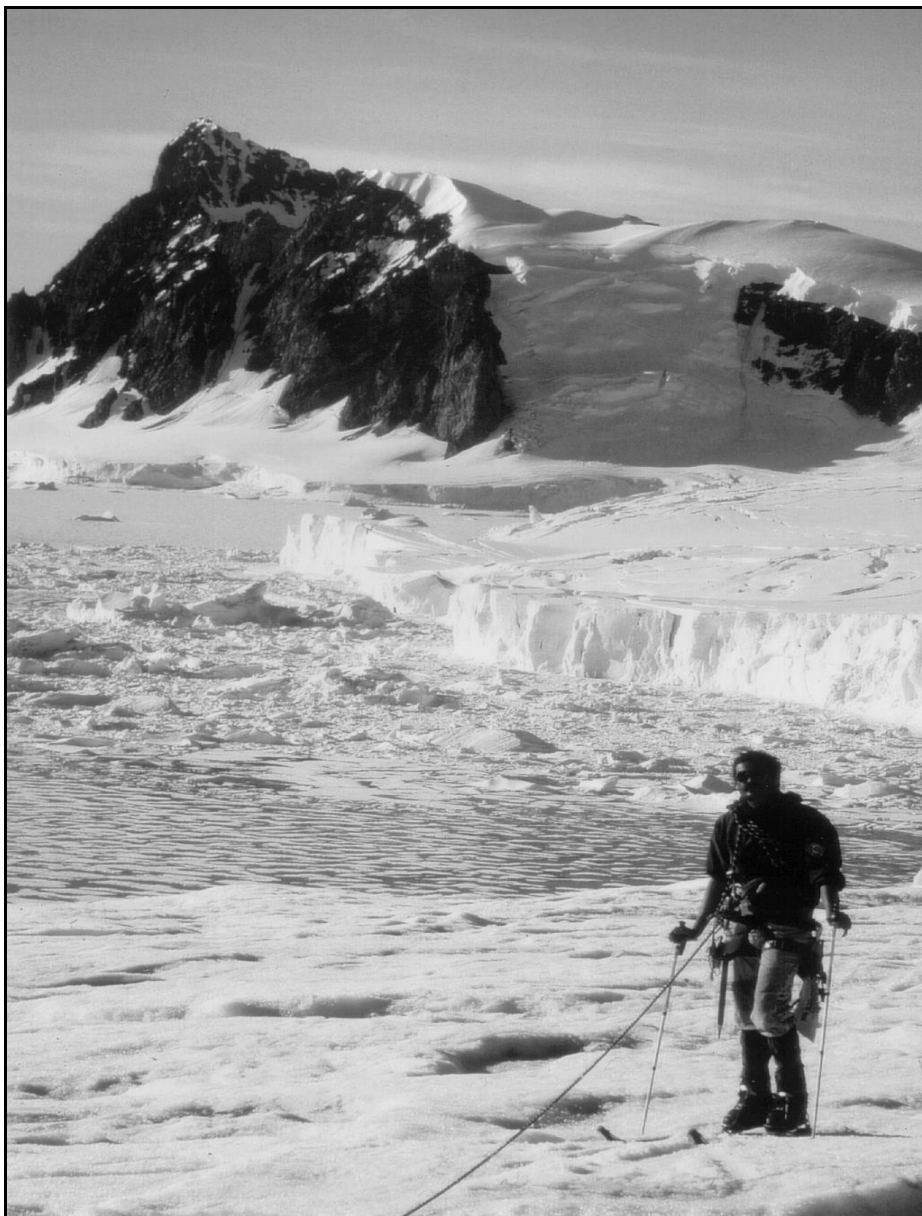


Abb. 6.8: Blick nach Nordwesten entlang des Eiskliffs des McClary-Gletschers. Das Meer ist mit einjährigem Meereis bedeckt. Unter den Südwesthängen von Cape Calmette ist ein Saumgletscher 'fringing glacier' ausgebildet. (Bild: C. Schneider, Januar 1995).

(1977) weist darauf hin, daß nach der letzten Kaltzeit ein Teil des isostatischen Aufstiegs der Region durch eustatischen Meeresspiegelanstieg ausgeglichen wurde. Die hochliegenden Strandterassen belegen, daß erst der eustatische Anstieg überwogen haben, bevor dieser vom isostatischen Anstieg überkompensiert wurde.

6.2.2.3 Erkenntnisse zur Vereisungsgeschichte aus Sedimentkernen und Modellierungen

Aus Sedimentkernen und seismischen Untersuchungen in der Marguerite Bay leiten KENNEDY UND ANDERSON (1989) ab, daß die gesamte Marguerite Bay zum Maximum der Würmkaltzeit vor 18.000 Jahren mit Eis erfüllt war. Da es sich, wie aus den Sedimenten hervorgeht, nicht um ein Eisschelf handelte, muß der Eispanzer eine Dicke von mindestens 1.500 m gehabt haben. Diese Eisdecke war mindestens teilweise am Druckschmelzpunkt, was aus dem Muster und der Art von glazialer Erosion und Grundmoränenablagerungen im Südwesten der Marguerite Bay am heutigen Meeresboden hervorgeht (KENNEDY 1988). Die Fließlinien, wie sie sich aus den Trögen im Untergrund der Marguerite Bay ergeben, sind in Abbildung 6.9 durch Pfeile markiert. Ein kleiner Eisstrom folgt dabei dem Einschnitt des heutigen Northeast-Gletschers, bevor er sich mit dem Neny-Fjord Eisstrom südwestlich von Millerand Island vereinigt. Die westnordwestliche Richtung des Troges des Northeast-Gletschers, die der

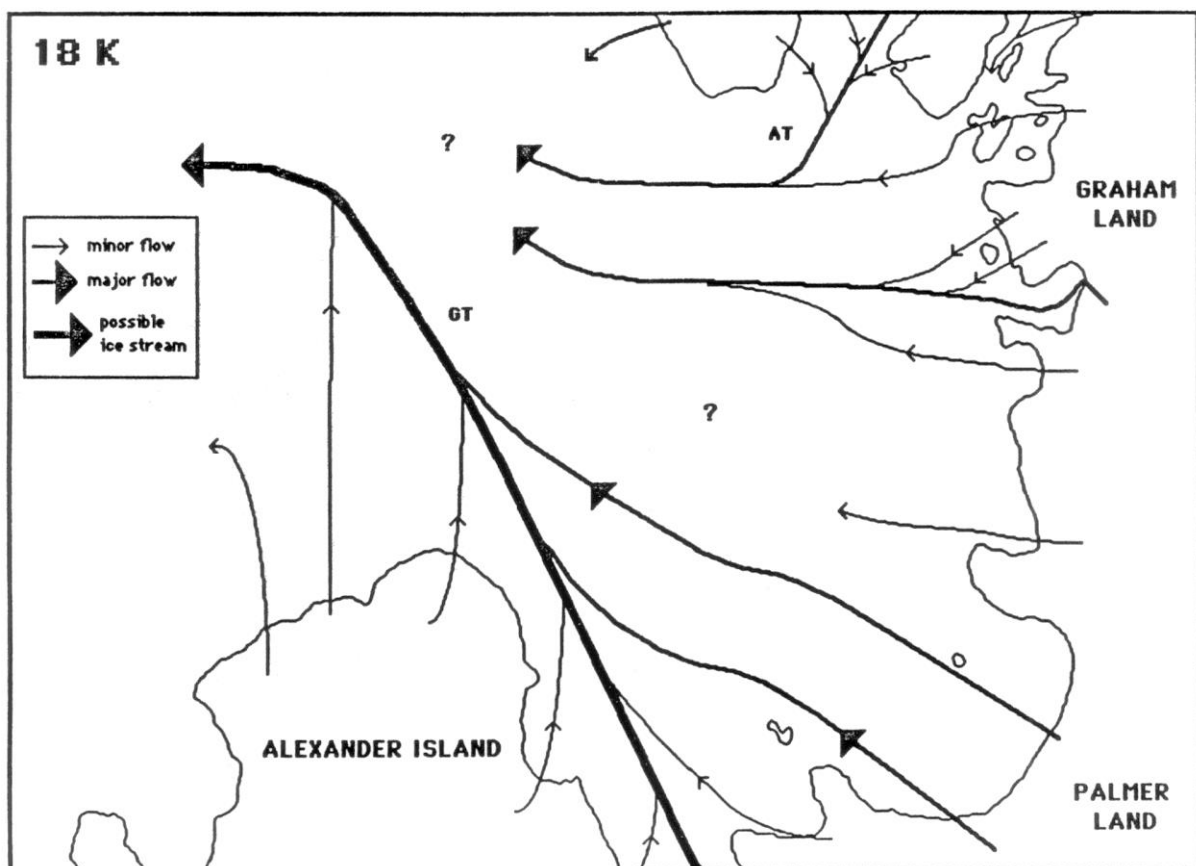


Abb. 6.9: Rekonstruktion der dominanten Fließrichtungen der Inlandvereisung über der Marguerite Bay vor ca. 18.000 Jahren. Die Haupteismasse folgte dem King-George-VI Trog (GT). Weitere wichtige Tröge sind der Adelaide Trog (AT) im Norden der Bucht und der Neny Trog. Dem Neny Trog floß Eis zu, welches ungefähr dem heutigen Verlauf von McClary und Northeast-Gletscher folgte (aus: KENNEDY 1988)

Richtung 'Tulla Fracture Zone' entspricht, läßt sich in der Tiefenlinienkarte bei KENNEDY UND ANDERSON (1989) erkennen. Vor Millerand Island knickt der Trog rechtwinklig nach Südsüdost ab und vereinigt sich mit der Fortsetzung des Neny-Fjordes.

POPE UND ANDERSON (1992) erschließen aus einem dichten Netz von Sedimentkernen und seismischen Profilen die Aufsetzlinie im nördlichen Teil des Marguerite Bay-Eisschelfes zum Maximum der letzten Kaltzeit (Abb. 6.10). Die Bucht selbst und der innere Schelfbereich waren mit gegründetem Eis erfüllt, während über dem mittleren und äußeren Schelf ein

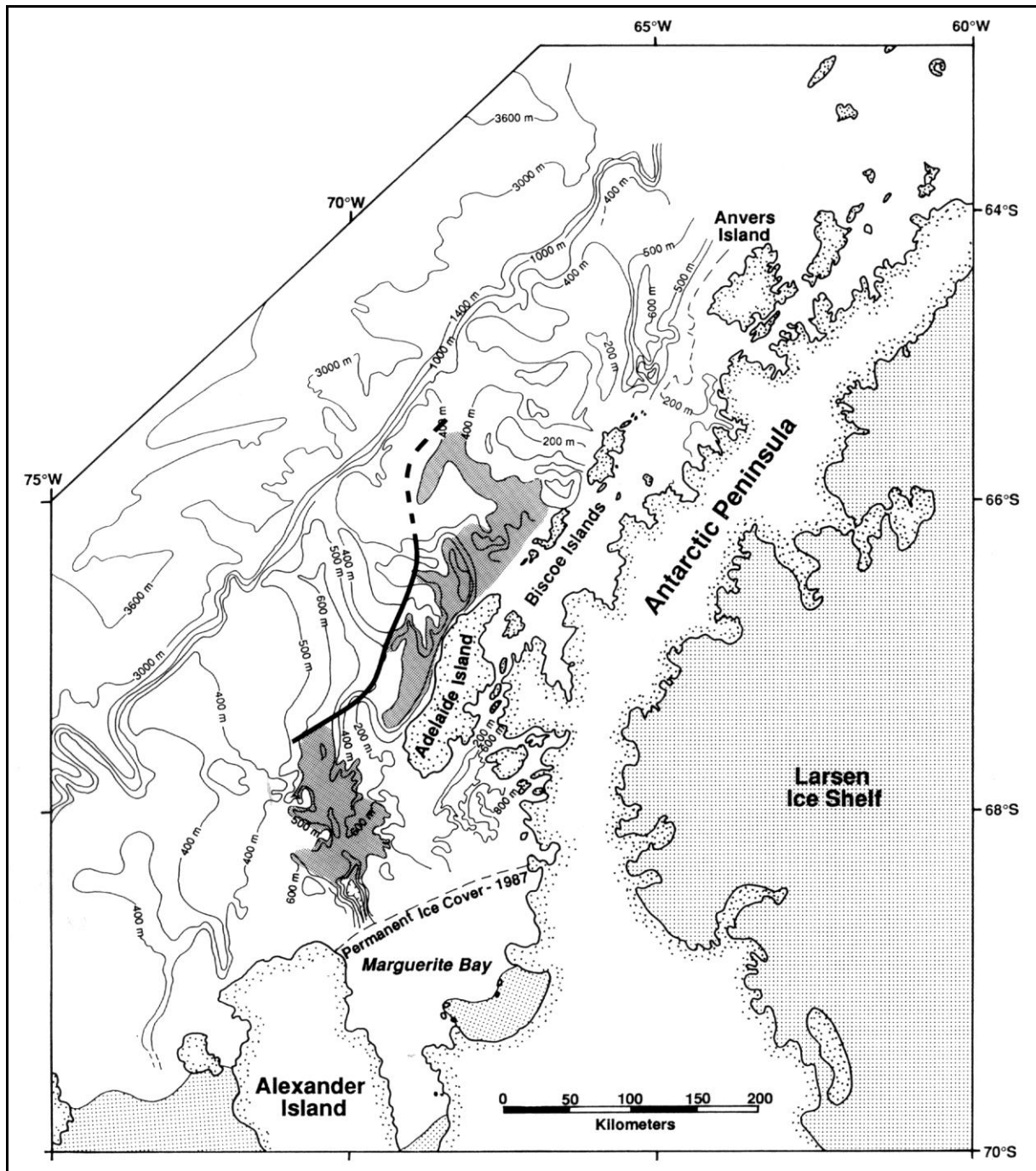


Abb. 6.10: Rekonstruktion der Aufsetzlinie des nördlichen Teiles des Marguerite-Bay-Eisschelfes zum Zeitpunkt der maximalen Vereisung am Ende der Würmkaltzeit. Der nordnordwestliche Verlauf des King-George-VI-Troges über das Kontinentalschelf der Marguerite Bay ist an den Tiefenlinien gut zu erkennen (aus: POPE UND ANDERSON 1992).

schwimmender Eisschelf ausgebildet war. Zum gleichen Ergebnis kommen PAYNE ET AL. (1989) mittels eines raumzeitlichen Modells der Vereisung von Palmer Land während der letzten Kaltzeit. Das Zentrum des Inlandeises lag im südlichen King-George-VI-Sund mit Eisdicken von über 2.500 m. Die Eisausdehnung in der Marguerite Bay erreicht im Modell allerdings nicht die Ausdehnung, wie sie aus den Ergebnissen der Sedimentbohrkerne von KENNEDY UND ANDERSON (1989) und POPE UND ANDERSON (1992) ersichtlich wird. Larter und Barker (1989) weisen an Hand seismischer Profile nach, daß im Bereich von Anvers Island die Aufsetzlinie während des Maximums der Würmkaltzeit bis zur Schelfeiskante vorgerückt war. Allerdings ist der Kontinentschelf im Bereich der Marguerite Bay doppelt so breit wie bei Anvers Island. CLAPPERTON UND SUGDEN (1982) belegen, daß ein unabhängiger Eisdom über Alexander Island im Würmglazial existierte, dessen ostseitig abströmendes Eis sich mit Eis, welches sich von Palmer Land nach West und Nordwest bewegte, im Bereich des King-George-VI-Sund vereinigte.

Zwischen 12.000 und 10.000 Jahren vor heute bildete sich aus der Eisdecke ein Eisschelf aus, dessen Kante im Zuge der Klimaerwärmung zurückverlegt wurde. Zuerst wurden die nördlichen Teile der Marguerite Bay eisfrei. Im nördlichen Teil der äußeren Bucht setzte ab 12.500 vor heute marine Sedimentation ein, was den Rückzug des Eisschelfes aus diesem Raum belegt (POPE UND ANDERSON 1992). Flache Bereiche mit heutigen Meerestiefen von unter 100 m bildeten Anknüpfungspunkte zur Verankerung des Eisschelfes (KENNEDY UND ANDERSON 1989).

KENNEDY (1988) bestätigt den Befund von CLAPPERTON UND SUGDEN (1982) nicht, daß zwischen 6.000 und 8.000 Jahren vor heute kein Eisschelf im King-George-VI-Sund vorhanden gewesen sei. Er schließt aus 73 Sedimentkernen der Marguerite Bay auf einen allmählichen Rückzug des Schelfeises während der letzten 8000 Jahre. Dabei erfüllte dauerhaftes Packeis weiterhin die Marguerite Bay, wobei der nördlichere Teil seit ca. 10.000 Jahren meist während des Sommers eisfrei war, während der südwestliche Teil vermutlich noch bis vor 1.000 Jahren mit permanentem Packeis erfüllt war (KENNEDY & ANDERSON 1989). PUDSEY ET AL. (1994) weisen darauf hin, daß die Eisdecke auf dem Schelf extrem sensitiv auf eustatische Meeresspiegelschwankungen reagiert haben muß. Da das Relikteis mit Ausnahme der Eisschelfe im King-George-VI-Sund und in der Wordie Bucht heute größtenteils über dem Meeresspiegel gegründet ist, fällt dieser Effekt weg (PAYNE ET AL. 1989). Die glaziologischen Veränderungen werden also heute stärker durch atmosphärische Veränderungen gesteuert.

6.3. Meereisbedeckung

SCHWERDTFEGER (1975) erachtet die Marguerite Bay als idealen Ort zur Beobachtung der Variabilität der Meereisbedeckung an der Westseite der Antarktischen Halbinsel, da die nördliche Packeisgrenze im Sommer im Westen bzw. Südwesten nie sehr weit entfernt von der Marguerite Bay liegt.

Die Marguerite Bay ist 8 bis 9 Monate im Jahr, und zwar in der Regel von Ende April bis Januar, von Meereis bedeckt (SCHWERDTFEGER 1975). Die Dicke des einjährigen Eises erreicht 1.5 m. Ungefähr alle 5 bis 6 Jahre bricht das Meereis aufgrund eines besonders kalten Winters oder fehlender ablandiger Winde im Sommer nicht auf. Quasi permanentes Packeis erfüllt die Marguerite Bay im südlichen Bereich südlich einer gedachten Linie von der Nordspitze Alexander Islands zum Nordende des Wordie-Eisschelfes. Südlich von Adelaide Island befindet sich im Nordwesten der Bucht der Teil, der gewöhnlich als erster im Sommer eisfrei wird (KENNEDY UND ANDERSON 1989).

HEAP (1964) listet 23 Sommern zwischen 1908 und 1962 auf, in denen Schiffe versuchten die Marguerite Bay zu befahren. Nur 15 dieser Versuche waren von Erfolg gekrönt.

7 GELÄNDEARBEITEN

7.1 Zeitraum und Feldarbeiten im Überblick

In der Sommersaison 1993/94 wurde von H. Goßmann, S. Meisner und S. Wunderle eine erste Geländekampagne des Instituts für Physische Geographie (IPG) der Universität Freiburg auf dem Northeast- und dem McClary-Gletscher durchgeführt (WUNDERLE 1996). Die Feldkampagne im Sommer 1994/95 des IPG mit den Teilnehmern M. Braun, S. Meisner, F. Rau, C. Schneider und F. Weber konnte an die im Jahr zuvor geleisteten Arbeiten anknüpfen. Im Sommer 1993/94 war im Übergangsbereich der beiden Gletscher ein Geländeauschnitt von ca. 640 m·450 m Größe mit Ablationsstangen versehen worden, der im Folgenden als 'Meßfeld' bezeichnet wird. Außerdem wurden zwei Reihen von Ablationsstangen und Winkelreflektoren auf Northeast- und McClary-Gletscher ausgebracht. Die Lage aller Ablationsstangen war im Sommer 1993/94 mit Theodolit vermessen worden.

Die Geländephase im Sommer 1994/95 dauerte vom 9.12.94 bis zum 25.02.1995. Als Basis diente die argentinische Forschungsstation 'General San Martin', deren Besatzung die Arbeiten auf dem Gletscher unterstützte. Das Zeltlager ('Campamento') für die Feldarbeiten wurde auf dem Gletscher in der Nähe des Punktes A1 (Abb. 13.1 im Anhang) aufgeschlagen. Folgende Geländearbeiten wurden in den 11 Wochen der Kampagne durchgeführt:

- Nach dem Aufbau der AWS wurden bis zum Ende der Kampagne im Abstand von wenigen Tagen - je nach Wetterbedingungen - alle 3 AWS gewartet und die Meßdaten gesichert.
- Dabei wurden jeweils Schneeschächte gegraben, so daß für die drei Standorte der AWS eine Zeitreihe von Schneeschachtaufnahmen entstand. Zusätzlich wurden - zeitgleich mit der Aquisition von ERS-1-Szenen entlang von Transekten auf beiden Gletschern Schneeschächte aufgenommen.
- In der Zeit vom 25.12.94 bis zum 10.01.95 wurden die Winkelreflektoren der Sommerkampagne 1993/94 gesucht und aus der Schneedecke bzw. aus Dächern von Gletscherspalten geborgen und wieder aufgebaut. Zusätzliche neue Winkelreflektoren wurden so aufgebaut, daß die Punkte der AWS jeweils paarweise mit Reflektoren - ausgerichtet auf absteigenden und auf aufsteigenden Orbit des ERS-1 - versehen waren.
- Ungefähr alle vier Wochen wurden die Ablationsstangen im Meßfeld und entlang der beiden Transekte abgelesen.
- Im Januar und Februar 1995 wurde die in der Sommerkampagne 1993/94 aufgestellte Reihe von Ablationsstangen erneut mit Theodolit vermessen.
- Ablationsstangen, sowie weitere Punkte wurden mit differentielltem GPS eingemessen. Als Referenzstation diente der trigonometrische Punkt der Station San Martin auf Barry Island.
- Zum Ende der Kampagne konnte durch Mitglieder der Kampagne der Platz für eine Schutzhütte am westlichen Gratkopf der Butson Ridge, dem Schauinsland, vorbereitet werden. Der Hüttenkontainer wurde im Februar 1995 per Helikopter dorthin gebracht und verankert, so daß für weitere Feldkampagnen komfortablere logistische Voraussetzungen bestehen.



Abb. 7.1: AWS am McClary-Gletscher (Bild C. Schneider Dezember 1994).

7.2 Meteorologische Messungen mit AWS

Drei AWS (Abb. 7.1) wurden auf den beiden Gletschern in unterschiedlicher Höhenlage aufgebaut. Die erste Station (ANT-III) wurde beim zentralen Meßfeld der Kampagne 1993/94 beim Punkt A1 in 120 m N.N. errichtet. Auf den McClary-Gletscher wurde ungefähr in Gletschermitte auf 540 m N.N. die zweite Station (ANT-II) gesetzt. Am Northeast-Gletscher wurde die dritte Station (ANT-I) bei 310 m N.N. aufgebaut. Diese drei Orte sind in Abbildung 13.1 mit Dreiecken markiert. Die Meßzeiträume der drei AWS sind in Tabelle 7.1 aufgeführt. Alle drei Stationen wurden von der Firma Campbell Scientific LTD geliefert. Die Dreibeine wurden so im Schnee verankert, daß der Mast bis in ungefähr 3 m Höhe über die Schneeoberfläche reichte. Die Stromversorgung wurde durch Solarpanels mit 10 Watt Leistung gewährleistet. Die Datenaufzeichnung erfolgte über Datalogger des Typs 21-XL. Zur Erfassung der Daten über mehrere Tage wurden externe, auswechselbare Speichermodule des Typs SM 192 in die Gehäuse der Datalogger integriert. Alle Daten wurden als Mittelwerte aus Messungen über jeweils 10 Minuten abgespeichert. Aus diesen Rohdaten wurden direkt im tragbaren Computer nach dem Auslesen der Speichermodule Stunden- und Tagesmittel berechnet.

Die Instrumentierung der drei Stationen ergibt sich aus Tabelle 7.2. Im Unterschied zu den

Station	Zeitraum
ANT-III (Campamento) am Punkt A1	18.12.94 - 19.02.95
ANT-II (McClary)	19.12.94 - 14.02.95
ANT-I (Northeast)	20.12.94 - 06.02.95

Tab. 7.1: Meßzeiträume der AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher während der Sommerkampagne 1994/95.

beiden anderen Stationen wurde ANT-III nicht nur mit drei sondern mit sechs Temperaturfühlern zur Bestimmung der vertikalen Differenzierung der Schneetemperatur ausgestattet. Außerdem wurde ein Radiometer vom Typ KT-15 der Firma Heitronics zur Bestimmung der Oberflächentemperatur der Schneedecke an der Station ANT-III angebracht. Dieses Gerät konnte allerdings wegen Schwierigkeiten durch Wassereinbruch in das Gehäuse und wegen Problemen bei der Stromversorgung nicht über längere Zeit eingesetzt werden.

Die in Tab. 7.2 angegebenen Fehlergrenzen der einzelnen Instrumente sind Herstellerangaben. Zwei der drei Stationen waren fabrikneu. Allerdings müssen zu den Instrumentenfehlern weitere Fehler hinzugerechnet werden, die auf die Aufstellung und die Umweltbedingungen zurückzuführen sind. Dies wird im folgenden ausgeführt.

7.2.1 Lufttemperatur

Die Messung der Lufttemperatur erfolgte in unbelüfteten Strahlungsschutzgehäusen (Abb. 7.2). Diese Gehäuse weisen bei geringen Windgeschwindigkeiten eine erhebliche Aufheizung durch Einstrahlung auf. Außerdem benötigt der Austausch des Luftvolumens Zeit, so daß die Aufzeichnungen des Meßinstrumentes den Variationen der Lufttemperatur nacheilen (ANDERSSON UND MATTISSON 1991). Der Fehler durch mangelnde Ventilation des Strahlungsschutzgehäuses kann bei hoher kurzwelliger Einstrahlung, wie sie über Schneeflächen oft gemessen wird, mehrere Kelvin betragen (Abb. 7.3). Ausgehend von den in Abb. 7.2 dargestellten Kurven wurde eine Anpassung der Lufttemperatur in Abhängigkeit von kurzwelliger Einstrahlung und Windgeschwindigkeit durchgeführt. Mit der Gleichung

$$\Delta T = a \cdot K \cdot e^{b \cdot u + c} \quad (7.1)$$

konnte gute Übereinstimmung mit der von der Fa. Young für Strahlungsschutzgehäuse dieser Bauart angegebenen Korrektur erzielt werden.

Meteorologische Variable	Instrument	Angegebene Genauigkeit
Windrichtung	Windfahne 'W200 P'	$\pm 2^\circ$
Windgeschwindigkeit	Schalenanemometer 'A100R'	$1\% \pm 0.1 \text{ m/s}$
Lufttemperatur	Thermistor im kombinierten Temperatur-Feuchte-Sensor der Fa. Vaisala ('HMP-35-AC')	$< 0.1 \text{ K}$
Luftfeuchte	Kondensator im kombinierten Temperatur-Feuchte-Sensor der Fa. Vaisala ('HMP-35-AC')	$\pm 3\%$
Kurzwellige Strahlung	Silicon-Photozelle des Typs 'SP1110'	$\pm 5\%$
Strahlungsbilanz	'Q-7' bzw. 'Q-6' Net-Radiometer	$< 5\%$ bei Windstille. Unter Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit: $\pm 10\%$.
Schneetemperatur	Thermistor '107 Temperature Probe'	$< 0.1 \text{ K}$

Tab. 7.2: Instrumentierung der AWS

Durch die Anpassung der Funktion (7.1) an die Korrekturwerte konnten die Konstanten der Funktion bestimmt werden. Die in der Formel verwendeten Variablen bezeichnen

- ΔT : Differenz zwischen gemessener und wirklicher Lufttemperatur, [K]
 a : 0.0118, Konstante, [K·m²/W]
 K : kurzweilige Einstrahlung, [W/m²]
 b : -4.02, Konstante, [s/m]
 u : Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe, [m/s]
 c : 0.33, Konstante.

Für Windgeschwindigkeiten unter 3 m/s wird der strahlungsbedingte Fehler nach der Korrektur auf <0.3 K veranschlagt. Für höhere Windgeschwindigkeiten wird er vernachlässigbar und überschreitet die Toleranz, die der Hersteller des HMP-35-Temperaturfühlers angibt nur unwesentlich. Bei 3.5 m/s Windgeschwindigkeit und einer Einstrahlung von 600 W/m² ergibt sich nur noch eine Abweichung von 0.18 K. Für

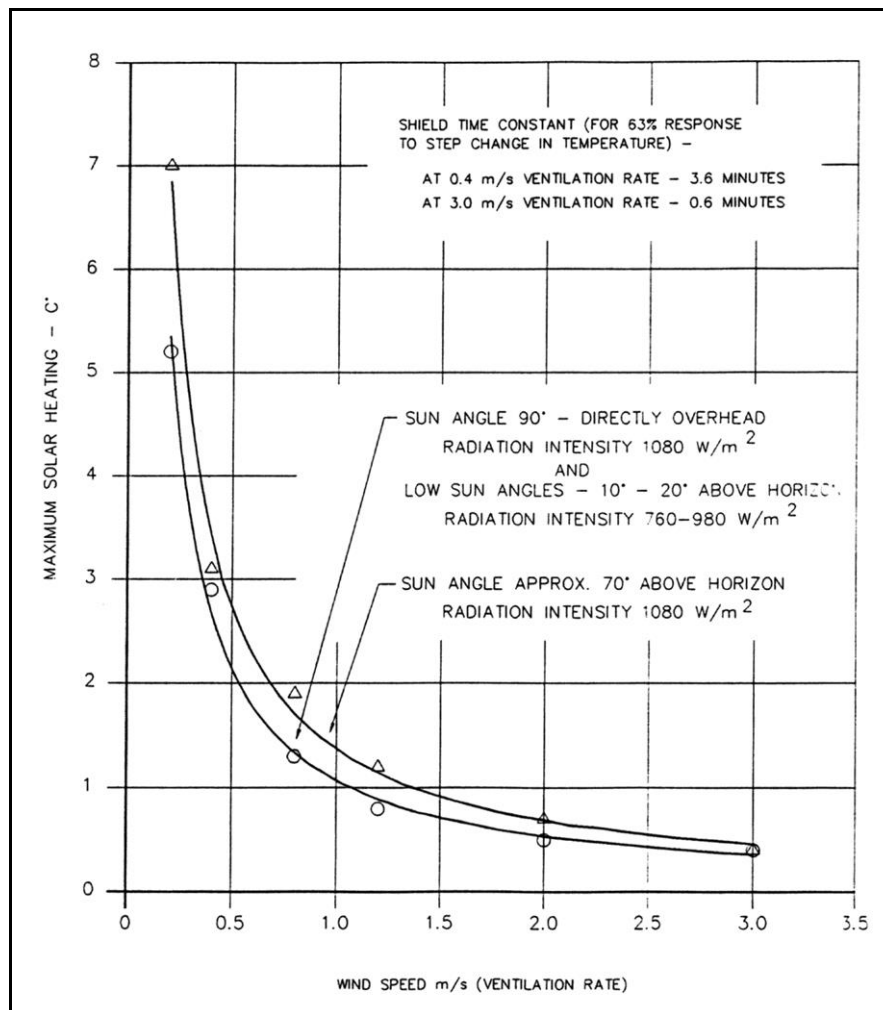


Abb. 7.2: Abweichung zwischen der Lufttemperatur der freien Atmosphäre und der Lufttemperatur im Inneren des Strahlungsschutzgehäuses bei verschiedenen Einstrahlungsbedingungen in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit (aus: Produktinformation der Fa. Young zum Strahlungsschutzgehäuse 'Model 41002' 1987).

Windgeschwindigkeiten über 3.5 m/s wurde die Korrektur deshalb vernachlässigt.

7.2.2 Luftfeuchte

Die Umrechnung von relativer auf absolute Feuchte darf nicht mit den strahlungskorrigierten Lufttemperaturen erfolgen, sondern muß mit den Originaldaten der Lufttemperatur vorgenommen werden, da sich die gemessene relative Feuchte im Strahlungsschutzgehäuse sich auf die tatsächlich gemessenen Lufttemperatur im Gehäuse bezieht. Die Herstellerangabe des Fehlers von $\pm 3\%$ erscheint bei Vergleichsmessungen mehrerer Instrumente als sehr optimistisch. Bei hohen Feuchtegehalten zwischen 80% und 100% muß mit einem Fehler von $\pm 5\%$ gerechnet werden.

7.2.3 Strahlungsmessungen

Die Messungen sowohl der Strahlungsbilanz als auch der kurzwelligen Strahlungsflüsse unterliegen neben den geräteinternen Fehlern weiteren Einflüssen: Niederschlag in fester oder flüssiger Form kann die Sensorhauben bedecken, was zu beträchtlichen Fehlern führt. Da die Stationen nicht täglich gewartet werden konnten, ist davonauszugehen, daß solche Ereignisse für bestimmte Zeiträume die Messungen der Strahlungsflüsse mit hohen Fehlern belasten. Die Herstellerangabe von maximal 10% Fehler wird in diesen Zeiträumen sicherlich überschritten. Da diese Zeiträume nicht genau genug eingegrenzt werden können und es zudem keine Korrekturmöglichkeit gibt, muß diese Fehlerquelle in den Daten hingenommen werden. Der relative Fehler der Strahlungsbilanzmessung gemittelt über Zeiträume von mehreren Tagen wird deshalb mit 15% veranschlagt. Dieser Schätzwert des maximalen Fehlers über längere Zeiträume hat lediglich den Charakter einer Wahrscheinlichkeit, da keine unabhängigen und verlässlichen Vergleichsmessungen durchgeführt werden konnten. Der relative Fehler der Daten auf Stundenbasis kann im Einzelfall aber wesentlich höher ausfallen. Die Messung der kurzwelligen Ausstrahlung wird bei der hohen Albedo durch spiegelnde Reflexion an der Schneeoberfläche überschätzt. Vor allem bei Sonnenaufgang und bei Sonnenuntergang werden häufig Werte der Albedo von über 1.0 berechnet.

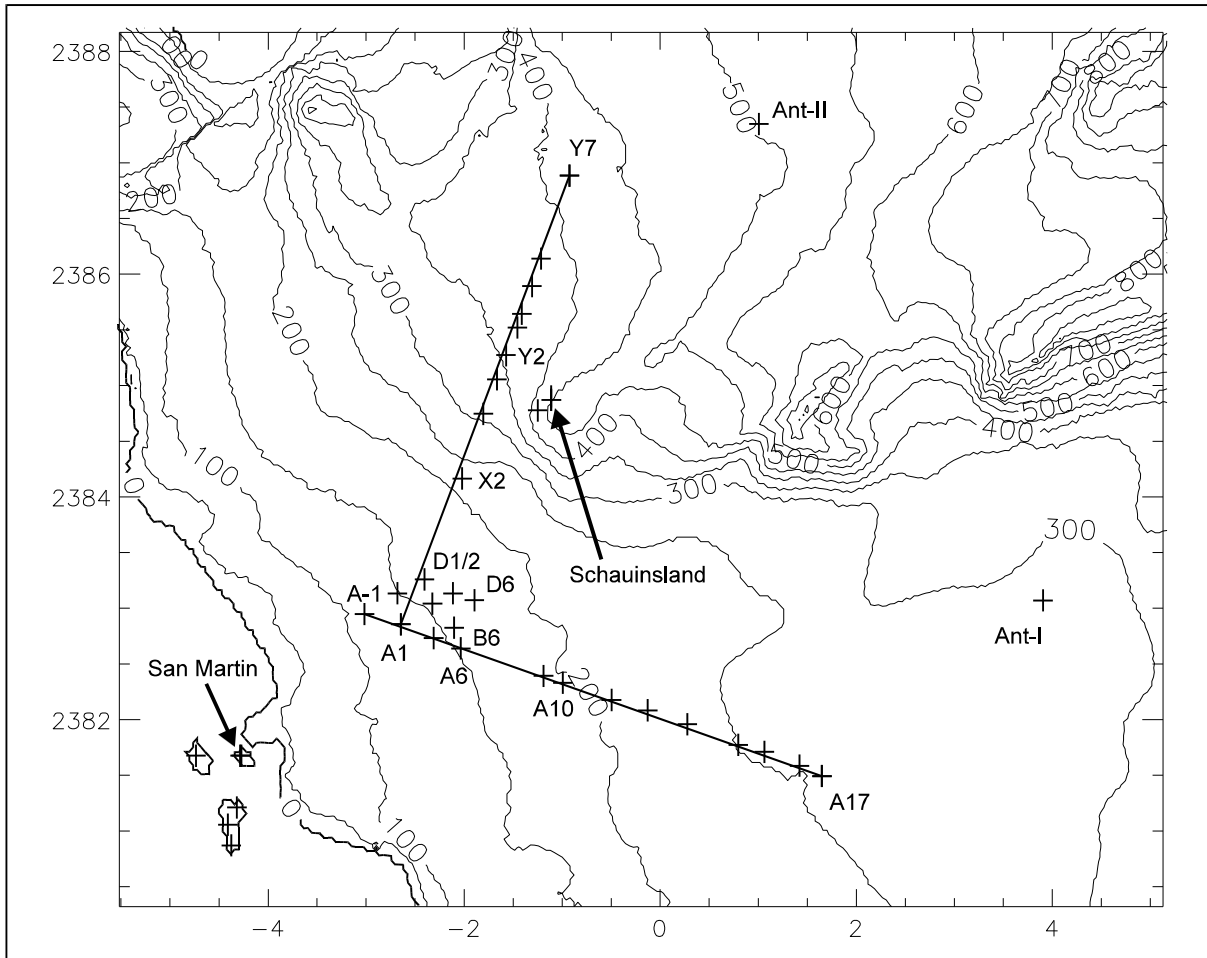


Abb. 7.3: Topographie des Übergangs von McClary und Northeast-Gletscher mit den Orten der Ablationsstangen bzw. Schneeschächterhebungen und der Standorte der AWS (A1, Ant-I und Ant-II). Die Einheiten an den Achsen sind in Kilometern. Die 0-Marke auf der X-Achse bezeichnet 67° West.

7.3 Erhebungen an Schneeschächten

Während der Meßkampagne wurden insgesamt 40 Schneeschächte gegraben und dokumentiert. Um die zeitliche Veränderung der Schneedecke im Sommer zu erfassen, wurden an den Meßpunkten der AWS regelmäßig Schneeschächte erfaßt. Außerdem wurden entlang von Transekten zusätzliche Schneeschächte aufgenommen, um die räumliche Differenzierung zu erfassen (Abb. 7.3). In allen Schneeschächten wurden detailliert alle Schichten erfaßt und Temperatur, Kristallart, Kristallgröße, Feuchte und Härte der Schicht notiert. Außerdem wurde die Dichte in Abständen von 40 cm bis 50 cm bestimmt. Graphische Darstellungen der Schneeschächte sind im Anhang (Abb. 13.3) abgedruckt.

- Die Klassifikation der Schneeschichten erfolgte nach den Richtlinien der International Commission of Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology (COLBECK ET AL., COLBECK 1986) vorgenommen. Die Kristallart wurde visuell in die Klassen Neusschnee, gerundete Körner ohne Schmelzen, gerundete Körner mit Schmelzen, Körner mit Facetten, Oberflächenreif und Tiefenreif eingeteilt. Die letzten drei der genannten Kristallarten konnten nur angetroffen werden, wenn beim Anlegen des Schneeschachtes unbeabsichtigt der Hohlraum einer Gletscherspalte erschlossen wurde.

Die Kristallgröße wurde durch Vergleich mit einem Gitter mit 1, 2 und 3 Millimeter Maschenweite visuell ermittelt.

- Die Temperatur wurde mit einer Einstechsonde mit digitaler Anzeige gemessen. Fast alle Schneeschächte wiesen bis in 2 m Tiefe Temperaturen zwischen 0°C und -0.3°C auf. Während der gesamten Meßkampagne herrschte weitgehend Isothermie in der oberen Schneedecke. Die Temperaturprofile wurden deshalb nicht in die Graphiken der Schneeprofile aufgenommen. Lediglich während kurzer Phasen nächtlicher Auskühlung konnte das Absinken der Schneetemperatur auf Werte unter -1.0°C für kurze Zeit und maximal bis in Tiefen von 50 cm beobachtet werden.
- Die Härte wurde mit einer 6-stufigen Einteilung erfaßt. Die Stufen reichen von 'mit der ganzen Faust durchdringbar' bis 'nicht mit der Messerspitze durchdringbar'.
- Die Feuchte wurde ebenfalls mit einer 6-stufigen Skala ermittelt. Diese reicht von 'völlig trocken' bis 'Schneematsch'. Zudem wurden bei einigen der Schneeschächte in zwei Niveaus Messungen mit einer Kondensatorplatte zur Bestimmung der Dielektrizitätskonstante vorgenommen. Zusammen mit der Messung der Dichte konnte daraus der Flüssigwassergehalt ermittelt werden. Dieser schwankte zwischen 0.5% und 5% im Meßzeitraum an den Punkten der drei AWS. Aufgrund von eindringender Feuchtigkeit erlitt das Gerät eine Defekt und konnte nach dem 01.02.1995 nicht mehr eingesetzt werden.
- Die Dichte wurde mit einem Stechzylinder mit definiertem Durchmesser bestimmt. Die abgestochene Schneemenge wurde direkt mit einer Federwaage gewogen und aus dem Gewicht und der Höhe des entnommenen Schneezylinders konnte die Dichte bestimmt werden. Bei einer Unsicherheit von 1 cm bezüglich der Höhe des abgestochenen Schneezylinders und einer Fehlertoleranz von 0.01 kg bei der Wägung ergibt sich ein Fehler von 10 kg/m³ bei der Bestimmung der Dichte.

7.4 Ablationsstangen

Im März 1993 wurden Ablationsstangen im Meßfeld bei San Martin und entlang zweier Reihen zum Northeast-Gletscher und zum McClary-Gletscher ausgebracht (Abb. 13.1, Abb. 7.3 und Abb. 7.4). Der Abstand der Schneeoberfläche von einer Meßmarke, die an den Stangen in ursprünglich 1.5 m Höhe angebracht wurde, wurde von der Überwinterungsmannschaft der Station San Martin ab August 1994 jeden Monat gemessen. Diese Messungen wurden während der Feldkampagne 1994/95 fortgesetzt. Abb. 13.4a bis 13.4h im Anhang dokumentieren diese Messungen. Die Stangenreihe entlang des McClary konnte im Winter nicht abgelesen werden. Es wurden nur zwei Ablesungen im Dezember 1994 und im Januar 1995 vorgenommen.

Im Winter 1995 konnte die Ablesung der Ablationsstangen nicht fortgeführt werden. Von August 1996 bis Januar 1997 fanden erneut Ablesungen an den verbliebenen Stangen statt. Diese Messungen können zur Abschätzung des Betrages der Ablation im Sommer 1996/97 dienen, da sie den Gang der Schneehöhe vom Maximum im Spätwinter 1996 bis zum Ende des Sommers 1996/97 zeigen. Die aufgetragenen Höhen (Abb. 13.5 im Anhang) zeigen den Zuwachs der Schneedecke seit Februar 1995 also die Schneedeckenentwicklung über 2 volle Gletscherhaushaltsjahre. Da die Stangen über geraume Zeit nicht gewartet wurden und durch Schmelzprozesse und Windeinfluß in Mitleidenschaft gezogen wurden, ist mit erheblichen

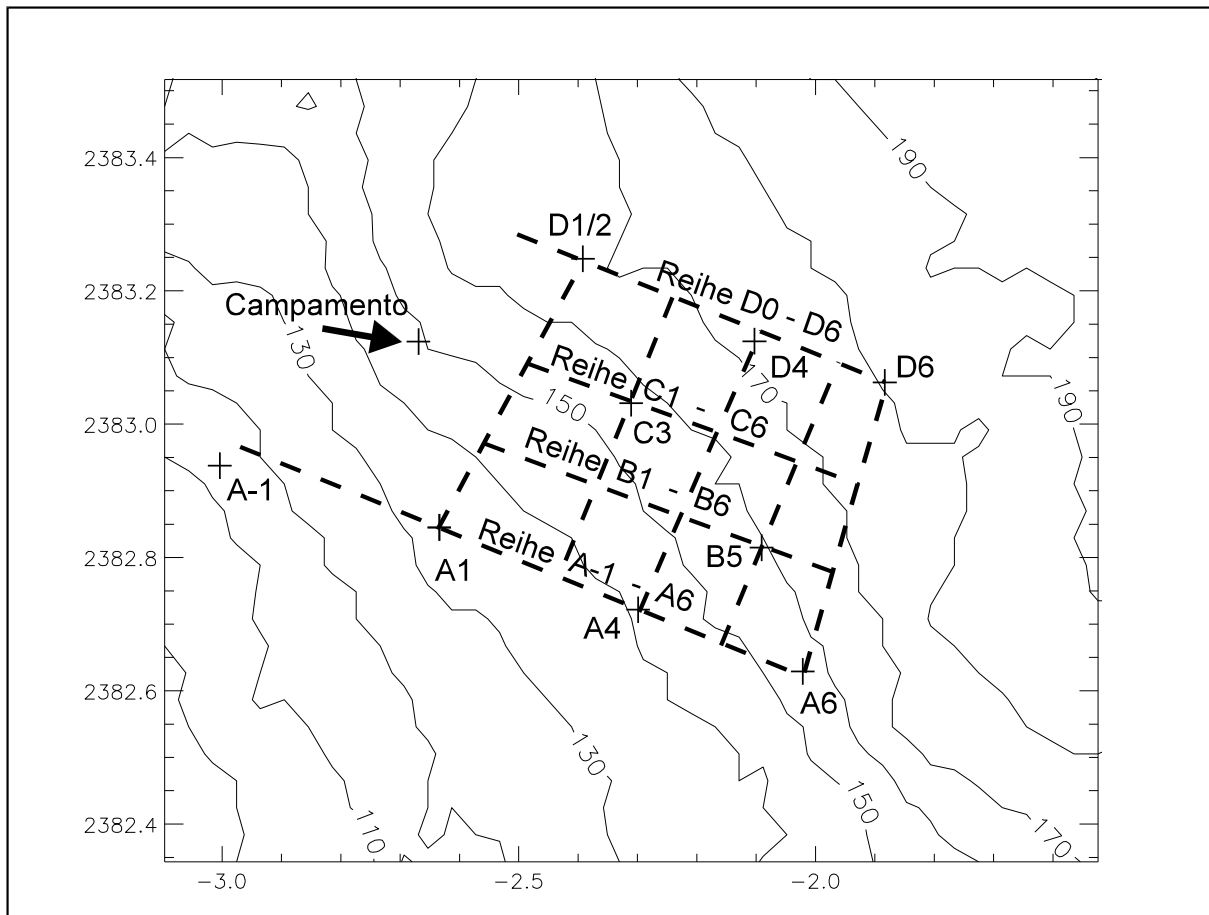


Abb. 7.4: Lage und Aufbau des Meßfeldes der Kampagne 1993/94. Die mit Buchstaben versehenen Punkte wurden mit differentiellem GPS im Sommer 1994/95 erneut vermessen. Die Achsenskalierung ist in Kilometern. Das Koordinatensystem entspricht Abb. 7.1 und Abb. 7.4.

Unsicherheiten bei diesen Messungen zu rechnen. Trotzdem kann davon ausgegangen werden, daß sie im Mittel ein realistisches Bild der räumlichen Entwicklung der Schneedecke in den unteren Lagen beider Gletscher liefern. Die Daten werden in Kapitel 8 interpretiert.

7.5 Orts- und Geschwindigkeitsbestimmungen

7.5.1 Verschiebung von Winkelreflektoren

Die Verschiebung der Corner Reflektoren an den Punkten A1 und Y7 wurde aus den ERS-1 Aufnahmen vom 3. März 1994 und vom 18. Januar 1995 abgeleitet. Hierfür wurde die Distanz in Pixeln zwischen 4 Paßpunkten, die in beiden Aufnahmen lokalisierbar waren, und den Reflektoren ermittelt. Die Standardabweichung zwischen den vier Messungen liegt bei 1 Pixel in x- und 1.4 Pixel in Y-Richtung. Geht man von einem möglichen Fehler von 1 Pixel x- und in y-Richtung jeweils am Passpunkt und am Reflektorpunkt aus, so erhält man unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung und bei einer Pixelgröße von 12.5 m einen möglichen Fehler von 25 m für die Distanzmessung. Die Fließgeschwindigkeit ergibt sich als Differenz zweier Distanzmessungen, was zu einem Fehlerbereich von ± 35 m führt. Für A1 erhält man bei einer Verschiebung von 3.75 Pixeln eine Fließgeschwindigkeit von $53 \text{ m} \pm 35$

m umgerechnet auf ein Jahr. Der Punkt Y7 bewegte sich 18.2 Pixel, was $259 \text{ m} \pm 35 \text{ m}$ pro Jahr entspricht. Dieser Wert ist wesentlich zu hoch. Der Grund hierfür könnte die relativ große Steigung an der Gletscheroberfläche sein. Durch eine Höhenänderung des Reflektors bei der Bewegung mit dem Gletscher ergibt sich nämlich bedingt durch den Einfallswinkel des Radarimpulses des ERS-1 eine höhenabhängige Verschiebung in horizontaler Richtung, die in die Distanzmessung eingeht.

Eine andere Erklärung könnte darin liegen, daß der falsche Bildpunkt als Winkelreflektor erkannt wurde. Der Grauwert des Winkelreflektors im Bild vom 3 März 1994 ist 1949. Er ist signifikant höher wie der Umgebungsmittelwert von 632. Es finden sich jedoch weitere Einzelpunkte im Umkreis von 30 Pixeln mit Grauwerten zwischen 1200 und 1570. Es kann deshalb nicht ausgeschlossen werden, daß es sich bei dem Pixel, welches den vermeintlichen Winkelreflektor abbildet, tatsächlich um ein auf Radarspeckle zurückzuführendes Artefakt handelt.

7.5.2 Trigonometrische Vermessung

Während der Meßkampagne 1993/94 wurden die Ablationsstangen entlang der beiden Stangenreihen A1 bis A17 und A1 bis Y7 in gerader Linie auf den Gletschern ausgebracht (Abb. 7.1, Abb. 7.4). Die Abstände zwischen den Stangen wurden durch Winkelmessung mit einem Theodoliten (Fabrikat: T2-74951) der Firma Wild von einem geeigneten Standort am Gipfel des Schauinslandes vorgenommen. Dieselben Messungen wurden während der Meßkampagne 1994/95 von Frank Weber wiederholt. Zudem wurde 1994/95 der Polygonzug entlang der beiden Stangenreihen aufgenommen. Aus beiden Messungen läßt sich die Verschiebung aller Stangen relativ zur Position der Stange A1 bestimmen. Aufgrund der lokalen Wetterbedingungen und der Schwierigkeit der exakten Justierung des Theodoliten im Schnee muß von einem Ablesefehler von 0.5° bei jeder Winkelmessung ausgegangen werden. Bei einer Entfernung von 4000 m ergibt sich so ein Fehler von ca. 35 m. Da sich die Bestimmung der Relativbewegung letztlich aus einer Winkelmessung in 1993/94 und zwei Winkelmessungen in 1994/95 zusammensetzt, ergibt sich aufgrund der Fehlerfortpflanzung für die am weitesten von A1 entfernt gelegenen Stangen ein Fehlerbereich von $\pm 60 \text{ m}$, wobei allerdings keine exakte Ableitung ausgehend von den trigonometrischen Formeln vorgenommen wurde, sondern nur die lineare Überlagerung der Fehler betrachtet wurde. Für Stangen im engeren Meßfeld (Abb. 7.4) mit weniger als 500 m Abstand zu A1 kann der Fehler auf weniger als 8 m veranschlagt werden.

Die Bestimmung der Koordinaten der Stange A1 und damit der absoluten Lage des Meßnetzes konnte während der Meßkampagne 1993/94 nur mit Hilfe einer GPS Messung vom Helikopter aus vorgenommen werden. Der absolute Fehler einer einzelnen Messung mit gewöhnlichem GPS kann aber etliche Zehnermeter betragen. Deshalb wurde aufgrund der trigonometrischen Vermessung keine Berechnung absoluter Fließgeschwindigkeiten zwischen 1994 und 1995 vorgenommen. Die Angaben über die Verschiebung einzelner Meßstangen in Abb. 7.5 sind deshalb nur relativ zur Position der Stange A1.

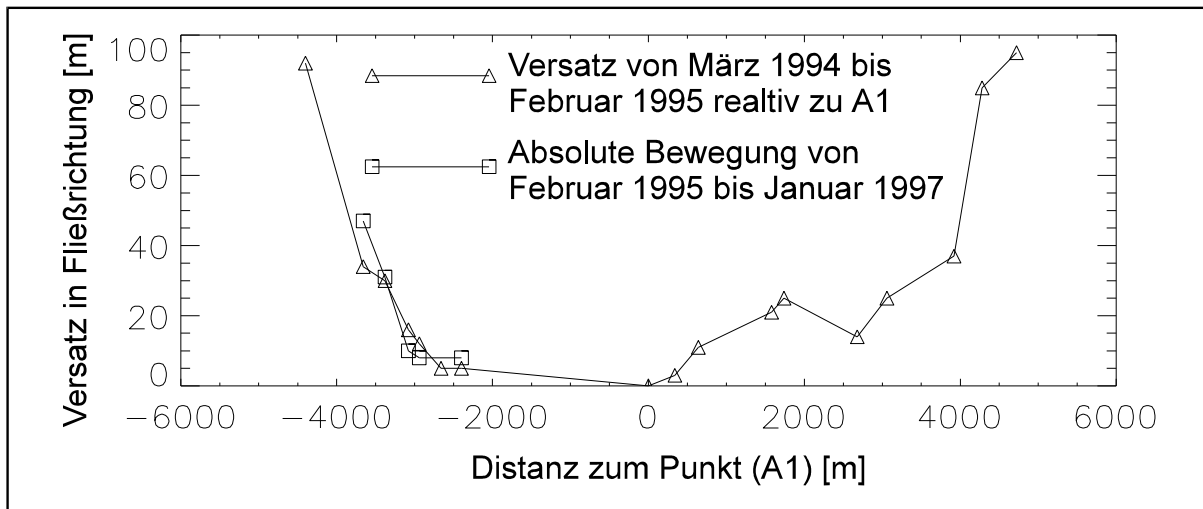


Abb. 7.5: Versatz in Fließrichtung relativ zu A1 aus trigonometrischen Messungen (Dreiecke) und absoluter Versatz bestimmt mit differenziellem GPS (Quadrate) für Stangen entlang der beiden Linien A1 bis A17 (rechts) und A1 bis Y7 (links).

7.5.3 Messungen mit differentielltem GPS

Während der Meßkampagne 1994/95 wurden ungefähr 40 Punkte auf den Gletschern und den begrenzenden Bergflanken mit differentielltem GPS vermessen. Dabei wurden zwei Geräte des Typs ProMark-V der Firma Magellan eingesetzt. Jede Messung wurde als Ergebnis aus ca. 750 Einzelmessungen mit der gleichen Satellitenkonstellation an beiden Geräten gewonnen. In Tabelle 7.3 sind die Ergebnisse dieser Messungen dokumentiert. Zusätzlich wurden in diese Liste die Punkte aufgenommen, welche vom Servicio Hidrografia Naval von Argentinien als Fixpunkte eingemessen und benutzt wurden. Als Kontrollstelle für die differentielle Messung wurde der trigonometrische Vermessungspunkt der Station San Martin mit den Koordinaten $68^{\circ}07'48.6319''$ Süd und $67^{\circ}06'09.4728'$ West benutzt.

Ein Punkt am Zeltlager auf dem Gletscher wurde mit differentielltem GPS dreimalig eingemessen, wobei die absolute Abweichung zwischen den Messungen 0.26 m betrug. Dieser 'Campamento' benannte Punkt wurde im weiteren Verlauf der Kampagne als Referenzpunkt für die Messungen auf dem Gletscher eingesetzt. Der Hersteller des GPS-Gerätes gibt für das eingesetzte Meßverfahren ('Pseudorange Differential (DIF 3) (MAGELLAN 1994, S. 7ff) einen Fehlerbereich von 2 m bis 5 m an, so daß die Angaben in Tabelle 7.3 auf ± 5 m exakt sind. Abbildung 7.1 und Abbildung 7.4 zeigen die Lage der Einzelpunkte auf McClary-Gletscher und Northeast-Gletscher. Die exakt vermessenen Punkte des kleinen Meßfeldes sind in ihrer räumlichen Lage in Abbildung 7.5 eingetragen.

Während der Meßkampagne 1996/1997 wurden die Punkte X2, Y1, Y3, Y4, Y5 und Y6 erneut mit differenzielltem GPS eingemessen (RAU UND WEBER 1997, persönliche Mitteilung). Diese Messungen wurden mit den gleichen GPS-Geräten, wie im Jahr zuvor vorgenommen. Da die GPS Geräte aber zwischenzeitlich mit einer Spezialantenne ('Sub-Meter-Kit') ausgerüstet worden waren, konnte der absolute Fehler auf ± 1 m verringert werden.

Name:	Datum:	Länge (West):	Breite (Süd):	Höhe aus GPS [m]:	Altimeterhöhen-[m]
San Martin (GPS - IAA)	0.0.1982	67°06'09,4728"	68°07'48,6319"	~15,00	
San Martin (GPS - IPG)	1994/95	67°06'09,8275"	68°07'48,5282"	~15,00	
Campamento	02.02.1995	67°03'51,077"	68°07'02,425"	131.69	160.00
a1 Reflektor	02.01.1995	67°03'48,395"	68°07'11,325"	120.8	
a17 Reflektor	01.02.1995	66°57'36,124"	68°07'55,468"	274.81	
Ant-I Reflektor	13.01.1995	66°54'21,265"	68°07'03,958"	303.7	310.00
y7 Reflektor	30.01.1995	67°01'19,322"	68°05'00,843"	434.43	430.00
Ant-II Reflektor	30.12.1994	66°58'31,988"	68°04'45,821"	511.27	540.00
a-1	17.02.1995	67°04'19,638"	68°07'07,875"	134.92	
a1	02.01.1995	67°03'48,395"	68°07'11,325"	120.8	
a4	17.02.1995	67°03'19,399"	68°07'14,745"	158.4	
a6	15.02.1995	67°02'54,721"	68°07'17,778"	173.02	
a9	18.01.1995	67°01'41,549"	68°07'26,206"	206.53	
a10	18.01.1995	67°01'24,915"	68°07'28,144"	215.03	
a11	01.02.1995	67°00'42,333"	68°07'32,792"	228.12	
a12	01.02.1995	67°00'09,731"	68°07'36,434"	244.41	
a13	29.01.1995	66°59'35,302"	68°07'40,280"	255.94	
a14	18.01.1995	66°58'50,239"	68°07'45,569"	269.98	
a15	18.01.1995	66°58'27,294"	68°07'48,239"	267.93	
a16	29.01.1995	66°57'55,551"	68°07'52,322"	273.51	
a17	01.02.1995	66°57'36,124"	68°07'55,468"	274.81	
x1	30.01.1995	67°02'42,110"	68°06'31,465"	225.11	220.00
x2	30.01.1995	67°02'34,894"	68°06'10,404"	315.25	315.00
y1	20.02.1995	67°02'23,386"	68°06'00,403"	343.29	350.00
y2	31.01.1995	67°02'14,711"	68°05'53,198"	371.4	
y3	31.01.1995	67°02'04,935"	68°05'44,693"	385.59	355.00
y4	31.01.1995	67°02'01,097"	68°05'41,246"	389.11	390.00
y5	30.01.1995	67°01'52,122"	68°05'32,807"	397.05	395.00
y6	30.01.1995	67°01'43,981"	68°05'25,202"	395.01	390.00
y7	30.01.1995	67°01'19,322"	68°05'00,843"	434.43	430.00
b5	23.01.1995	67°03'01,122"	68°07'12,147"	175.99	
c3	17.02.1995	67°03'20,279"	68°07'04,628"	171.88	
d1/d2	23.01.1995	67°03'27,361"	68°06'58,473"	156.74	
d4	23.01.1995	67°03'01,916"	68°07'01,681"	187,13"	
d6	23.01.1995	67°02'42,799"	68°07'03,921"	193.66	
Schauinsland Gipfel	26.12.1994	67°01'34,760"	68°06'05,411"	473.31	
Schauinsland Meßpunkt	16.01.1995	67°01'47,128"	68°06'08,598"	470.37	

Tab. 7.3: Mit GPS eingemessene Punkte auf Northeast- und McClary-Gletscher, auf Barry Island (San Martin) und am Schauinsland (Bearbeitung: F. Weber).

Für die Geschwindigkeitsmessung als Differenz der Messungen vom Januar 1995 und vom Januar 1996 ergibt sich so ein absoluter Fehler von ± 5 m. RAU UND WEBER (1997, persönliche Mitteilung) geben Fließgeschwindigkeiten zwischen 8 m und 44 m für die Einzelpunkte an. Diese Verschiebungen wurden in Abbildung 7.5 integriert. Es zeigt sich, daß das lineare Muster, wie es durch die trigonometrische Messung in den Jahren 1994 und 1995 erfaßt wurde, durch die GPS Messungen bestätigt wird.

Da die durch trigonometrische Vermessung gewonnen Werte in Abb. 7.5 relativ zum Punkt A1 berechnet sind, die GPS Messungen in derselben Abbildung aber absolute Bewegungsbeträge darstellen, kann vermutet werden, daß der Punkt A1 sich weniger schnell als 53 m pro Jahr bewegt hat, wie es sich aus der Verschiebung der Winkelreflektoren in den ERS-PRI ergibt. Aufgrund des hohen Fehlerbereiches von ± 35 m für die Bestimmung aus den ERS-PRI-Szenen und des Fehlerbereiches von ± 5 m für die mit GPS bestimmten Punkte sind die mit den unterschiedlichen Verfahren bestimmten Fließgeschwindigkeiten jeweils innerhalb der Fehlergrenzen der Konkurrenzmethode. Die Messungen können somit als konsistent angesehen werden.

7.6 Die Witterung im Untersuchungszeitraum

Die Mittelwerte atmosphärischer Zustandsgrößen des Untersuchungszeitraumes im Sommer 1994/95 sind in Tabelle 7.4 in der Form von Mittelwerten, Minima und Maxima der meteorologischen Größen zusammengefaßt. Da die Schneetemperatur bis auf drei kurze Zeiträume von jeweils wenigen Stunden immer zwischen 0°C und -0.3°C schwankte, wurde auf deren Darstellung verzichtet. Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und relative Luftfeuchte beziehen sich auf 2 m Höhe über Grund. Die Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe wird beim Mittelwert der Lufttemperatur für die drei Stationen deutlich. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist mit 5.6 m/s am Northeast-Gletscher am höchsten, was wohl auf die

	Station	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	Luftfeuchte [%]	Windge. [m/s]	Globalstr. [W/m^2]	Nettostrahl. [W/m^2]
Mittel						
	Campamento	1.3	68.7	4.6	221	11.8
	Northeast	0.5	71.1	5.6	253	8.9
	McClary	-0.9	71.9	5.0	240	-0.2
Minimum						
	Campamento	-5.7	32.7	0.0	0	-129.4
	Northeast	-11.7	38.4	0.0	0	-115.8
	McClary	-15.0	36.4	0.0	0	-99.6
Maximum						
	Campamento	8.6	98.0	21.7	798	172.7
	Northeast	8.9	103.1	24.5	925	162.4
	McClary	5.8	98.1	16.3	935	154.7

Tab. 7.4: Mittelwerte, Minima und Maxima von Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz an den drei AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher im Zeitraum vom 22.12.1994 bis 02.02.1995. Die Standorte der drei AWS sind in Abb. 7.1 mit Dreiecken markiert.

Kanalisation entlang des Tales zurückzuführen ist. Die Globalstrahlung nimmt vom Campamento (120 m N.N.) zum McClary-Gletscher (510 m N.N.) erwartungsgemäß mit der Höhe zu. Die AWS am Northeast-Gletscher erhält mit durchschnittlich 253 W/m^2 deutlich mehr kurzweilige Einstrahlung als die beiden anderen Stationen. Dies ist vermutlich auf die Zustrahlung reflektierten Lichtes von der nördlich gelegenen Talflanke zu begründen. Die Strahlungsbilanz folgt nicht den Mittelwerten der Globalstrahlung sondern zeigt, ebenso wie die Lufttemperatur, ein höhenabhängiges Verhalten.

Die im Untersuchungszeitraum an der Station 'Campamento' (ANT-III) beim Punkt A1 gewonnenen meteorologischen Daten sind in den Abbildung 7.7a und Abbildung 7.7b dargestellt. Außer der Windrichtung wurden alle anderen Datenreihen mit einem gleitenden Mittel über 5 Werte geglättet. Bei der Windrichtung wurde nur jeder vierte Wert dargestellt. Lufttemperatur, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz zeigen deutlich einen Tagesgang, der den mehrtägigen Trends überlagert ist (Abb. 7.6 a). In Abbildung 7.7a und Abbildung 7.7b sind dieselben Daten dargestellt wie in den Abbildung 7.6 allerdings wurde ein Mittelwertfilter von 49 Datenpunkten Breite zur Glättung der Kurven eingesetzt. Dadurch sind die Tagesschwankungen weitgehend aus den Daten herausgefiltert. Dies führt aufgrund des Randwertproblems allerdings für den ersten und den letzten Tag des Meßzeitraumes zu Artefakten, die nicht interpretiert werden dürfen. Die Daten zur Windrichtung wurden nicht gemittelt. Auch bei dieser Darstellung wurde jeder vierte Wert der Windrichtung ausgewählt. Der Temperaturverlauf in Abbildung 7.8 ergibt nach Temperaturen zwischen -2°C und 0°C in der zweiten Dezemberhälfte einen markanten Anstieg auf Werte um 2°C für den Zeitraum des Januar 1995. Darin enthalten sind zwei noch wärmere Perioden vom 03.01.95 bis zum 12.01.95 und vom 23.01.95 bis zum 30.01.95. Nach einem kräftigen Abfall der Lufttemperatur Anfang Februar ist eine weitere warme Periode vom 08.02.95 bis zum 11.02.95 dokumentiert. Die Strahlungsbilanz weist, außer Ende Januar, eine auffällige Übereinstimmung mit der Lufttemperatur auf. Dies wird als Ausdruck der Dominanz der atmosphärischen Gegenstrahlung im Strahlungshaushalt gewertet. Da die Schneefläche um 0°C immer ähnlich hohe terrestrische Ausstrahlung erfährt und die kurzweilige Strahlungsbilanz aufgrund der hohen Albedo von 82% gering ausfällt, kommt der atmosphärischen Gegenstrahlung großes Gewicht zu. Die Gegenstrahlung ist von der vierten Potenz der Lufttemperatur abhängig (\rightarrow Kapitel 3.3) und der enge Zusammenhang zwischen beiden Größen paust sich in Abb 7.7a durch.

Die Windrichtung zeigt dominant die beiden Windrichtungen Nordwest und Südost, die jeweils auf die prägenden Westwind- und Ostwindwetterlagen hinweisen. Auffällig ist die Übereinstimmung des Gangs der Luftfeuchte und des Gangs der Windrichtung. Perioden mit dominantem Ostwind sind durch niedrige Luftfeuchte geprägt, während westliche Anströmung zu hohen Luftfeuchten führt. Dies stimmt mit der Darstellung der allgemeinen Zirkulation der Antarktischen Halbinsel in Kapitel 5 und den Ausführungen zum Regionalklima in Kapitel 8 überein. Starkwindereignisse gehen sowohl mit Windrichtungen aus West als auch aus Ost einher. Dies wird in Kapitel 8 eingehender untersucht. Die Häufigkeit der Starkwindereignisse nimmt in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes zu.

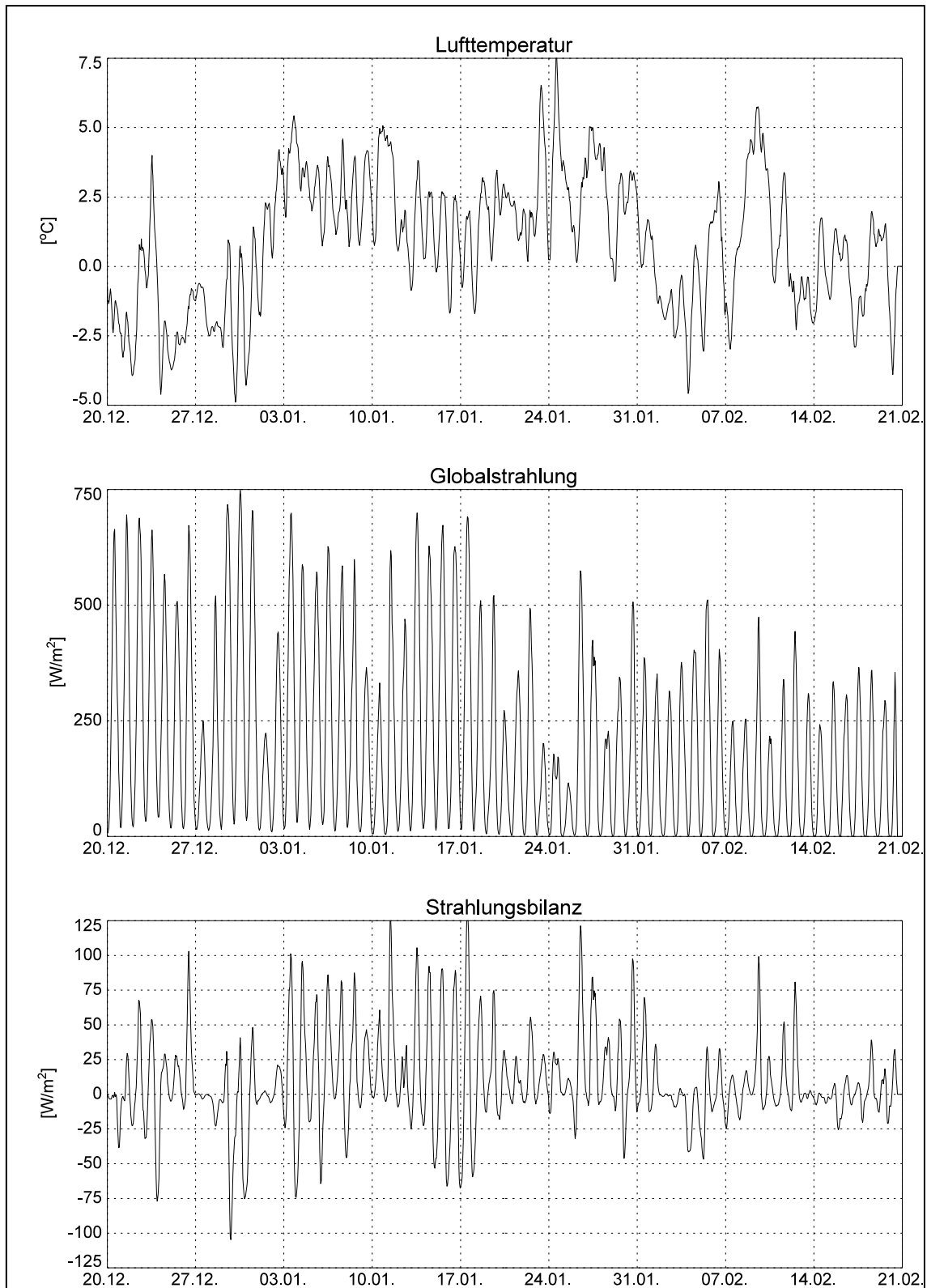


Abb. 7.6a: Lufttemperatur, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Untersuchungszeitraum vom 20.12.94 bis zum 21.02.95 an der Station Campamento (ANT-III) am Punkt A1. Die dargestellten Stundenmittelwerte wurden mit einem Filter von 5 Datenpunkten geglättet.

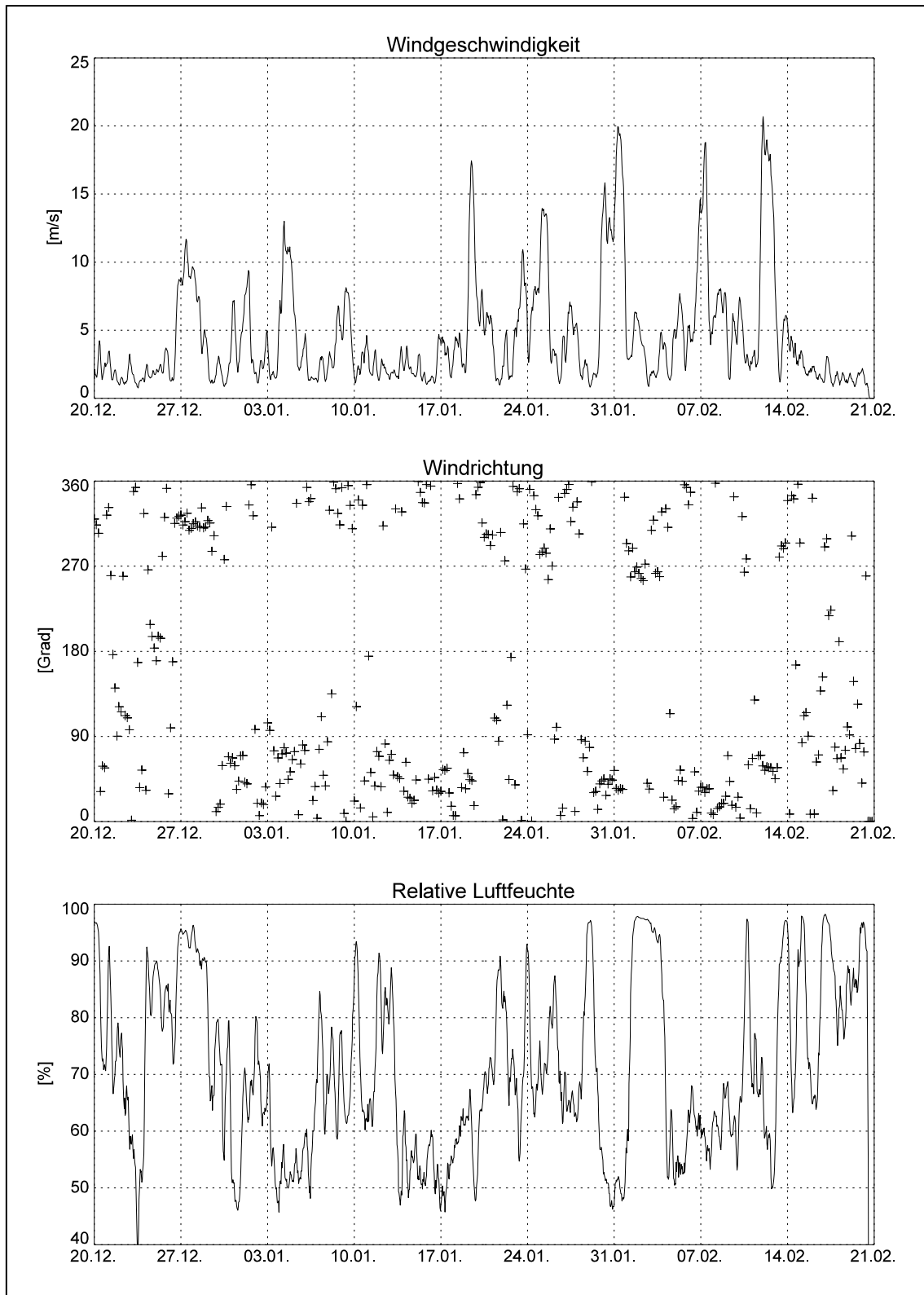


Abb. 7.6b: Windgeschwindigkeit, Windrichtung und relative Luftfeuchte im Untersuchungszeitraum vom 20.12.94 bis zum 21.02.95 an der Station Campamento (ANT-III) am Punkt A1. Die abgebildeten Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeit und der relativen Feuchte wurden mit einem Filter von 5 Datenpunkten geglättet. Aus der Datenreihe der Windrichtung wurde jeder vierte Wert ausgewählt.

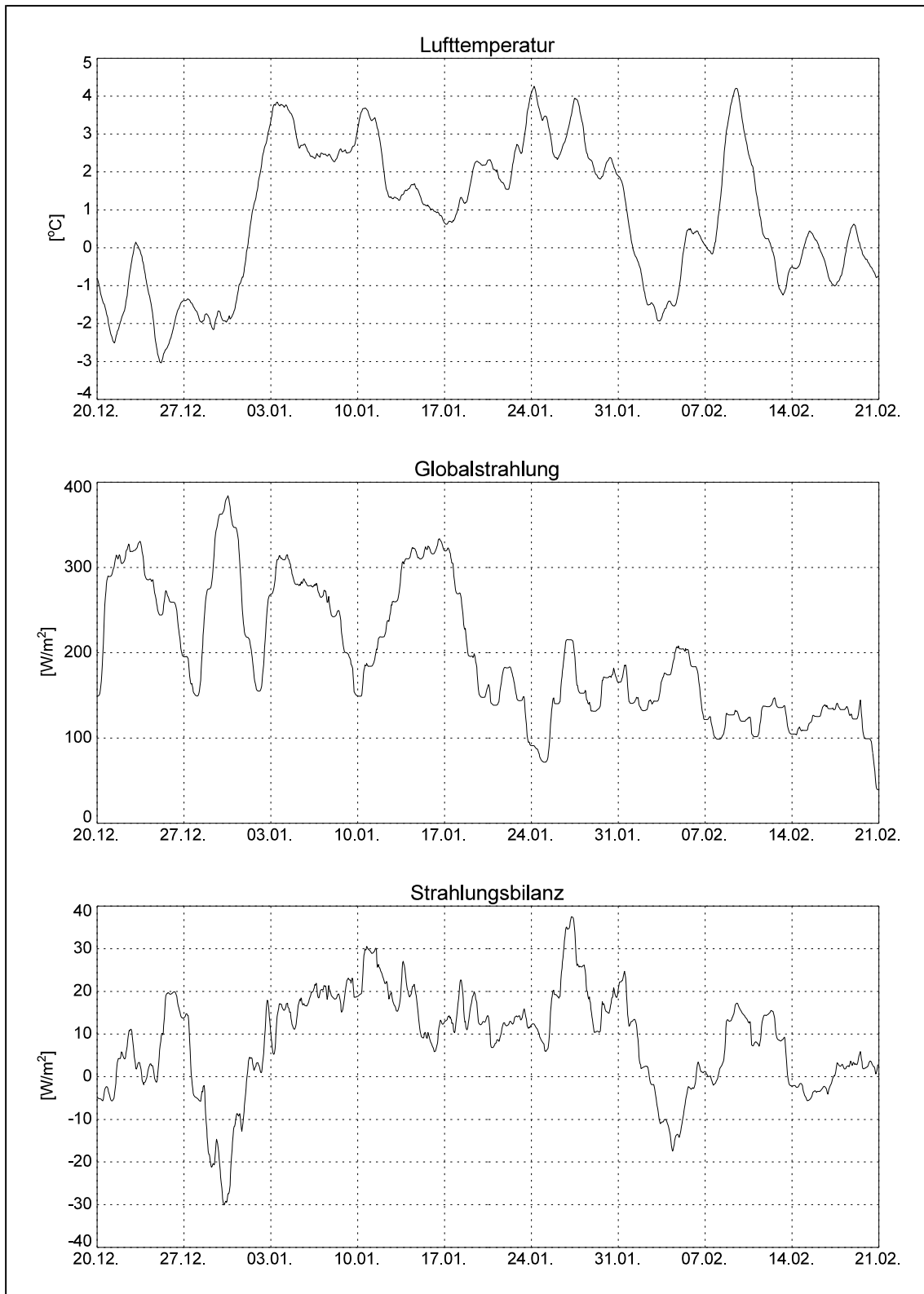


Abb. 7.7a: Lufttemperatur, Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Untersuchungszeitraum vom 20.12.94 bis zum 21.02.95 an der Station Campamento (ANT-III) am Punkt A1. Die aufgeführten Stundenmittelwerte wurden mit einem Filter von 49 Datenpunkten geglättet. Dadurch werden Tagesschwankungen weitgehend herausgefiltert und die Witterungsperioden treten deutlicher hervor.

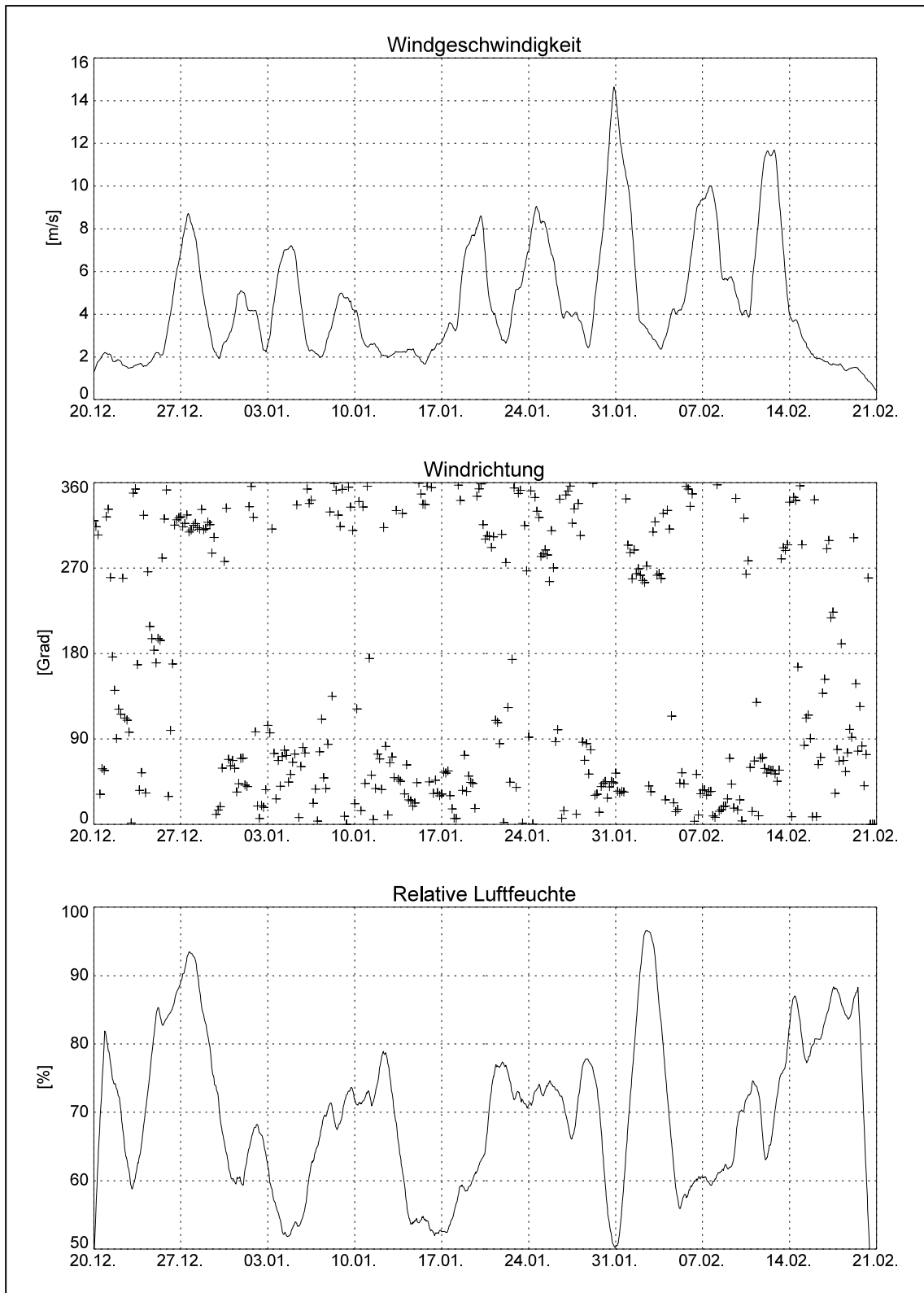


Abb. 7.7b: Windgeschwindigkeit, Windrichtung und relative Luftfeuchte im Untersuchungszeitraum vom 20.12.94 bis zum 21.02.95 an der Station Campamento (ANT-III) am Punkt A1. Die Stundenmittelwerte von Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchte wurden mit einem Filter von 49 Datenpunkten geglättet. Dadurch werden Tagesschwankungen weitgehend herausgefiltert und die Witterungsperioden treten deutlicher hervor. Aus dem Datensatz der Windrichtung wurde jeder vierte Wert zur Darstellung ausgewählt.

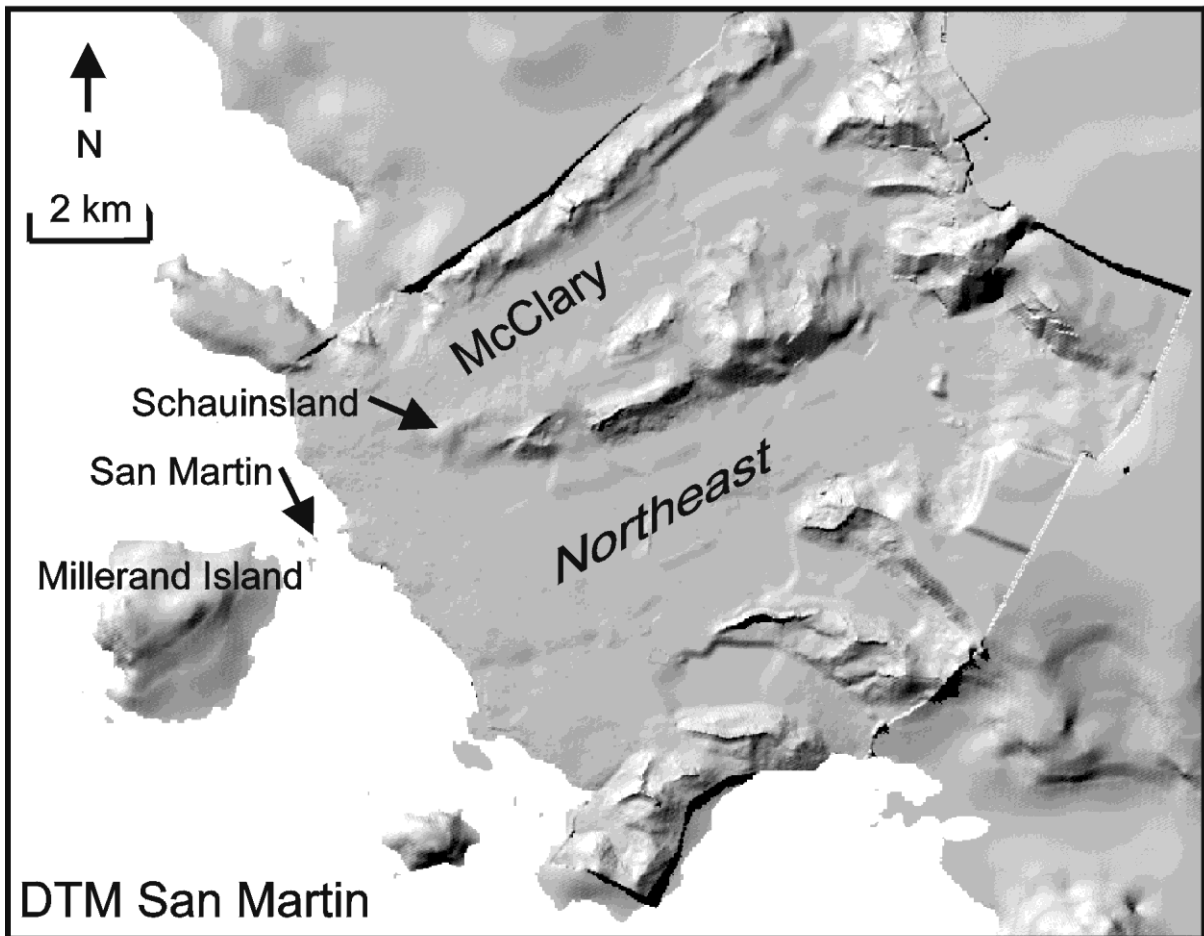


Abb. 7.8: Schräglichtdarstellung des Digitalen Geländemodells 'San Martin', erstellt aus Luftbildern des IfAG, Frankfurt. Das DTM wurde als Zwischenprodukt nach der Erstellung des Bündelblockausgleiches extrahiert und hat keine geodätische Nachbearbeitung erfahren. Das DTM wurde vom IfAG zur Verfügung gestellt ohne Gewährleistung für Genauigkeit der Höhenangaben. Anschließend wurde das DTM in eine stereographische Projektion mit dem 67° Längengrad als Mittelmeridian umgerechnet und in einen Ausschnitt des grob aufgelösten DTM der Antarctic Digital Database (ADD) eingepaßt, so daß ein rechteckiges Kartenfeld abgebildet werden kann. Die Georeferenzierung ist identisch mit dem Koordinatensystem der topographischen Skizze (Abb. 13.1 im Anhang).

7.7 Das Digitale Geländemodell

Aus Luftbildern des Institutes für Angewandte Geodäsie in Frankfurt (IfAG) von 1989 wurde, nachdem der Bündelblockausgleich digital vorgenommen worden war, auf der dortigen Rechenanlage mittels eines automatischen Verfahrens ein digitales Geländemodell (DTM) abgeleitet. Die Rasterweite dieses Originals beträgt 30 m. Als Projektion wurde entsprechend der Vereinbarungen des SCAR (SIEVERS UND BENNETT 1989) eine konforme lambertsche Kegelprojektion mit rechnerischem Nullpunkt bei 0° West und $71^\circ 20'$ Süd gewählt. Da sich der bearbeitete Ausschnitt bei 67° West befindet, ergibt sich zwischen Gitternord und geographisch Nord ein Winkel von fast 45° . Die vertikale Auflösung wurde auf 1 m gesetzt. Im Bereich guter stereographischer Korrelation, also dort, wo in den Luftbildern genügend

Mikrostruktur digital erkennbar ist, ist die Genauigkeit in dieser Größenordnung. Aufgrund der zeitlichen Veränderungen zwischen der Aufnahme der Luftbilder (1989) und den Geländearbeiten (1995), aufgrund der Unsicherheiten bei der Bestimmung der horizontalen Lage der Einzelpunkte und aufgrund der Fehler bei der Höhenmessung mit barometrischem Höhenmesser oder GPS muß mit Abweichungen zwischen 10 m und 20 m zwischen DTM einerseits und Geländebeobachtungen andererseits gerechnet werden. Über sehr uniformen Schneeoberflächen geht an einigen Stellen die Korrelation zwischen den Luftbildern verloren und es entstehen z. T. beträchtliche Artefakte. Die meisten dieser Fehler konnten am Bildschirm erkannt und manuell korrigiert werden. Der Ausschnitt, der vom IfAG bereit gestellt wurde, wurde in eine stereographische Projektion umgerechnet. Als Mittelmeridian wurde 67° westlicher Breite, was im zentralen Bereich des Ausschnittes liegt, gewählt. Damit stimmt die Nordrichtung in guter Näherung mit der Y-Achse des DTM überein. Der Ausschnitt ist damit für Anwendungen, die einen eingenordeten Datensatz benötigen, verfügbar (Abb. 7.8).

Die Rasterweite errechnete sich nach der Transformation zu 40,3 m. Damit ein rechteckiges DTM vorliegt, wurde das hochauflösende DTM mit seinem unregelmäßigen, vieleckigen Umriß in einem rechtwinkligen Ausschnitt des DTM der 'Antarctic Digital Database' (ADD) des British Antarctic Survey (BAS) überlagert. Dieses DTM liegt als Vektordatensatz mit einer vertikalen Auslösung von 250 m vor (THOMSON UND COOPER 1993). Trotz der unvermeidlichen Sprungstellen am Übergang zwischen hochauflösendem innerem und grobem äußerem DTM ergibt sich so ein besserer optischer Eindruck, und die - in Kapitel 10 - beschriebenen Modellergebnisse werden nicht durch schräg verlaufende Kanten am Rand des DTM verfälscht. Die verwendeten Kartenskizzen des Untersuchungsraumes (Abb. 13.1, Abb. 7.3 und Abb. 7.4) wurden aus dem digitalen Geländemodell extrahiert. Abbildung 13.1 wurde kartographisch so nachbearbeitet, daß zwischen den Sprungstellen der beiden unterschiedlichen DTM die Höhenlinien interpoliert bzw. geglättet werden.

8 Regionalklima der Marguerite Bay und des Untersuchungsgebietes

8.1 Eine erste Übersicht über das regionale Klima

Die Jahresmitteltemperatur an der Station San Martin beträgt -5.7°C (WUNDERLE UND SAURER 1995). WUNDERLE UND SAURER (1995) bezeichnen das Klima der Region als 'maritim / kontinental' und WUNDERLE (1996) beschreibt es als niederschlagsarm und strahlungsreich. Dies ist auf abströmende Luftmassen im Lee der umgebenden Bergzüge zurückzuführen. So wird die Marguerite Bay im Nordwesten durch Adelaide Island, im Südwesten durch Alexander Island und im Osten vom Plateau der Antarktischen Halbinsel eingerahmt. PEPPER (1954) gibt als Jahresmittelwert für die Anzahl der Strahlungstage zwischen 1946 und 1950 auf Stonington Island den hohen Wert von 38 Tagen gegenüber lediglich 19 Tagen in Faraday und 8 Tagen in der Admiralty Bay auf der King-George Island an. Die Sichtweite ist ein weiterer Hinweis auf strahlungsreiches Klima in der Marguerite Bay: 58% aller Tage zwischen 1946 und 1950 weisen eine Sichtweite von über 40 km auf. In Faraday war dies im gleichen Zeitraum nur an 34% der Tage möglich und in der Admiralty Bay sinkt der Wert auf 26% (PEPPER 1954). Abströmende Luftmassen im Lee der umrahmenden Barrieren tragen durch den adiabatischen Temperaturanstieg auch zu den vergleichsweise milden Temperaturen bei. Die -5°C - und -6°C -Isothermen der Jahresmitteltemperatur zeigen eine Ausbuchtung nach Osten in die Marguerite Bay hinein (REYNOLDS 1981) (\rightarrow Abb. 5.8 in Kapitel 5.4). Die Jahresmitteltemperaturen von San Martin (-5.7°C) und Rothera Point (-5.5°C) unterscheiden sich dabei nur unwesentlich. Allerdings zeigt WUNDERLE (1996), daß die Variabilität der Monatsmitteltemperaturen in Rothera höher ist. Er führt dies auf eine längere Vereisung im Jahresverlauf im Umkreis der Station Rothera zurück. Dieses Argument bemüht auch REYNOLDS (1981) um die um 2 K tieferen Temperaturen auf der Ostseite im Vergleich zur Westseite von Adelaide Island zu erklären. Zudem vermindert Adelaide Island die Advektion von Warmluft aus westlicher Richtung in die nordöstliche Marguerite Bay (SCHWERDTFEGGER UND AMATURO 1979). Die extreme Ausbuchtung der -8°C Isotherme der Jahresmitteltemperatur nach Südosten in den King-George-VI-Sund im Süden der Marguerite Bay erklärt REYNOLDS (1981) durch die Kanalisierung von warmen Luftmassen mit nordwestlicher Anströmung in den Sund hinein. WULF (1996) bestätigt dies exemplarisch an den Zugbahnen mesoskaliger Zyklonen im Januar 1995, deren Endpunkte eine deutliche Häufung bei 78° West am Südende des King-George-VI-Sund aufweisen. Der Befund steht in Übereinstimmung mit der Darstellung von JONES UND SIMMONDS (1993), die das Gebiet als ausgeprägten Zyklonenfriedhof charakterisieren. Meteorologische Aufzeichnungen von PEARCE (1963) in Fossil Bluff im King-George-VI-Sund unterstreichen die angenehmen Wetterbedingungen in der südlichen Marguerite Bay: In 49% aller Zeiträume zwischen März 1961 und Dezember 1961 herrschte Windstille. Die relative Anzahl der Zeiträume mit ausgezeichneter Fernsicht über Distanzen größer als 80 km betrug im gleichen Zeitraum 50%.

8.2 Regionale Klimagunst und Pflanzenbewuchs

Die Sommermitteltemperaturen liegen in der Marguerite Bay nur unwesentlich niedriger als an der Station Faraday. Diese thermische Gunst und der relative Strahlungsreichtum im Sommer führen dazu, daß die Marguerite Bay das südlichste Vorkommen der beiden antarktischen Blütenpflanzen *Deschampsia antarctica* und *Colobanthus quitensis* aufweist

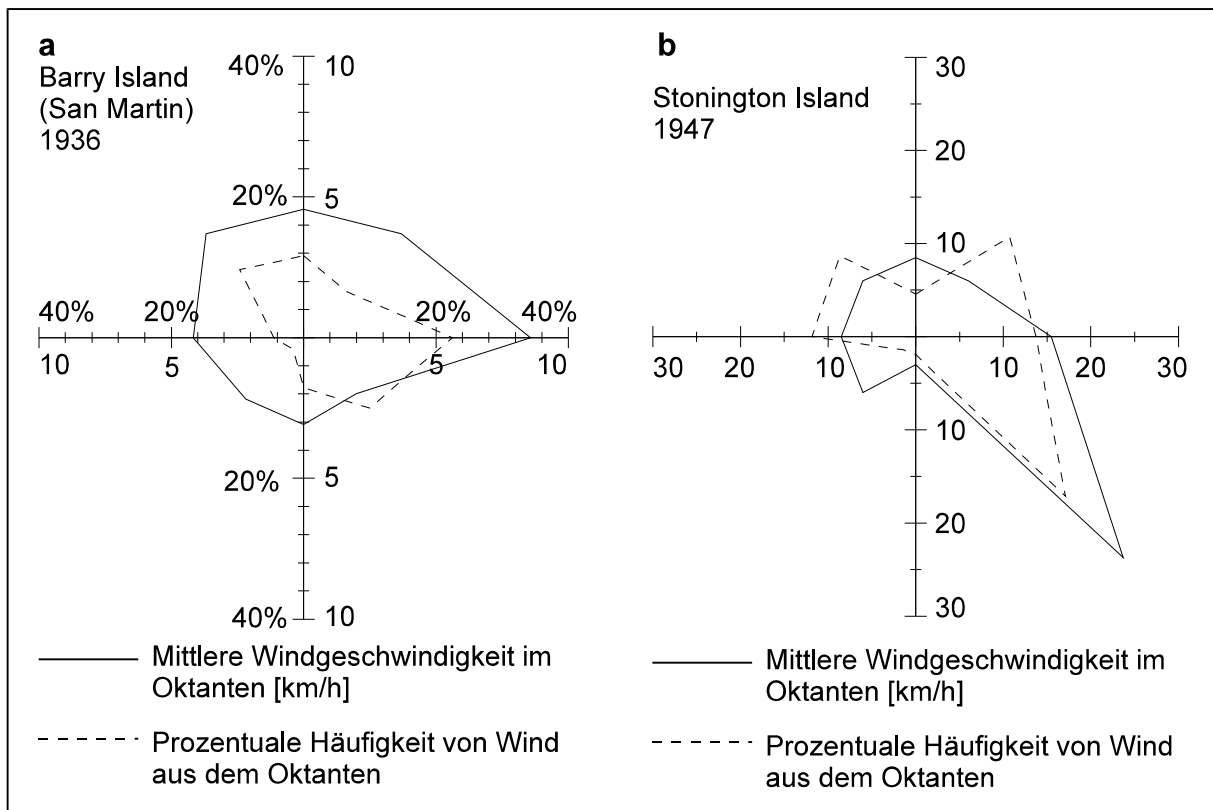


Abb. 8.1: Häufigkeit der Windrichtung und mittlere Windgeschwindigkeit für Barry Island, Debenham Island (San Martin) 1936 (Abb. 6.11a) und Stonington Island (Abb. 6.11b) Daten aus FLEMING ET AL. (1938) und PETERSON (1948).

(KOMÁRKOVA 1984, KOMÁRKOVA ET AL. 1990). Auf den Refuge Islands bei 68°21' Süd entdeckten SMITH (1982) Vertreter beider Arten. SMITH UND PONCET (1987) belegen daß beide Arten auf den Terra Firma Islands bei 68°42' Süd in Polstern und als Einzelpflanzen auftreten und sogar Blüten entwickeln. Dieser Standort stellt damit das bisher weltweit südlichste Auftreten von Blütenpflanzen dar. Obwohl Standorte weiter südlich bei Cape Jeremy aufgrund des Lokalklimas und der Nordexposition ebenfalls in Betracht kommen, wurden Blütenpflanzen im südlichen Teil der Marguerite Bay bisher nicht nachgewiesen (SMITH UND PONCET 1985). Im Norden und Nordosten der Bucht gibt es mehrere Standorte von *Deschampsia antarctica* und *Colobanthus quitensis*, wie z. B. Jenny Island, Neny Island und Lagotellerie Island um nur drei Standorte in nächster Nähe des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit zu nennen (GREENE UND HOLTOM 1971). Auf Millerand Island und an der Roman Four Promontory konnten die Pflanzen ebenso wenig entdeckt werden, wie auf den Debenham Islands und auf Stonington Island, obwohl Flechtenbewuchs dort reichlich anzutreffen ist (SMITH 1982). Neben Flechten sind auch Moose und makroskopische Algen in der gesamten Marguerite Bay auf eis- und sommerlich schneefreien Standorten verbreitet (MOE UND DELACA 1976, SMITH 1986). Zusammenhängende Moosteppiche finden sich bei Rothera Point und auf kleinen Inseln in der nördlichen Marguerite Bay (SMITH 1986).

8.3 Lokale Zirkulationsmuster

Die gemessenen Windrichtungen an der Westseite der Antarktischen Halbinsel sind einerseits durch die Lage im Westwindgürtel der Südhemisphäre auf der Luvseite des Gebirges ge-

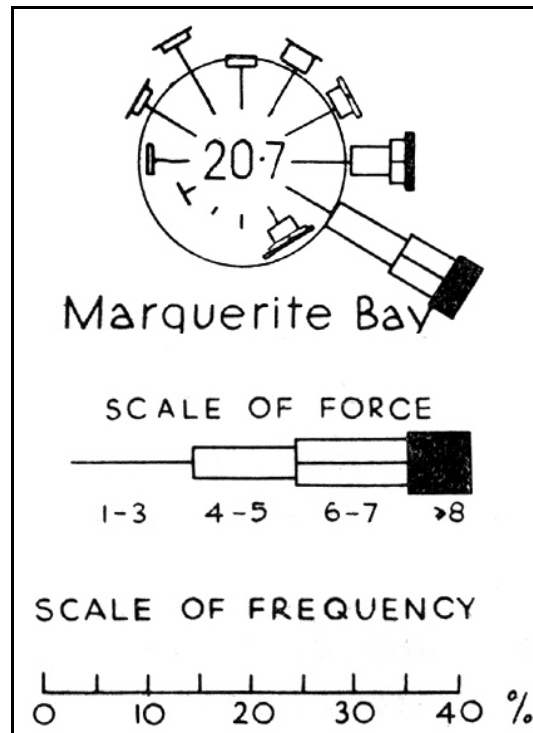


Abb. 8.2: Mittlere Windrose der Station Stonington für den Zeitraum 1946 bis 1950 (aus: PEPPER 1954).

kennzeichnet. Andererseits müssen lokale Strömungsmuster, die durch die Topographie bedingt sind, berücksichtigt werden. Die Bedeutung der regionalen Topographie macht SCHWERDTFEGER (1979) an einem Vergleich der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen zwischen April und September 1968 von Stonington Island und der Station Adelaide Island an der Südspitze der Insel klar: Bei Starkwind aus nordwestlicher Richtung in Adelaide Island ist im Mittel in Stonington nur eine leichte Brise aus Nordosten zu verzeichnen. Bei ausgeprägtem Föhnsturm aus Ost-südost in Stonington werden in Adelaide Island lediglich mittlere Windstärken aus nordöstlicher Richtung gemessen.

Die Dominanz zweier Hauptwindrichtungen ergeben sich sowohl aus den Daten für die Debenham Islands (San Martin) von 1936 (Abb. 8.1a) (RYMILL 1938) als auch aus den Windaufzeichnungen von Stonington Island (1947) (Abb. 8.1b) (PETERSON 1948). Die häufigen Ostwinde auf den Debenham Islands werden in Stonington aufgrund der topographischen Lage als Südostwinde entlang des Neny-Fjordes gemessen. Diese Windrichtungen weisen die stärkste mittlere Windgeschwindigkeit auf. Ein weiteres Maximum in der Häufigkeitsverteilung machen Nordwestwinde aus. Zudem erhält man für Stonington auch einen hohen Anteil von 20% an windarmen Zeiten, wie aus der Windrose der Aufzeichnungen in Stonington zwischen 1946 und 1950 hervorgeht (Abb. 8.2) (PEPPER 1954).

8.3.1 Westwetterlagen

Mit westlicher und nordwestlicher Anströmung ist die Heranführung zyklonal geprägter Luftmassen mit der Ausbildung typischer Frontdurchgänge verknüpft. Maximale Häufigkeit und Stärke dieser Winde gehen mit Perioden intensiven zyklonalen Einflusses einher. Der zyklonale Einfluß korreliert wiederum mit dem Druckgefälle zwischen der Marguerite Bay

und niedrigeren Breiten. Bedacht werden muß neben der halbjährigen Oszillation des Druckes in der Marguerite Bay (→ Kapitel 5.2), wie er in der unteren gepunkteten Linie in Abbildung 8.3 für Stonington Island dokumentiert ist, auch das Druckgefälle gegen die mittleren Breiten, wie es in Abbildung 8.3 durch den Bereich zwischen den beiden Jahresgängen des Luftdrucks deutlich wird. Die obere Linie in Abbildung 8.3 stellt den Druckverlauf an der Ostseite der Falklandinseln in Port Stanley dar. Dieser Zusammenhang wird auch in Abbildung 8.4 deutlich: Ebenso wie das Druckgefälle gegen Port Stanley hat nämlich die relative Häufigkeit von Winden aus Westnordwest und Nordnordwest multipliziert mit der Windgeschwindigkeit ein leichtes Maximum im Frühling und ein Minimum im Sommer.

Diese Größe entspricht dem Windweg im Monat aus der betrachteten Richtung. SCHWERDT-FEGER UND AMATURO (1979) schließen, daß zu dieser Jahreszeit das Auftreten großer Zyklonen mit östlicher Zugrichtung in der Margerite Bay am häufigsten ist, was zu relativ häufigem zyklonalem Wettergeschehen mit warmer Westströmung an der Westseite des Gebirges führt. Möglicherweise führt dies zu der leichten Asymmetrie des Jahresverlaufes der Lufttemperatur mit einem steilen Anstieg der Temperatur im Frühling auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel. Auch die Niederschlagsverteilung weist ein Maximum im Frühling und ein Minimum im Sommer auf (Abb. 8.4).

Als Beispiel einer Westwetterlage mit Starkwind sind in Abbildung 8.5 die Aufzeichnungen von drei AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher vom 26.12.94 bis zum 29.12.94 dokumentiert. An allen drei AWS tritt während der hohen Windgeschwindigkeiten am 27.12.94 und 28.12.94 durchgehend nordwestliche Windrichtung auf. Der Windgeschwindigkeitsmesser am McClary-Gletscher fällt in der zweiten Tageshälfte am 28.12.94 aus. Mit dem Einsetzen des Nordwestwindes steigt die Luftfeuchte auf Werte zwischen 90% und 100% und verharrt dort bis zum Abflauen des Windes am 29.12.94. Am Northeast-Gletscher dreht der Wind am frühen Morgen des 29.12.94 auf östliche und südliche Richtungen und die Luftfeuchte fällt auf 60% bis 70% ab. Dieser lokale Effekt tritt am McClary-Gletscher nicht auf. Während des 27.12.94 und 28.12.94 ergibt sich, bedingt durch die hohe Tubulenz kein Tagesgang der Lufttemperatur. Am Northeast-Gletscher wird nach dem Abflauen des Windes am 29.12.94 der Tagesgang der Lufttemperatur wieder deutlich.

8.3.2 Starkwind aus östlichen Richtungen

Die zweite Hauptwindrichtung ergibt sich durch die Vielzahl der Starkwindereignisse mit nordöstlicher bis südöstlicher Anströmung. In Stonington wird dieser Wind aufgrund der lokalen Topographie fast ausschließlich als Südoststurm gemessen (PETERSON 1948). Die Auswirkungen dieser Oststürme mit Windgeschwindigkeiten bis zu 140 km/h beschreibt FUCHS (1982, S. 65) eindrücklich:

„But before they could turn back [26 August 1946] they found themselves pinned down for thirty-six hours by one of the great down-draught winds referred to locally at Stonington, in politer moments, as the ‘fumigator’.(...) Gusting to 100 knots, the wind eroded the surrounding surface until the tents were perched on pedestals and increasingly in danger of blowing away. On the second day of their lie-up it suddenly died away, and they broke camp to set out for base over a completely changed surface of enormous wind-cut sastrugi.“

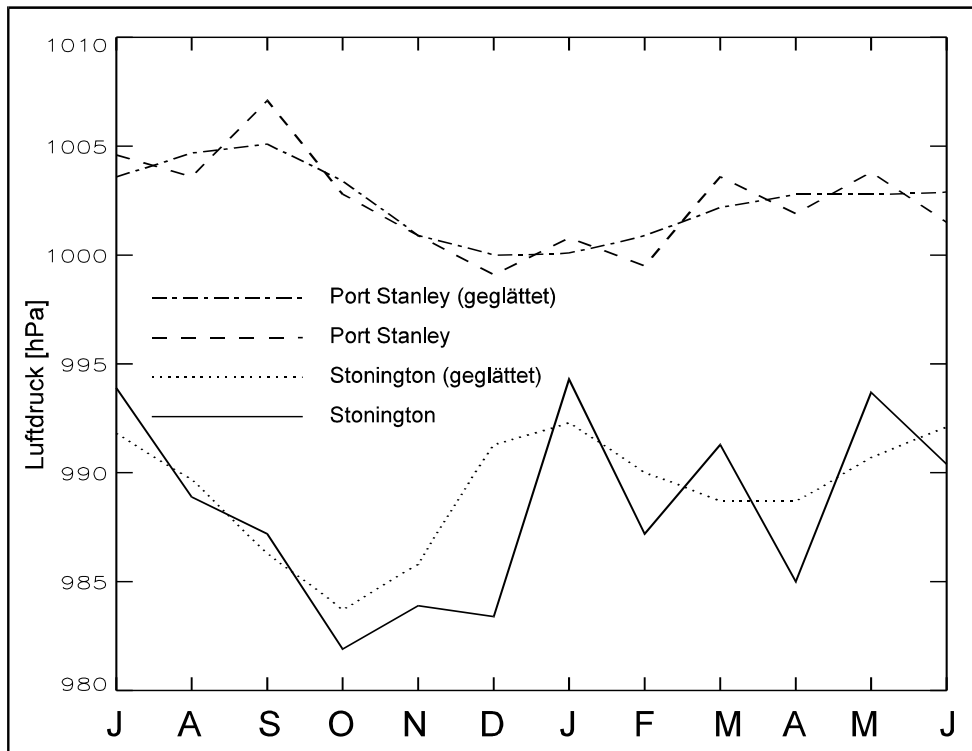


Abb. 8.3: Mittlerer Jahresgang des Luftdrucks in Port Stanley (obere Kurven) und Stonington (untere Kurven) von 1946 bis 1950 (Daten aus: PEPPER 1954).

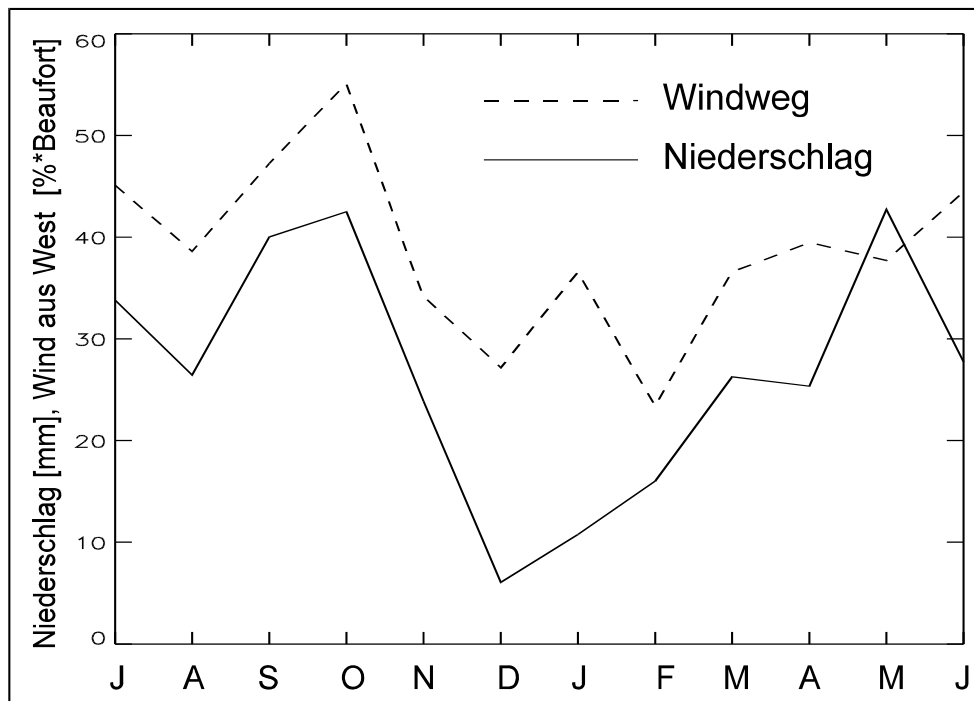


Abb. 8.4: Mittlerer Monatsniederschlag und mittlerer Wind aus Nordnordwest und Westnordwest für Stonington Island von 1946 bis 1950. Die für den Nordwestwind repräsentative Größe wurde aus der relativen Häufigkeit der Windrichtung in Prozent multipliziert mit der mittleren Windstärke in Beaufort berechnet (Daten aus PEPPER 1954).

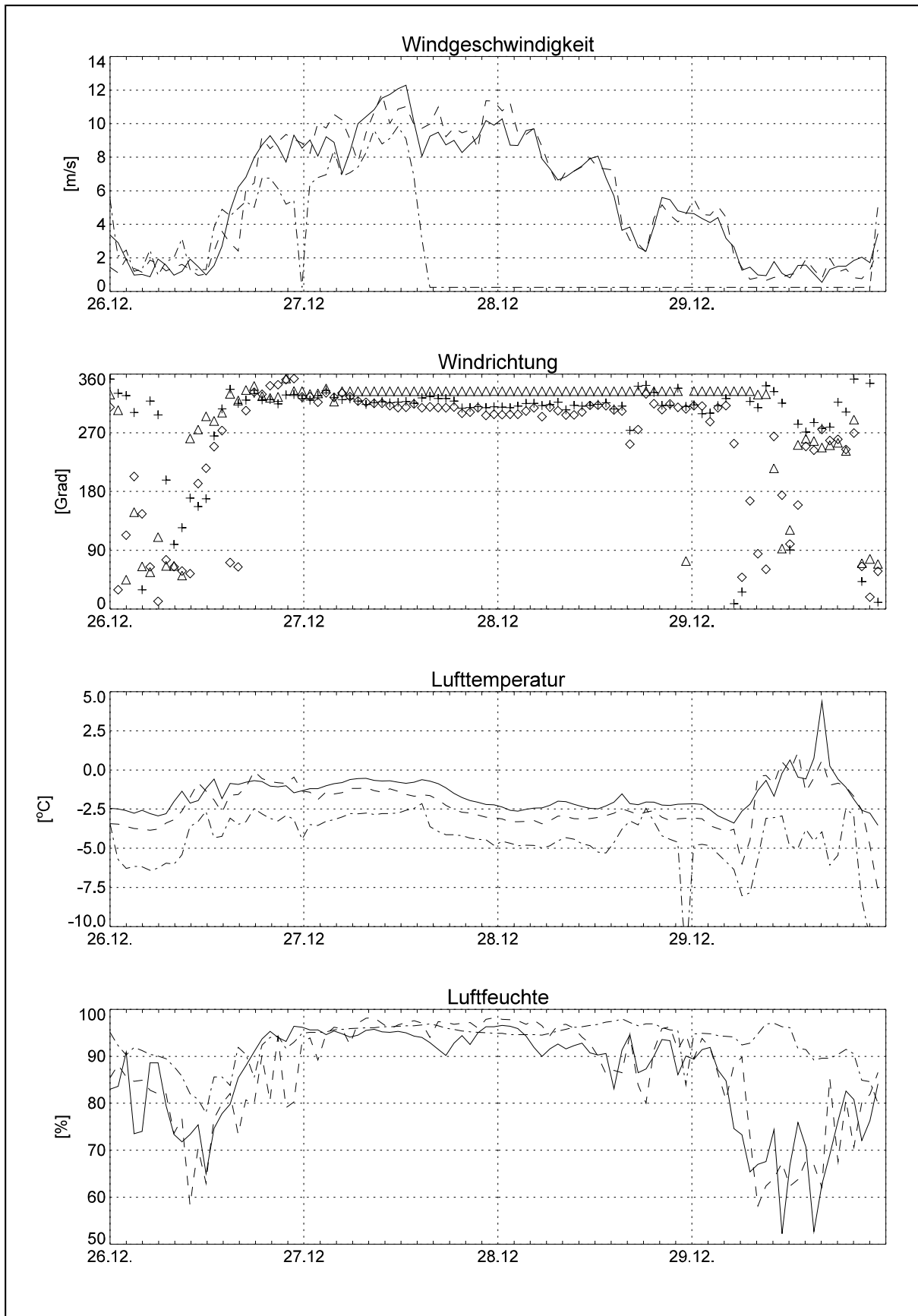


Abb. 8.5: Abbildungsunterschrift auf der nächsten Seite

Abb. 8.5: Westwetterlage vom 26.12.94 bis zum 29.12.94 bei San Martin. Dargestellt sind Einstundenmittelwerte von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Lufttemperatur und Luftfeuchte an drei AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher. Die durchgezogene Kurve und die Kreuze bezeichnen die Station 'Campamento' im Übergangsbereich beider Gletscher nahe den Debenham Islands (San Martin). Die gestrichelte Linie und die Rauten bezeichnen die Daten der Station 'Northeast-Gletscher' und die durch Punkte und Striche erzeugte Kurve sowie die Dreiecke zeigen die Daten der Station auf dem McClary-Gletscher. Am 27.12.94 tritt am Anemometer der AWS 'McClary' ein Defekt auf.

Die Luftfeuchtigkeit im Bodenniveau sinkt während der östlichen Fallwinde auf durchschnittlich 45% (PETERSON 1948). PEPPER (1954) nennt beispielhaft zwei Episoden, wo im Anschluß an das Einsetzen des Oststurmes die Temperatur innerhalb weniger Stunden um mehrere Grad ansteigt. Andererseits beschreibt er, daß winters wie summers die niedrigsten Temperaturen bei Windrichtungen um Ost und Südost auftreten (PEPPER 1954).

Für die Erklärung der heftigen Ostwinde gibt es zwei Ansätze. Einerseits könnte bodennahe Kaltluft vom Plateau im Einzugsgebiet der großen Auslaßgletscher wie dem Northeast-Gletscher aufgrund niedrigerer potentieller Temperatur gravitativ beschleunigt werden. Andererseits könnten die Winde als Föhnstürme gedeutet werden.

FLEMING ET AL. (1938) stellen fest, daß die Lufttemperatur an den Debenham Islands deutlich höher lag während der Oststürme verglichen mit Wettersituationen mit leichtem Wind aus östlichen Richtungen. Ein ähnlicher Befund ergibt eine Textpassage aus dem 'Report on meteorological activities Base E, 1946-1947' im September 1947 (BAS document reference: AD6/2E/1947/x):

The remainder of the month was apparently characterised by strong winds with rare fine spells, drift, and above-average temperatures.

Bei Strahlungswetterlagen stellt WUNDERLE (1996) Kaltluftabfluß mit mäßiger Windgeschwindigkeit fest, der auf die bodennahe Luftschicht beschränkt ist. Beides legt nahe, daß moderate Windgeschwindigkeiten aus Ost als katabatisch abfließende bodennahe Kaltluft zu deuten sind, während Ostwinde mit Sturmstärke als Föhnwind anzusprechen sind.

Hohe positive Temperaturanomalien verzeichnen FLEMING ET AL. (1938) für Starkwinde mit nordwestlicher oder nördlicher Anströmung. Daraus ziehen die Autoren den Schluß, daß ein Föhneffekt beim Überströmen des Plateaus nicht unbedingt Ursache des Temperaturanstieges zu sein braucht, sondern daß die Nordoststürme warme Luftmassen niederer geographischer Breite herantransportieren. Allerdings scheint ein Teil der Stürme regionale Ursachen zu haben, denn FLEMING ET AL. (1938) stellen fest, daß die Starkwinde aus gleicher Richtung und mit gleicher Intensität viele Stunden bliesen, unabhängig davon, wie der Luftdruck sich veränderte. Auch WUNDERLE (1996) beschreibt die Messung eines Starkwindereignisses mit nördlicher Windrichtung, bei dem sich die Lufttemperatur um 5 K erhöhte, während die Luftfeuchte von 90% auf 50% absank. Besonders das Absinken der Luftfeuchte weist auf Föhn hin, da ein mit der Annäherung einer Zyklone verbundenes Starkwindereignis kaum so niedrige Luftfeuchten mit sich bringen kann.

WUNDERLE (1996) erklärt die Starkwinde aus östlichen bis ostnordöstlichen Richtungen ebenfalls als katabatischen Abfluß vom Plateau und macht den Kanaleffekt entlang des

Northeast-Gletschers für die hohen Windgeschwindigkeiten verantwortlich. Eine Reduktion der Lufttemperatur um 2 bis 6 K nach dem Einsetzen des Sturmes unterstützt diese These. Allerdings konnte WUNDERLE (1996) keine direkten Vergleichsmessungen auf dem McClary-Gletscher durchführen, wo er erheblich geringere Windgeschwindigkeiten vermutet. Auffällig für die Ostwinde ist, daß bei manchen Ereignissen die hohe Windgeschwindigkeit auf die untersten 150 Meter über der Oberfläche beschränkt sind. Radiosondenaufstiege in Stonington im Jahr 1947 belegen, daß die Windgeschwindigkeit von 70 km/h am Boden auf nur mehr 24 km/h in 200 m über dem Boden abgenommen hat. Mit zunehmender Höhe dreht der Wind gegen den Uhrzeigersinn über Nord nach West. In 2500 m über Grund liegt ein Westwind mit mittlerer Windgeschwindigkeit um 32 km/h vor. Die geringe vertikale Erstreckung des Ostwindes spricht für einen Wind des Borátyps und gegen einen Föhnwind. Es muß außerdem bedacht werden, daß katabatisch abfließende Kaltluft ebenfalls einen trockenadiabatischen Anstieg der Lufttemperatur und eine starke Abnahme der relativen Luftfeuchte erfahren würde.

Dies steht im Gegensatz zur Darstellung bei SCHWERDTFEGER UND AMATURO (1979) und SCHWERDTFEGER (1984), die die Ausdehnung der Plateauflächen als Quellregion solch ausgeprägter katabatischer Stürme mit einer Persistenz über mehrere Tage für nicht ausreichend halten. SCHWERDTFEGER (1984) und SCHWERDTFEGER UND AMATURO (1979) analysieren die meteorologischen Aufzeichnungen während der zweimonatigen Phase im Frühsommer 1947 im Hinblick auf Föhnereignisse in der Marguerite Bay, als während der Ronne Antarctic Expedition zeitgleich Beobachtungen in Stonington, auf dem Plateau und am Cape Keeler am Larsen Eisschelf vorgenommen wurden (PETERSON 1948). Es zeigt sich, daß für alle Fälle mit Windgeschwindigkeiten über 15 m/s aus östlicher Richtung in Stonington eine hohe Druckdifferenz zwischen Cape Keeler und Stonington von ca. 10 hPa auftrat. Tab. 6.1 aus SCHWERDTFEGER (1984) belegt, daß im Mittel alle Zeiträume mit einer Druckdifferenz zwischen Cape Keeler und Stonington von mehr als 10 hPa extrem hohe Windgeschwindigkeiten aus Südost am Cape Keeler und aus nahezu östlicher Richtung in Stonington zeigen. Die potentielle Temperatur ist am Plateau und in Stonington in den betrachteten Fällen jeweils nahezu identisch, was auf einen trockenadiabatischen Temperaturgradienten, wie er für Föhnsituationen typisch ist, schließen läßt (SCHWERDTFEGER 1984, S. 91).

Die relative Feuchte verringert sich nicht immer in dem Maße, wie es bei Föhnsturm durch die Zunahme der Lufttemperatur beim Abstieg der Luftmassen zu erwarten wäre. SCHWERDTFEGER (1984, S. 93) begründet die Zunahme der absoluten Feuchte mit der Verdunstung von Driftschnee, der als Suspensionsfracht bei Starkwinden in der Luftströmung mitgeführt wird.

	Stonington	Plateau	Cape Keeler
Windrichtung	108°	51°	165°
Windgeschwindigkeit	17 m/s	9.8 m/s	7.7 m/s
Temperatur	-3.9 °C	-21.1°C	-14.6°C
Druck	969 hPa	760 hPa	982 hPa

Tab. 8.1: Mittelwerte der Windrichtung, der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und des Drucks für alle Zeiträume mit einer Druckdifferenz von mehr als 10 hPa zwischen Cape Keeler und Stonington Island im Frühsommer 1947 (verändert aus SCHWERDTFEGER 1984, S. 92).

Zwei Beispiele aus parallelen Messungen in Stonington Island, am Cape Keeler, welches am Larsen-Eisschelf liegt, und auf dem Plateau der Antarktischen Halbinsel im Frühjahr 1947 verdeutlichen den Ansatz von SCHWERDTFEGER UND AMATURO (1979). Beim ersten Beispiel steigt mit einsetzendem Ostwind die Temperatur in Stonington in wenigen Stunden von -14°C auf -3°C an. Die potentielle Temperatur liegt am Cape Keeler um 13 K niedriger als in Stonington. In der Inversion wird die von Osten über die Weddellsee anströmende Luft weiter gekühlt, stabilisiert und als Barrierewind vor dem Gebirge nach Norden abgelenkt. Sie ist zu schwer, um über das Gebirge geführt zu werden. Darüber wird der vergleichsweise warme Ostwind nach dem Überströmen des Gebirges zu dynamischem Abstieg gezwungen und kommt als warmer Föhnwind in Stonington an. Das andere Ereignis führt in Stonington nach dem Einsetzen des Oststurmes zu einem Temperatursturz um 5 K. Die potentielle Temperatur am Cape Keeler liegt aber diesmal nur wenig niedriger als in Stonington. SCHWERDTFEGER UND AMATURO (1979) vermuten, daß kalte Luft aus der schwachen Inversion die Kammhöhe der Antarktischen Halbinsel erreicht hat und dann in der Ostströmung auf der Westseite abwärts geführt wurde. Trotz des trockenadiabatischen Temperaturanstiegs kommt die Luft auf der Westseite kälter an als die maritime Warmluft, die von ihr verdrängt wird. Diese beiden Beispiele illustrieren, warum Starkwind aus Osten bei gleicher synoptischer Lage einmal als Kaltlufteinbruch und einmal als Warmlufteinbruch in der Marguerite Bay wirksam werden.

Von Oktober bis Dezember 1940 führten R. Palmer und L. Lehrke am Plateaurand oberhalb des Amphitheaters ($68^{\circ}07'S / 66^{\circ}30'W$) meteorologische Messungen durch (DORSEY 1945). Leider existiert keine detaillierte Auswertung der Daten mit Vergleich zu den Daten, die zeitgleich in Stonington erhoben wurden. Wind aus Nordost, Ost oder Südost tritt am Plateau in diesem Zeitraum mit einer relativen Häufigkeit von 55% auf. 46% aller gemessenen Windgeschwindigkeiten erreichen Sturmstärke und davon entfällt ein Anteil von 96% auf Ostwinde. Ein erstaunliches Ergebnis für eine Station im Kammbereich eines Gebirges welches quer zur Westwinddrift liegt! Vergleicht man mittlere Windgeschwindigkeit und Häufigkeit des Windes aus Südost in Stonington und aus Ost am Plateau im Frühjahr 1947 ergeben sich weitere Gesichtspunkte (Abb. 8.6): Im Oktober 1947 ist zwar die relative Häufigkeit der Windereignisse ähnlich, aber die in Stonington gemessene Windgeschwindigkeit ist nahezu doppelt so hoch wie auf dem Plateau. Im November ist die relative Häufigkeit am Plateau etwas geringer als in Stonington. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in Stonington wiederum mehr als doppelt so hoch wie am Plateau. Im November 1947 ist die relative Häufigkeit ebenso wie die mittlere Windgeschwindigkeit in Stonington gegenüber Oktober 1947 wesentlich reduziert. Am Plateau wird praktisch überhaupt kein Ostwind verzeichnet. Daraus kann folgender Schluß gezogen werden: Obwohl häufig Ostwind sowohl am Plateau als auch in Stonington gemessen wird, muß es zudem Situationen geben, bei denen dem Ostwind in Stonington keine Ostanströmung am Plateau entspricht.

Zwei Beispiele aus der Meßkampagne 1994/95 verdeutlichen die Situation bei Ostwindereignissen (Abb. 8.7 und Abb. 8.8):

Abbildung 8.8 dokumentiert ein Starkwindereignis am 30.01.95 und 31.01.95. Die Windfahne aller drei AWS zeigt östliche bis nordöstliche Windrichtung an. Am 29.01.95 steigt wenige Stunden vor Einsetzen des Sturmes die Temperatur innerhalb von 4 Stunden um ca. 3 K an. Gleichzeitig sinkt die Luftfeuchte von fast 100% auf unter 60%. Während der folgenden

beiden Sturmtage sinkt die Lufttemperatur allmählich von Werten um $+1^{\circ}\text{C}$ auf Werte um 0°C ab. Sie liegt damit aber immer noch höher als in der ersten Tageshälfte des 29.01.95. In den ersten Stunden des 01.02.95 setzt der Ostwind aus, und die Windrichtung dreht bei jetzt leichtem Wind auf West bis Nordwest. Dabei sinkt im Verlaufe des 01.02.95 die Temperatur um ca. 2.5 K ab und die Luftfeuchte steigt wiederum von 60% auf über 90% an. Bei katabatischem Kaltluftabfluß müßte die Lufttemperatur während des Sturmes sinken, da die Kaltluft auch im Meeresniveau trotz der trockenadiabatischen Temperaturzunahme kälter ankommen muß als die Luft, die sie dort verdrängt. Da die Lufttemperatur sowohl vor als auch nach dem Oststurm niedriger sind als während des Oststurmes wird der Starkwind als Föhn interpretiert. Auch die signifikante Absenkung der Luftfeuchte während des Sturmes an allen drei AWS deutet auf ein Föhnereignis hin. Die Windgeschwindigkeit ist während des Sturmes am McClary deutlich geringer, während im Tal des Northeast-Gletschers die höchsten Werte gemessen werden. Dies ist auf den Kanalisierungseffekt entlang des Northeast-Gletscher zurückzuführen. Entsprechend der Kanalisierung setzt am Northeast-Gletscher der Wind zuerst ein. Der Anstieg der Windgeschwindigkeit erfolgt am McClary-Gletscher trotz ungefähr gleicher westlicher Lage zwei Stunden später. Weiter westlich an der Station 'Campamento' im Windschatten der Butson Ridge erfolgt der Anstieg der Windgeschwindigkeit mit ca. 4 Stunden Verzögerung.

Im Gegensatz dazu läßt das Windereignis am 04.01.95 (Abb. 8.7) keinen eindeutigen Schluß auf die Ursache des Starkwindes zu, da Lufttemperatur und Luftfeuchte keine signifikanten Änderungen erfahren. Wie am 29.01.95 steigt wenige Stunden vor Einsetzen des Starkwindes die Lufttemperatur um mehrere Grad an, während die relative Luftfeuchte absinkt. Auch die zeitliche Verzögerung des Anstiegs der Windgeschwindigkeit zwischen den drei AWS ist für beide dokumentierten Situation ähnlich. Im weiteren Verlauf sinkt die Lufttemperatur ab und am 05.01.95 und 06.01.95 ist nach Abflauen des Windes der Tagesgang der Lufttemperatur wieder erkennbar. Die Lufttemperaturen verbleiben aber auch nach dem Starkwindereignis im selben Niveau. Ebenso bleibt die Luftfeuchte am 05.01.95 und 06.01.95 niedrig. Die Windgeschwindigkeiten sind am Northeast-Gletscher wesentlich höher als am McClary-Gletscher. Die Station McClary-Gletscher weist aber denselben prinzipiellen Verlauf auf. Lokaler Kaltluftabfluß vom Plateau, wie er am 29.12.94 in den Morgenstunden am Northeast-Gletscher auftrat (Abb. 8.5), könnte am McClary keine solche Auswirkung haben, wie er am 04.01.95 (Abb. 8.8) erkennbar ist, da der direkte Anschluß an das Plateau durch eine, die Luftsömung kanalisierende, Talung nicht gegeben ist. Aus diesem Befund wird geschlossen, daß das Windereignis am 04.01.95 nicht rein lokalen Charakters ist, sondern mindestens zum Teil durch mesoskalige Überströmung des Gebirges im Bereich der inneren Marguerite Bay hervorgerufen wurde.

Zusammenfassend können folgende Aussagen getroffen werden:

- Obwohl oftmals keine großräumige Ostströmung vorliegt, wird in Stonington häufig ein heftiger Südostwind mit im Mittel über 5.5 m/s gemessen. Der Abfluß lokaler Kaltluftmassen, die an den hoch gelegenen Plateauflächen durch negative Strahlungsbilanz an der Oberfläche entstehen, muß hierfür die Ursache sein.
- Typischer Föhn tritt bei großräumiger Ostströmung auf. Das dynamische Absinken der Luftmassen auf der Westseite, wie es der Gebirgskörper erzwingt, wird durch thermisch bedingtes Abfließen kalter Luft verstärkt. Durch den Einschnitt von Northeast-Gletscher und Neny Gletscher wird die abwärts fließende Luft kanalisiert und beschleunigt, so daß

im Mittel in Stonington die Windgeschwindigkeit wesentlich höher ist als am Plateau und der Wind in südöstliche Richtung kanalisiert wird.

- Die Veränderung der Lufttemperatur auf der Westseite des Gebirges beim Einsetzen des Ostwindes hängt von der Herkunft der Luftmasse und ihrer potentiellen Temperatur ab. Auch föhnartiges Überströmen des Gebirges kann zum Absacken der Lufttemperatur auf der Westseite in Stonington und San Martin führen. Ein deutlicher Anstieg der Lufttemperatur läßt jedoch zwingend auf dynamisches Überfließen - also Föhn - schließen, da thermisch bedingt abfließende Luft auf Meeresniveau kälter ankommen muß als die Luft, die sie dort verdrängt.
- Mit der dauerhaften Installation von automatischen Wetterstationen (AWS) auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel am südlichen Larsen Eisschelf (STEARNS UND WEIDNER 1990) ergibt sich eine neue Möglichkeit die bei RYMILL (1938), DORSEY (1941), PETERSON (1948), SCHWERDTFEGER UND AMATURO (1979) und WUNDERLE (1996) diskutierten Ansätze zu überprüfen. Wünschenswert wäre allerdings die Installation einer AWS im Kammbereich des Gebirges bei ungefähr 68°10' Süd.

Abb. 8.6: Mittlere Windrichtung und Windhäufigkeit am Plateau östlich von Stonington Island (linke Spalte) und in Stonington (rechte Spalte) für die Monate September 1947 (A), Oktober 1947 (B) und November 1947 (C) (Daten aus PETERSON 1948).

Abb. 8.7: Ostwetterlage vom 03.01.95 bis zum 06.01.95 bei San Martin. Dargestellt sind Einstundenmittelwerte von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Lufttemperatur und Luftfeuchte an drei AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher. Die durchgezogene Kurve und die Kreuze bezeichnen die Station 'Campamento' im Übergangsbereich beider Gletscher nahe den Debenham Islands (San Martin). Die gestrichelte Linie und die Rauten bezeichnen die Daten der Station 'Northeast' und die durch Punkte und Striche erzeugte Kurve sowie die Dreiecke zeigen die Daten der Station auf dem McClary-Gletscher.

Abb. 8.8: Ostwetterlage vom 29.01.95 bis zum 01.02.95 bei San Martin. Dargestellt sind Einstundenmittelwerte von Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Lufttemperatur und Luftfeuchte an drei AWS auf Northeast- und McClary-Gletscher. Die durchgezogene Kurve und die Kreuze bezeichnen die Station 'Campamento' im Übergangsbereich beider Gletscher nahe den Debenham Islands (San Martin). Die gestrichelte Linie und die Rauten bezeichnen die Daten der Station 'Northeast' und die durch Punkte und Striche erzeugte Kurve sowie die Dreiecke zeigen die Daten der Station auf dem McClary-Gletscher.

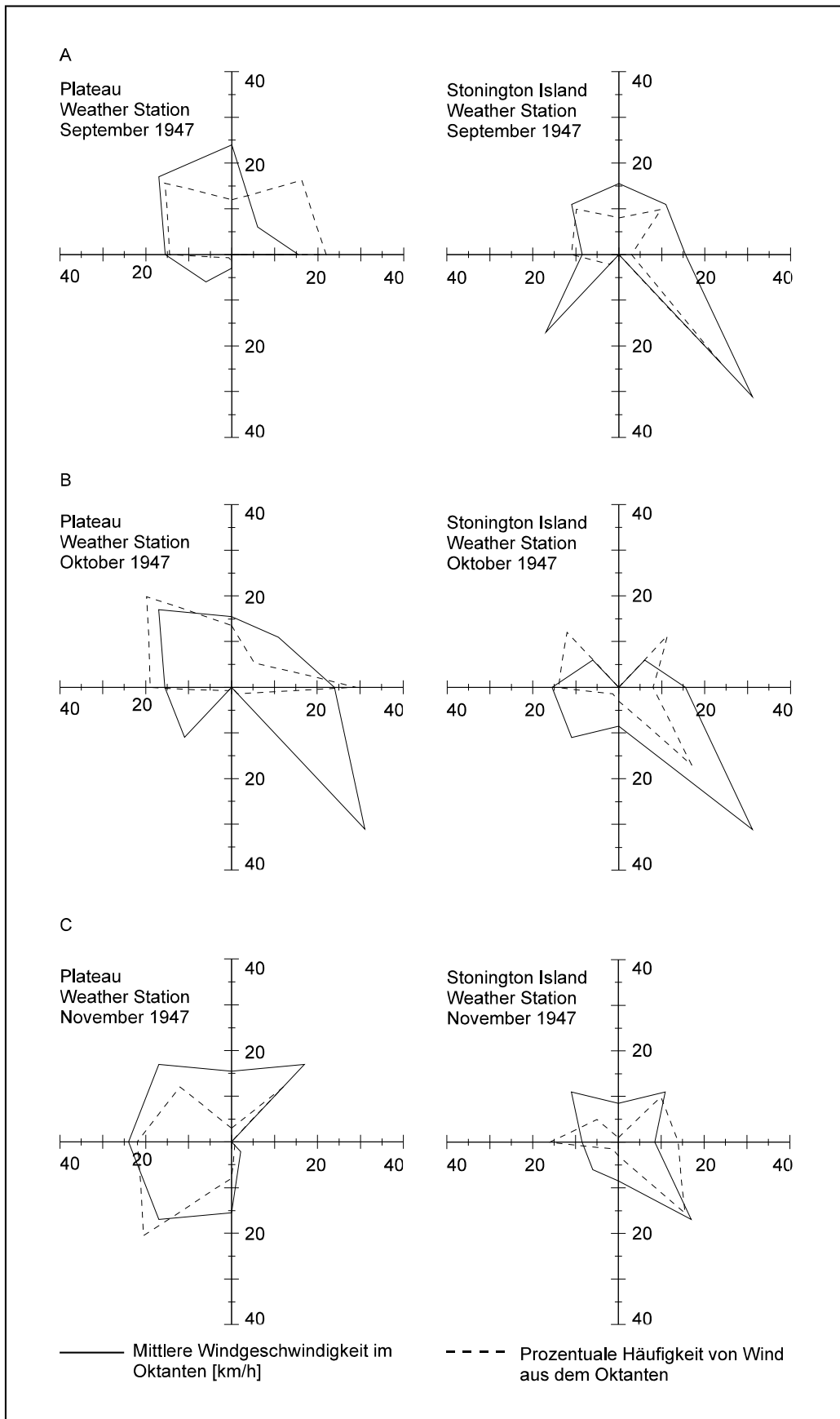


Abb. 8.6.

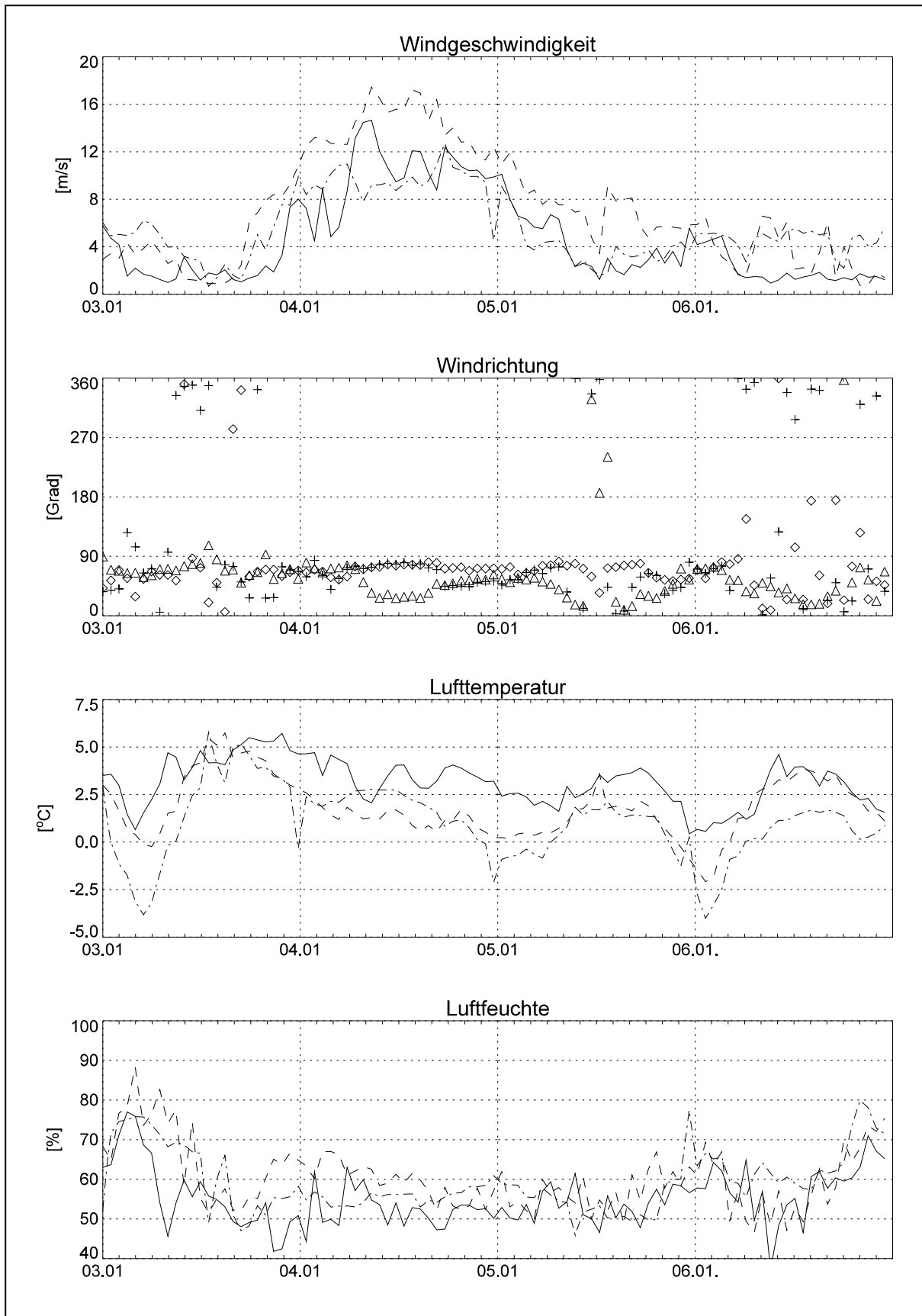


Abb. 8.7.

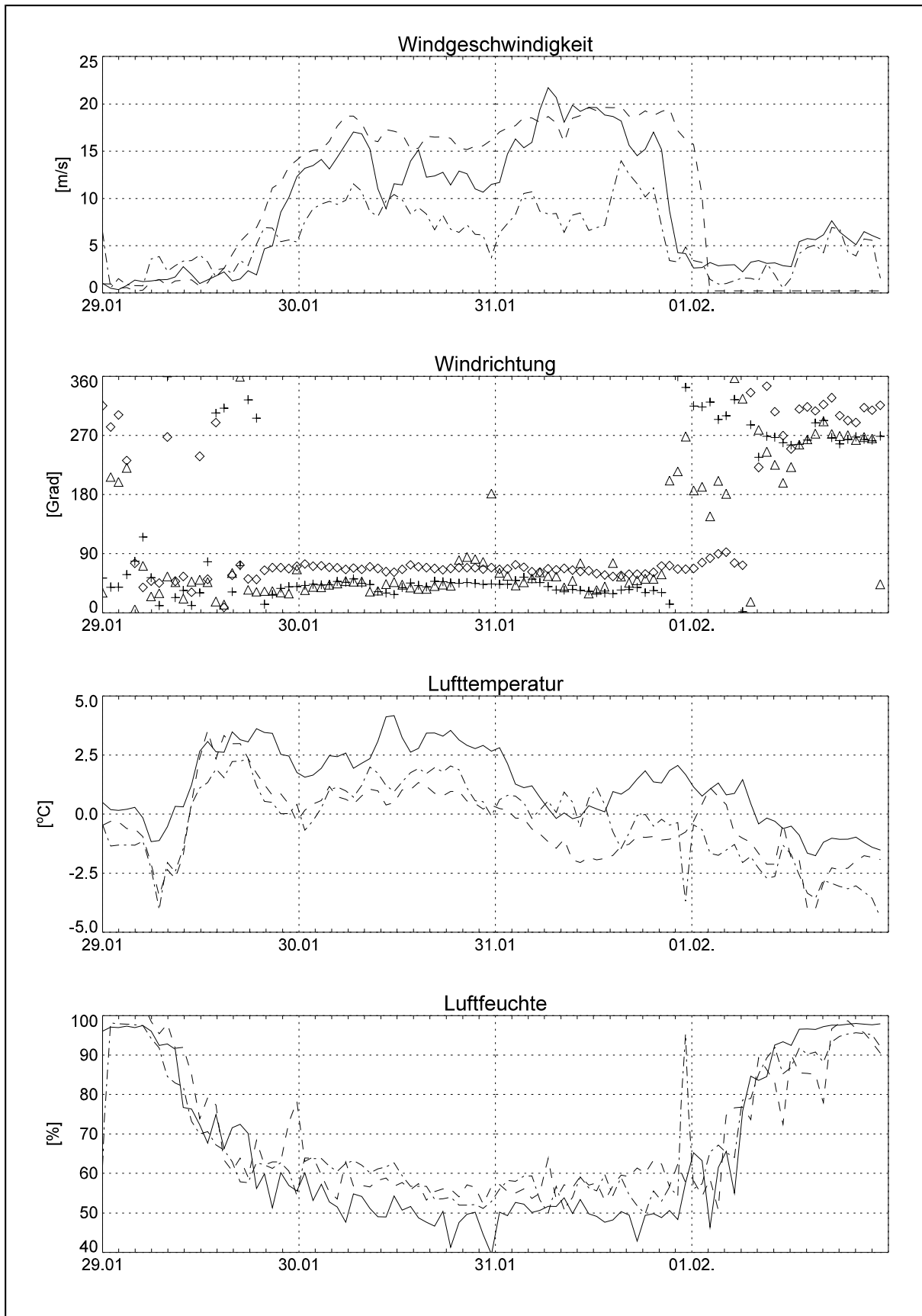


Abb. 8.8.

8.4 Jahrgang der Lufttemperatur

Einige Charakteristika der Temperaturkurven der inneren Marguerite Bay wurden bereits im Zusammenhang mit typischen Wetterlagen aufgezeigt. Die mittleren jährlichen Temperaturgänge von Stonington, San Martín und Rothera (Abb. 8.9) zeigen ein in den Spätwinter verschobenes Minimum. Auch die Meereisbedeckung weist ein in den Spätwinter verschobenes Maximum ihrer Ausdehnung auf. Dies läßt auf den Einfluß der Meereisbedeckung schließen, die die kontinentale Tönung des Klimas der inneren Marguerite Bay durch die Abkopplung von der Ozeantemperatur im Winter verstärkt. Das Phänomen des kernlosen Winters ist aufgrund der Nähe zum Meer nur undeutlich ausgeprägt. WUNDERLE (1996) errechnet einen Unterschied von 2 K bezüglich der Jahresmitteltemperaturen von Stonington Island und San Martín. Er führt dies jedoch auf die unterschiedlichen Meßzeiträume zurück. Aus historischem Interesse sind in Abb. 8.10 die Temperaturverläufe, die während der British Graham Land Expedition 1936 auf den Debenham Islands gemessen wurden, und die während der Ronne Antarctic Expedition 1947 aufgezeichneten Temperaturwerte dargestellt.

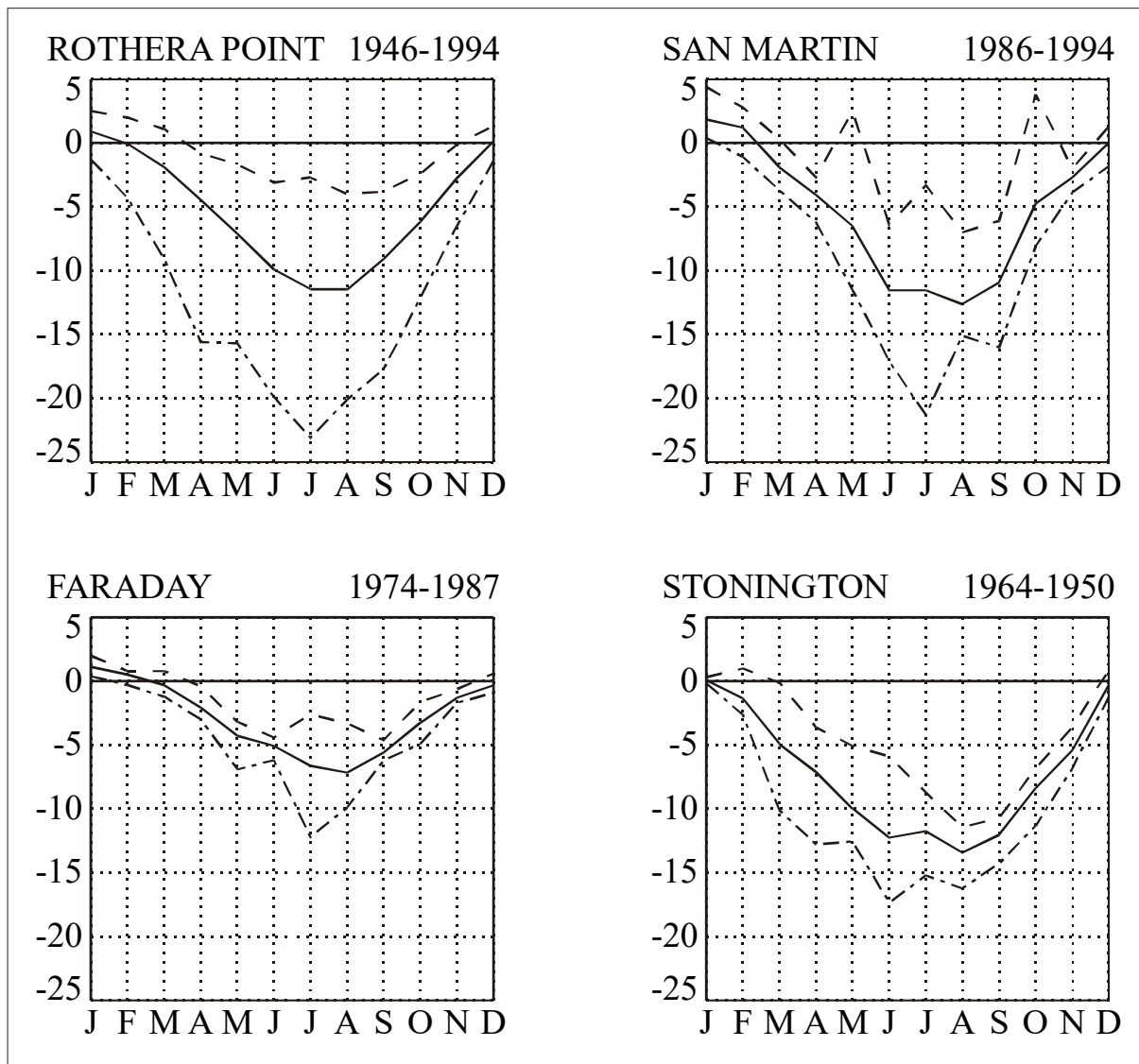


Abb. 8.9: Jahrgänge der Lufttemperatur der Stationen Rothera Point, Faraday, San Martín und Stonington. Der Meßzeitraum ist jeweils oben rechts angegeben.

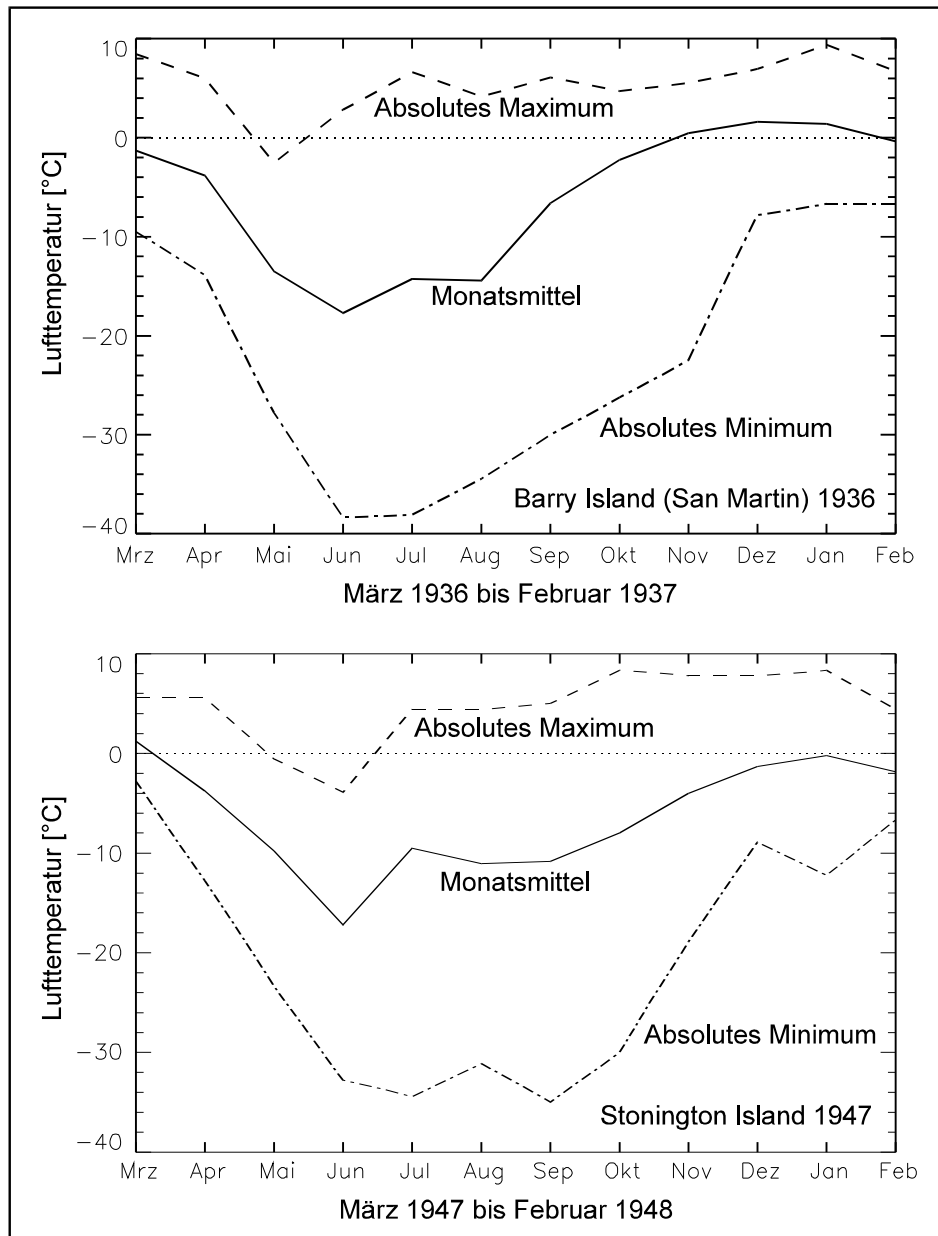


Abb. 8.10: Monatsmittel der Lufttemperatur sowie absolute Maxima und Minima der Lufttemperatur im Monat auf Barry Island, Debenham Islands (San Martin) 1936/37 (obere Graphik) und auf Stonington Island 1947/48 (untere Graphik) (Daten aus FLEMING ET AL. 1938 und PETERSON 1948).

In beiden Graphen in Abb. 8.10 wird die große Spannweite zwischen Monatsmittelwerten und den Temperaturextrema deutlich. Der Vergleich beider Kurven ergibt auch einen Hinweis auf die hohe Variabilität der Monatsmittelwerte von Jahr zu Jahr.

Die Westwetterlagen mit der Advektion milder Meeresluft höherer Breiten führten selbst im Winter kurzzeitig bei Frontdurchgängen zu extrem hohen Lufttemperaturen über dem Gefrierpunkt wie sie beispielsweise in Stonington zwischen März 1947 und Februar 1948 gemessen wurden (Abb. 8.10). Die Temperaturmessungen an der Station San Martin zeigen, daß in jedem Monat Lufttemperaturen über 0°C mindestens kurzfristig auftreten (WUNDERLE 1996). PETERSON (1948) berichtet hierzu:

„Such unexpected high temperatures suggested the description ‘banana belt’ to many of the visitors to this region“

Mit den Lufttemperaturen über 0°C gehen häufig kurz andauernde Schmelzereignisse an der Schneeoberfläche einher, die zu einer ausgeprägten Stratifizierung der Schneedecke führen. FLEMING ET AL. (1938) berichten von großen Temperatursprüngen am Ende des Winters bei nur geringer Veränderung der Windrichtung im nordwestlichen Quadranten und führen dies auf die Verbreitung von Meereis in diesem Quadranten zurück.

Über den Höhengradienten der Lufttemperatur liegen neben den in Kapitel 5 referierten Arbeiten, die sich auf die ganze Antarktische Halbinsel beziehen, wenige Hinweise vor, die sich speziell mit der Marguerite Bay befassen. Aus den vergleichenden Messungen in Stonington Island und auf dem Plateau der Antarktischen Halbinsel östlich von Stonington Island im Oktober und November 1947 durch die Ronne Antarctic Expedition ergibt sich ein Temperaturgradient von -0.5 K/100 m. Ergebnisse der Radiosondenaufstiege von Stonington Island konnten in der Literatur nicht gefunden werden.

8.5 Niederschlag

Angaben über den Jahresniederschlag überspannen einen weiten Bereich, was neben der hohen natürlichen Variabilität auch in der schwierigen Erfassung des festen Niederschlages bei hohen Windgeschwindigkeiten begründet ist. Erleichtert wird die Situation dadurch, daß während der Starkwinde aus östlichen Richtungen nahezu kein Niederschlag fällt, während die Hauptniederschläge bei westlicher oder nordwestlicher Anströmung bei Windgeschwindigkeiten fallen, die so gering sind, daß in der Regel keine Schneedrift auftritt (DORSEY 1941).

TURNER ET AL. (1995) bestimmen die synoptische Situation für alle Niederschlagsereignisse an der Station Rothera in der nördlichen Marguerite Bay von März 1992 bis Februar 1993. Dabei stehen 80% aller Niederschlagsereignisse im Zusammenhang mit zyklonalen Störungen. Die wichtigste Kategorie (48% aller Zyklonen mit Niederschlag in Rothera) stellen Zyklonen westlich der Halbinsel über der Bellingshausen See dar, die zu einer nordwestlichen Anströmung relativ warmer Luftmassen führen. TURNER ET AL. (1995) nehmen an, daß der südlichere Teil der Halbinsel in diesen Situationen oftmals im Einflußbereich kalter, polarer Luftmassen verbleibt. Eine derartige Wetterscheide bei ca. 68° Süd mit Schichtbewölkung im Norden bei Adelaide Island und Strahlungswetter im Süden bei Alexander Island konnte während der Sommerkampagne 1994/95 in San Martin (68° Süd) häufig beobachtet werden. Von den Zyklonen in der Bellingshausen See im Jahr 1992/93 hatten 51% ihren Ursprung in den mittleren Breiten, während 49% südlich von 60° Süd am Kontinentrand entstanden sind. Lediglich 48% aller Niederschlagsereignisse sind an Fronten gebunden (TURNER ET AL. 1995). Dies unterstreicht die Bedeutung orographisch bedingter Niederschläge in der Region. Zyklonen mit südöstlicher Zugrichtung und Endstadium in der südöstlichen Bellingshausen See ergeben nur wenig Niederschlag und sind in Rothera vergleichsweise wenig wetterwirksam.

WUNDERLE (1996) gibt für das Meßfeld (vgl. Abb. 7.3 und Abb. 7.5) in ca. 150 m N.N. am Northeast-Gletscher für 1993 eine Jahresakkumulation von 560 mm an, die er aus der Stratifizierung der Schneedecke ableitet. An anderer Stelle nennen WUNDERLE ET AL. (1995)

einen Gesamtniederschlag zwischen 400 - 500 mm. Zwischen Februar 1947 und Januar 1948 wurde in Stonington durch die Besetzung der amerikanischen Station ein Jahresniederschlag von 401 mm Niederschlag gemessen (PETERSON 1948). PEPPER (1954) gibt für 1947 einen Wert von 331 mm an. Das Jahresmittel als Mittelwert zwischen 1947 und 1949 beläuft sich in Stonington auf 285 mm. SCHWERDTFEGGER (1984) gibt einen Wert von 331 mm mittleren Jahresniederschlag für Stonington an. Betrachtet man die Stratifizierung des Eiskörpers und der Schneedecke an Northeast- und McClary-Gletscher und kalkuliert aus der Dicke der Jahresschichten die Nettoakkumulation, erhält man höhere Werte, wie in Kapitel 9 ausgeführt wird. Es muß bedacht werden, daß die Niederschlagsmenge in den ersten Hunderten von Metern mit der Höhe orographisch bedingt zunimmt. Der Niederschlag in Stonington oder San Martin auf Meeresniveau ist demnach niedriger als in einigen hundert Metern Höhe auf den Gletschern.

8.6 Luftfeuchtigkeit

Die mittlere Luftfeuchtigkeit ist stark abhängig von der vorherrschenden Wetterlage. Selten weniger als 90% Luftfeuchte mißt PETERSON (1948) 1947 in Stonington bei westlicher oder nördlicher Anströmung. Dagegen führt polare Kaltluft aus Süden und Südwesten zur Reduktion der mittleren Feuchte auf 60% bis 70%. Die geringsten Luftfeuchten zwischen 30% und 50% treten im Zusammenhang mit den Fallwinden aus östlichen Richtungen auf.

8.7 Regionale Klimaänderung

Die Indizien des Klimawandels der Region wurden in Kapitel 5.7 dargestellt. Für das nähere Untersuchungsgebiet ergeben sich folgende Ergänzungen:

WUNDERLE (1996) berechnet aus dem Datensatz 'Marguerite Bay' des British Antarctic Survey, der eine Kombination aus Daten von Adelaide Island, Stonington Island und Rothera Point darstellt, einen Trend von 0.67 K/10 Jahre für den Zeitraum von 1946 bis 1994. Für die Station San Martin hingegen findet er einen Trend von 2.05 K/10 Jahre für den Zeitraum von 1976 bis 1993 (→ Kapitel 5.7.1.2).

Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus dem Bericht von V. Fuchs nach seinem letzten Besuch in Stonington im Sommer 1972/73. Er vergleicht die lokale Situation mit seinen Eindrücken aus den 40iger Jahren (FUCHS 1982, p 315 f.):

„There stood Roman Four and Mount Nemesis, near at hand the sharp top of Neny Island, and away to the south the dark rocks of Little Thumb rising above Red Rock Ridge. But even those old friends were not the same. Their steep gullies, once filled with permanent ice and snow, were now bare rock. Stonington itself, where once we had skied down to the shore, was almost completely free of snow.“

9 NORTHEAST-GLETSCHER UND McCLARY-GLETSCHER

9.1 Northeast-Gletscher

9.1.1 Morphologie des Northeast-Gletschers

Der Northeast-Gletscher bei 68°08' Süd und 67° West bildet eine der größten glaziologischen Einheiten der inneren Marguerite Bay. NICHOLS (1960, S. 1442) bezeichnet den Northeast-Gletscher als Piedmontgletscher. Das nahezu vertikale Eiskliff mit Höhen zwischen 10 m und 67 m (FLEMING 1940, S. 93) wird nur dort durch zungenartige Rampen unterbrochen, wo der Gletscher auf anstehendem Gestein endet (NICHOLS 1960), wie bei Stonington Island bis in die 50iger Jahre und bei Barbara Island (Debenham Islands) ab den 60iger Jahren dieses Jahrhunderts. Der Gletscher kann als Auslaßgletscher des Plateaueises angesprochen werden. Eisdicken vom Plateau der Antarktischen Halbinsel wurden bei verschiedenen Überfliegungen mit Eisdickenradar gemessen und sind in einer Datenbank des British Antarctic Survey (BAS) abrufbar. Die verfügbaren Werte der Eismächtigkeit im Umkreis des Untersuchungsgebietes wurden durch D. Vaughan (BAS) zur Verfügung gestellt. Im Einzugsgebiet des Northeast-Gletschers finden sich auf dem Plateau Eisdicken zwischen 230 m und 550 m wobei sich im Mittel ein Wert von 410 m ergibt. Das Längsprofil des Northeast-Gletschers ist in Abbildung 9.1a abgebildet. Die Profillinie ist in Abb. 9.2 abgetragen. Abb. 9.2 wurde direkt aus dem DTM abgeleitet, ohne daß eine Nachbearbeitung der Konturlinien erfolgte. Eine topographische Skizze des gleichen Geländeausschnittes findet sich im Anhang (Abb. 13.1). Vom Plateau mit Höhen von 1200 bis 1500 m N.N. fließt dem Northeast über eine steile Rampe mit ca. 13% durchschnittlichem und 40% maximalem Gefälle die Haupteismasse aus südöstlicher Richtung zu. Diese Rampe diente den Schlittenhundeteams von Stonington Island als Aufgang zum Plateau (FUCHS 1982, S. 63):

'Ahead they could see a very steep slope leading to the top. It soon became known locally as 'Sodomy Slope', a pseudonym for an even ruder name, but as neither was acceptable in polite society, the less descriptive, but more respectable, 'Sodabread Slope' was eventually substituted.'

In der topographischen Karte im Maßstab 1:500.000 des britischen Ordnance Survey von 1963 wird dieser Gletscherbruch mit dem Namen 'Amphitheatre' bezeichnet. FUCHS (1982) hingegen bezeichnet einen karartigen Kessel einige Kilometer westsüdwestlich mit diesem Namen.

Über 19 km erstreckt sich der Talgletscher des Northeast-Gletschers vom Fuß des Sodabread Slope bis zum Eiskliff bei Stonington Island. Das Gefälle ist mit ca. 3% gering, es finden sich auch ebene Abschnitte und flache Mulden an der Gletscheroberfläche, die zu flachen Gegenanstiegen führen. Erst der letzte Kilometer vor dem Kliff bringt den Abstieg von ca. 200 m N.N. auf die wenigen Zehnermeter N.N., die das Kliff aufweist. Ein ca. 1,5 km breiter Zufluß führt am nordwestlichen Ende des Talkessels vom ca. 650 m N.N. gelegenen McClary-Gletscher zum dort ca. 550 m N.N. hohen Northeast-Gletscher hinunter. Die Profillinie (Abb. 9.1c) dieser Verbindung zwischen den beiden Gletschern ist in Abb. 9.2 eingetragen. Im weiteren Talverlauf sind auf 15 km Länge Northeast- und McClary-Gletscher durch die Bergkette der Butson Ridge getrennt. Die letzten 3 km zum Eiskliff fließen McClary und Northeast-Gletscher zusammen, so daß an der Gletscheroberfläche keine exakte Abgrenzung der beiden Eismassen auszumachen ist.

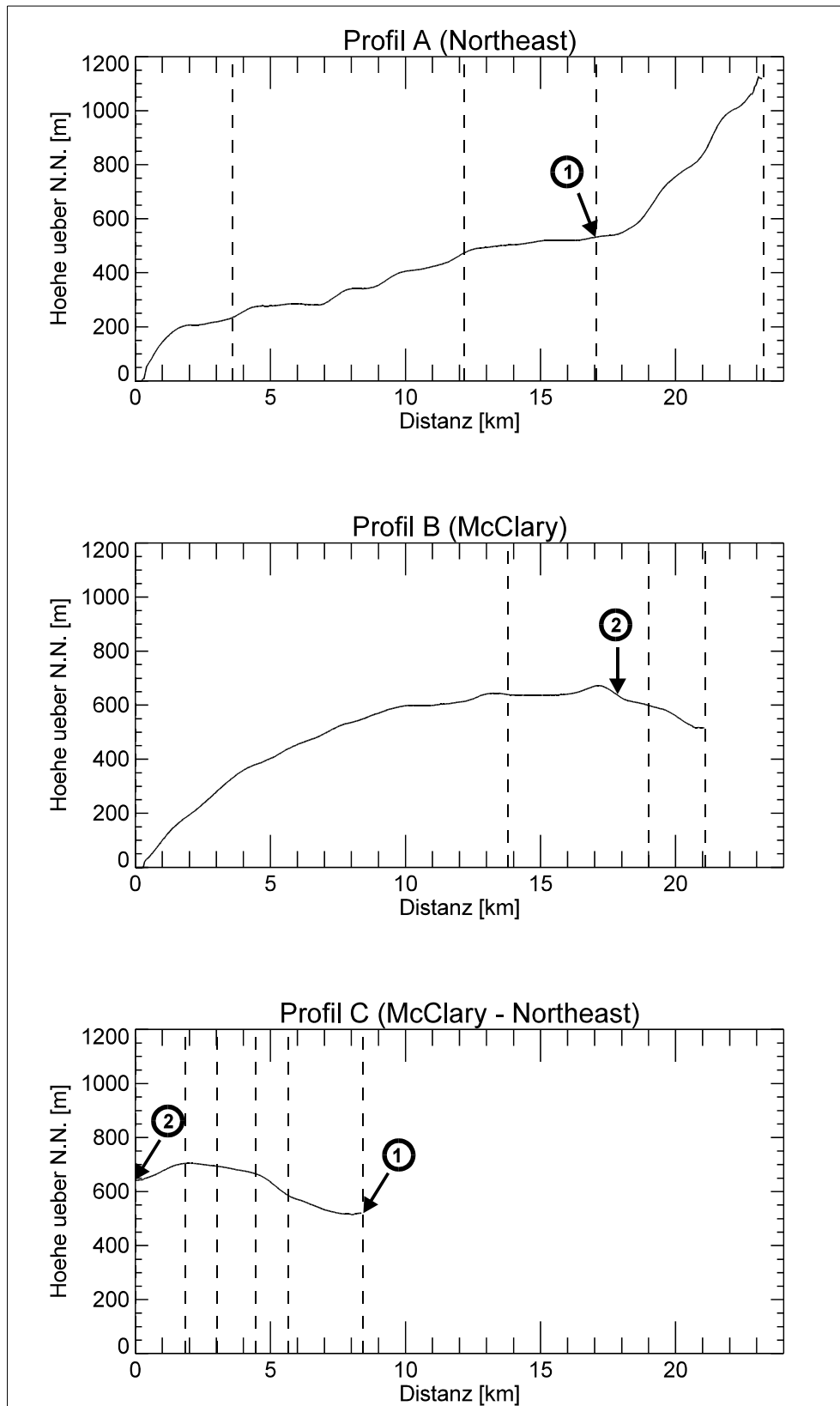


Abb. 9.1: Höhenprofile mit zehnfacher Überhöhung entlang des Northeast-Gletschers (A), des McClary-Gletschers (B) und der Verbindung zwischen McClary- und Northeast-Gletscher (C). Die Lage der Profile ist in Abbildung 9.2 eingetragen. Die Punkte 1 und 2 markieren die Verknüpfungen der Profile A und B mit dem Querprofil C. Die gestrichelten Linien markieren Punkte, der Richtungsänderung der Profile.

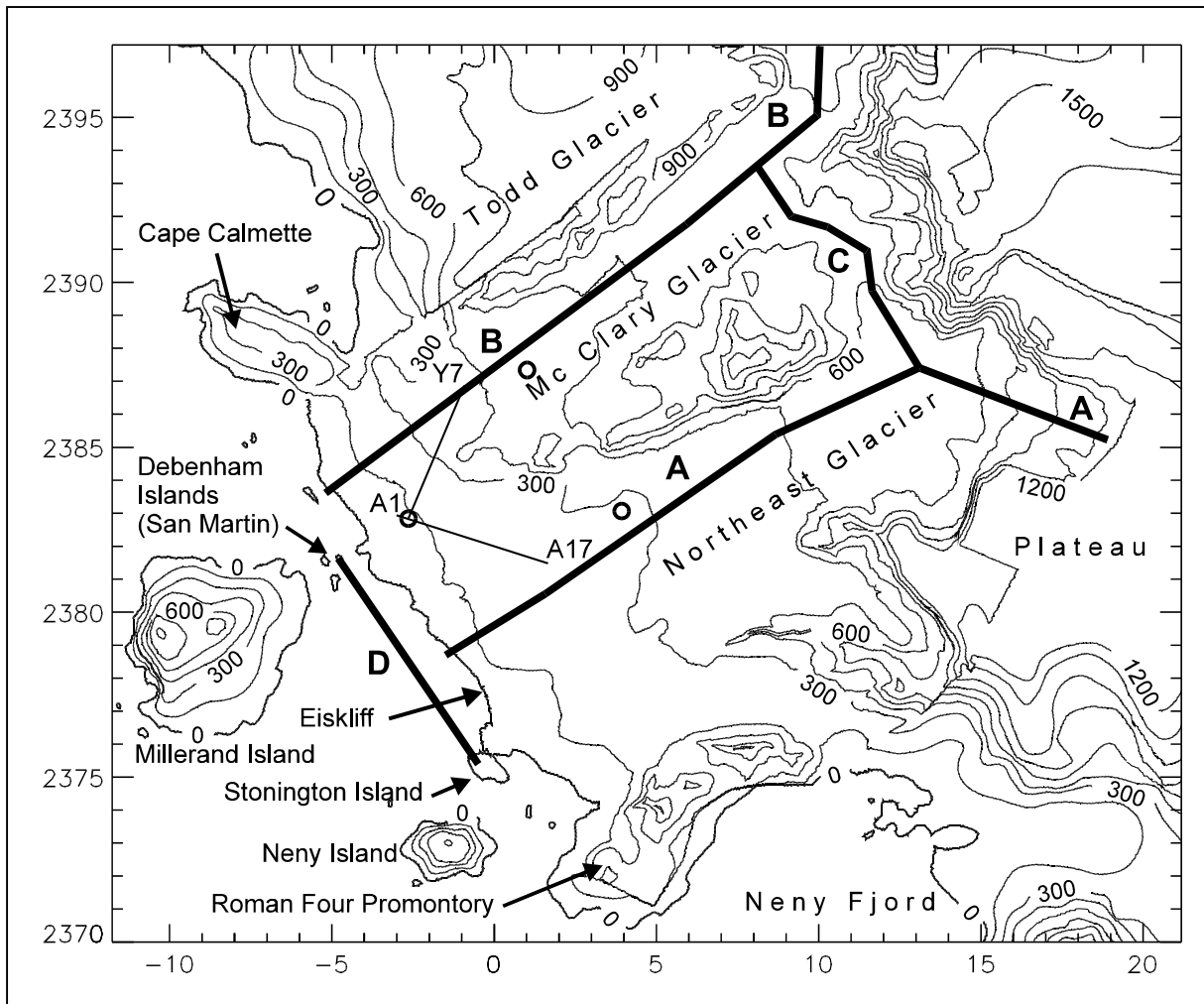


Abb. 9.2: Topographische Skizze des Untersuchungsgebietes abgeleitet aus dem DTM. Die Linien A, B und C bezeichnen die in Abbildung 9.1 abgebildeten Profile entlang der Gletscher. Die Linie D zeigt die Lage des bathymetrischen Profils zwischen Barry Island (San Martín) und Stonington Island (Abb. 9.3). Die Georeferenzierung ist identisch mit den Koordinaten in Abbildung 13.1 im Anhang.

Die südliche Talflanke des Northeast-Gletschers ist in mehrere kurze Seitentälchen mit karartigem Abschluß zerlappt. Ca. 8 km vor dem Eiskliff strömt ein Teil des Eises über eine flache Transfluenz nach Südosten durch einen ca. 2 km breiten Einschnitt dem Neny Fjord zu. Das gemeinsame Eiskliff von Northeast- und McClary-Gletscher erstreckt sich in flachem Bogen vom Roman Four Promontory im Südsüdosten bis zum Cape Calmette im Nordnordwesten. Die Debenham Islands, zwischen Millerand Island und dem Eiskliff gelegen, markieren ungefähr die Stelle, wo das Eiskliff des McClary-Gletschers in das Eiskliff des Northeast-Gletschers übergeht. Dieser Übergang liegt ca. 6 km südsüdöstlich des Ansatzes des Eiskliffs am Cape Calmette.

Die Eisdicke des Northeast-Gletschers nahe des Eiskliffs kann anhand des bathymetrischen Profils (Abb. 9.3) abgeschätzt werden. Das Profil wurde entlang der Verbindungslinie von Stonington Island und San Martín aus der bisher nicht veröffentlichten Seekarte im Maßstab 1:10.000 des 'Servicio de Hidrografia Naval' der argentinischen Marine gewonnen. Die

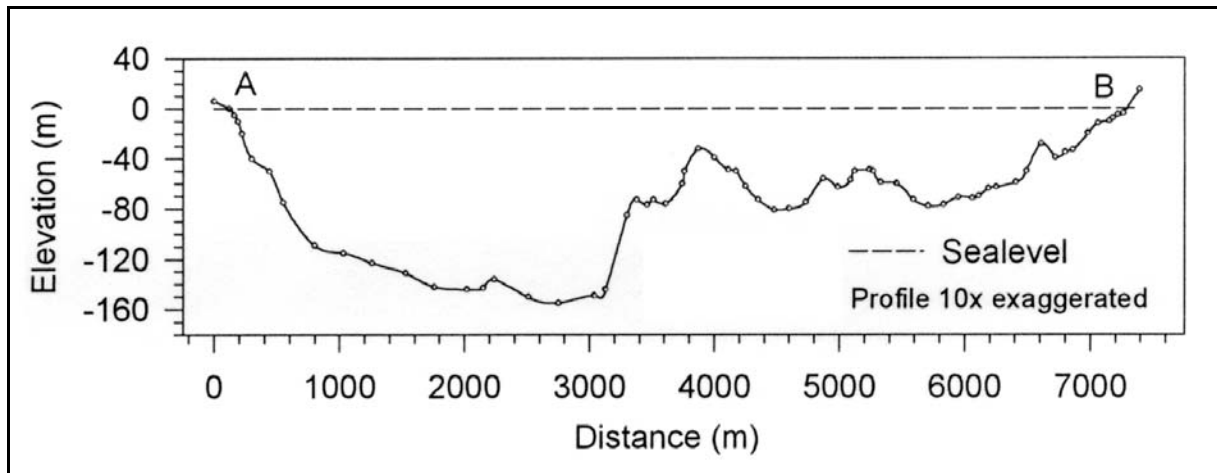


Abb. 9.3: Bathymetrisches Profil zwischen Stonington Island (Punkt A) und Barry Island (San Martín) (Punkt B), abgeleitet aus einer unveröffentlichten hydrographischen Karte des 'Servicio de Hidrografia Naval' der argentinischen Marine.

Profillinie ist in Abbildung 9.2 als Linie mit der Bezeichnung 'D' eingetragen. Addiert man zu den Profiltiefen eine durchschnittliche Eiskliffhöhe von ungefähr 50 m so erhält man Gletschermächtigkeiten zwischen 80 und 200 m. Zwischen Millerand Island, Neny Island und dem Eiskliff liegen die Meerestiefen alle im Bereich zwischen 50 m und 150 m Tiefe. Der im Tiefenprofil erkennbare Trog setzt sich nach Westen hin fort. Aufgrund des Talverlaufes des Gletschers und der Tatsache, daß der Meeresboden in westliche Richtung nicht stark abfällt liegen, kann man schließen, daß in nordöstlicher Richtung ebenfalls die Höhenlage des Gletscheruntergrundes auf einige Kilometer ähnliche Werte aufweist. An Punkten 2 km nordöstlich der Gletscherkante kann so bei Gletscherhöhen von ca. 150 m N.N. die Gletscherdicke auf 200 m bis 300 m geschätzt werden.

9.1.2 Fließdynamik des Northeast-Gletschers

NICHOLS (1960) beschreibt die Formation eines Brucheisfeldes aus Eisbergen 'brash and growler field', welches durch den Northeast-Gletscher in einem scharf abgegrenzten zentralen Bereich nördlich von Stonington Island während des Winters in das Meereis hineingeschoben wird (Abb. 9.4.). Aus dieser saisonalen Bildung schließt Nichols eine Fließgeschwindigkeit von über 100 m ('several hundred feet') pro Jahr. KNOWLES (1945, S. 174) gibt für die sich langsamer bewegenden Bereiche am Südrand des Gletschers eine Fließgeschwindigkeit von 8 cm pro Tag, also ungefähr 30 m pro Jahr, an.

NICHOLS (1973) diskutiert aufgrund dieser Beobachtungen, ob die Bildung eines solchen 'Eisfächers' auf einen Gletscher-Surge zurückzuführen sei. Das von NICHOLS (1960) beschriebene Brucheisfeld ist ebenfalls auf einem Luftbild des United States Geological Service' von 1969 erkennbar (Abb. 9.5). Auch im Frühsommer 1994/95 konnte das Brucheisfeld beobachtet werden und vom Winter 1996 wird die Ausbildung dieses Feldes ebenfalls berichtet (Jorge Vigil, Instituto Antartico Argentino, persönliche Mitteilung).

Der starke Anstieg der Fließgeschwindigkeit zum Zentrum des Northeast-Gletschers ist auch in Abb. 7.5 ersichtlich. Hier wurde der Versatz von Ablationsstangen senkrecht zur Fließrichtung und relativ zum Meßpunkt A1 für die Zeit von März 1994 bis Februar 1995

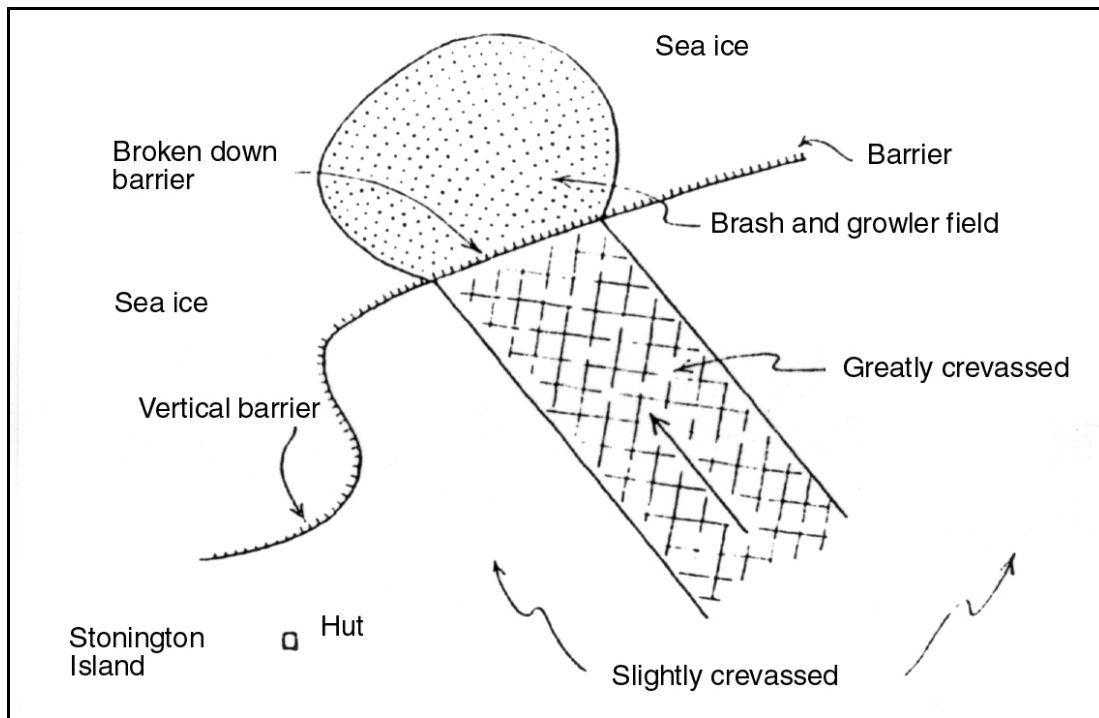


Abb. 9.4: Skizze des winterlichen Brucheisfeld vor dem Gletscherkliff des Northeast-Gletschers (aus: NICHOLS 1948).

aufgetragen (→ Kapitel 7). Die Lage der Stangenreihe A1 bis A17 ist in Abb. 9.2 eingetragen. Im Bereich zwischen 4000 m und 4500 m Abstand von A1 entlang der Stangenreihe ergibt sich ein markanter Anstieg der Fließgeschwindigkeit.

Ein Winkelreflektor am Meßpunkt A1 bildet sich in den beiden der ERS-1-SAR-Aufnahmen vom 3. März 1994 und vom 18. Januar 1995 als heller Bildpunkt ab. Aus der Verschiebung dieses Bildpunktes in den beiden Szenen bezüglich der Küstenlinie der Debenham Islands konnte der Versatz des Meßpunktes A1 zu $53 \text{ m} \pm 35 \text{ m}$ pro Jahr bestimmt werden (→ Kapitel 7). Zählt man hierzu den in Abbildung 7.5 abgetragenen relativen Versatz, so ergibt sich eine Fließgeschwindigkeit beim Meßpunkt A17 von $148 \text{ m} \pm 65 \text{ m}$ pro Jahr. Da der Punkt A17 immer noch ca. 2 km nördlich der stark verspalteten Zone des schnell fließenden Eises liegt, wie sie auf dem Luftbild von 1969 (Abb. 9.5) erkennbar ist, kann auf eine etwas höhere Fließgeschwindigkeit im zentralen Teil des Gletschers geschlossen werden. Ein solches Raummuster der Fließvektoren finden WU ET AL. (1996) durch die interferometrische Auswertung eines ERS-1 / ERS-2 Bildpaares vom 15. und 16. Oktober 1995. Der Bereich mit Fließgeschwindigkeiten über 0,3 m pro Tag, was 110 m pro Jahr entspricht, ist im südwestlichen Teil auf die zentralen Teile des Gletschers beschränkt. Die randlichen Bereiche dieser piedmontartigen Weitung der Eismasse weisen weit geringere Fließgeschwindigkeiten auf. Gletscheraufwärts hingegen, im nordöstlichen Teil, wo der Gletscher durch Bergketten eingengt ist, ist ein größerer Anteil der Gletscheroberfläche als schnell fließend dargestellt. An den eng abgegrenzten Bereich höherer Fließgeschwindigkeit in der Gletschermitte schließt sich im Interferogramm nahe der Gletscherkante eine Region mit geringer interferometrischer Kohärenz an, für die keine Fließvektoren berechnet wurden. Dieser Teil entspricht dem im Luftbild (Abb. 9.5) erkennbaren Gletscherbruch mit stark zerrütteter Oberfläche.

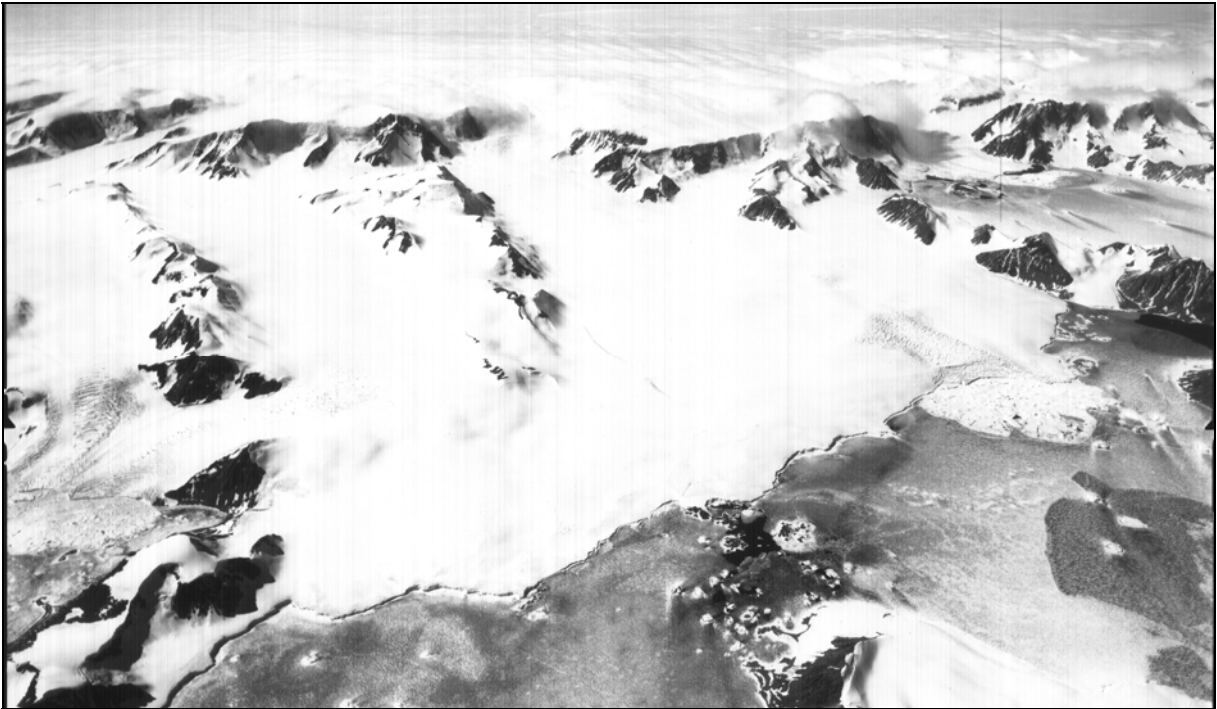


Abb. 9.5: Ausschnitt aus einem Luftbild des U.S. Geological Survey von 1969 (F31 USNGS T17511263 Peninsula TMA 2166-313). Die Blickrichtung ist von Nordwest. Im Vordergrund sind die Nordostspitze von Millerand Island und die Debenham Islands erkennbar. Die Butson Ridge trennt den McClary-Gletscher im Norden vom Northeast-Gletscher im Süden. Der Gipfel des Schauinslands ist an den westlichsten apereen Stellen der Butson Ridge zu finden. Im Süden nahe Stonington Island bildet das Luftbild das winterliche Brucheisfeld ab, welches vor dem Eiskliff des Northeast-Gletschers im Bereich seines zentralen Gletscherbruchs in das Meer geschoben wird.

Der zentrale Teil des Querprofils mit dem markanten Gletscherbruch nahe am Kliff fällt mit einem Trog im Tiefenquerprofil des Gletschers (Abb. 9.3) zusammen. Vermutlich ist die erhöhte Fließgeschwindigkeit einerseits durch raschen Nachschub in der Gletschermitte begründet und andererseits durch die Topographie des Gletscherbettes auf den Bereich des Troges konzentriert. Die referierten Indizien legen den Schluß nahe, daß die Ausbildung des Brucheisfeldes eine jährlich wiederkehrende Erscheinung darstellt, begründet durch die scharf abgegrenzte Zone mit höherer Fließgeschwindigkeit und größerer Gletschermächtigkeit. Daraus resultiert ein höherer Eisdurchsatz im zentralen Bereich des Northeast-Gletschers. Der Vorschub von Eis drückt die gekalbtten Eisberge in die Meereisdecke, wo sie während des Winterhalbjahres akkumuliert werden, da durch das Meereis eine weitere Verfrachtung durch die See ausgeschlossen ist. Das Auftreten von Surge-Ereignissen am Northeast-Gletscher wie von NICHOLS (1973) kann jedoch nicht zwingend ausgeschlossen werden.

Eine Analyse der Geschwindigkeitsverteilung entlang einer Fließlinie vom Plateau bis zum Eisbruch nahe dem Kliff nehmen WUNDERLE UND SCHMIDT (1998) vor. Die Fließgeschwindigkeit variiert demnach zwischen 125 m und 10 m pro Jahr entlang des Gletschers in der Gletschermitte. Markante Minima ergeben sich in der Verflachung nach dem Eisbruch 'Sodabread Slope' und im Zuge der piedmontartigen Ausweitung des Talgletschers. Ein drittes Minimum kurz vor dem Gletscherbruch interpretieren WUNDERLE UND SCHMIDT (1998) als Beleg für einen Querriegel in der Gletscherbett-Topographie, welchen sie aufgrund

visueller Interpretation von Landsat TM Daten und Luftbildern im Untergrund vermuten. Hierbei ergeben sich für die Interpretation aber folgende Probleme:

- Da die gesamte Eismasse das Querprofil des Gletscher passieren muß, kann der Riegel nur ein punktuelles Hindernis darstellen, da sonst aufgrund der Massenerhaltung die geringere Mächtigkeit des Gletschers an dieser Stelle zu einer Beschleunigung der Eismasse führen müßte.
- Ebenso wie alle anderen vorliegenden Bestimmungen der Fließgeschwindigkeit sind die interferometrisch gewonnenen Werte Geschwindigkeiten an der Oberfläche. Die Variation der Geschwindigkeit mit der Tiefe kann nicht erfaßt werden.
- Die absoluten Beträge der Fließgeschwindigkeit werden durch Projektion des Versatzes im Interferogramm auf die postulierte Fließrichtung berechnet. Variationen der Fließrichtung an der Oberfläche, die in den Luft- bzw. Satellitenbildern nicht erkennbar sind, führen zu Fehlern.
- Die interferometrische Bestimmung liefert Fließgeschwindigkeiten, die den Charakter von Momentaufnahmen besitzen, da lediglich ein Tag zwischen den beiden Aufnahmen liegt. Kurzfristige Variationen im Fließverhalten an der Oberfläche können so zu Artefakten führen. Saisonale Veränderungen der Fließdynamik bleiben unberücksichtigt.

9.2 McClary-Gletscher

9.2.1 Morphologie des McClary-Gletschers

Der McClary-Gletscher besitzt eine Längserstreckung von 21 km in nordwest-südöstlicher Richtung. Der höchste Bereich dieses Talgletschers liegt ca. 14 km vom Eiskliff im Südwesten entfernt (Abb. 9.1b). An dieser höchsten Stelle bildet die Gletscheroberfläche einen flachen Paß mit Höhen um 650 m N.N. Von diesem flachen Paß aus, strömt das Eis in verschiedene Richtungen ab. Die Abgrenzung der Teileinzugsgebiete kann aus der Topographie erschlossen werden. WUNDERLE ET AL. (1997) bestimmen die Einzugsgebietsgrenzen mittels der interferometrischen Auswertung eines ERS-1/-2 Bildpaares vom 15. und 16. Oktober 1995. Die aus der Topographie abgeleiteten Grenzen werden dabei weitgehend bestätigt.

Nach Nordnordost strömt ein Teil des Eises dem Swithinbank-Gletscher zu, der weiter nördlich in die Square Bay (Abb. 6.2) mündet. Nach Süden strömt ein Teil des Eises des McClary-Gletschers durch einen Durchlaß zwischen dem Ostende der Butson Ridge und dem Abbruch des Plateaus dem Northeast-Gletscher zu. Die Profillinie (Abb. 9.1c) zeigt eine flache Anhöhe zwischen McClary- und Northeast-Gletscher, welche auch als Eisscheide im interferometrisch abgeleiteten Fließmuster erscheint (WUNDERLE ET AL. 1997). Die Haupteismasse des McClary-Gletschers bewegt sich in südwestlicher Richtung. 5 km östlich des Eiskliffs zweigt ein kleinerer Teil der Eismasse nach Nordwest ab und umströmt das Cape Calmette nördlich. Diese Gletscherzunge stellt einen steilen und stark verspalteten Gletscherbruch dar, der sich in der Calmette Bucht mit der Gletscherzunge des nördlich gelegenen Todd-Gletschers vereinigt. Die verbleibende Eismasse strömt nach Südwesten ab und bildet zusammen mit dem Eis des Northeast-Gletschers das gemeinsame Eiskliff zwischen Cape Calmette im Nordwesten und der Roman Four Promontory im Südosten. Im Übergangsbereich zwischen Northeast- und McClary-Gletscher sitzt das Eiskliff auf Barbara Island auf, welche zusammen

mit Anne Island die beiden östlichsten Schären der Debenham Islands bildet. Eine Rampe aus Driftschnee ermöglicht hier den Zugang zu den beiden Gletschern. Das Längsprofil des McClary-Gletschers zeigt eine konvexe Form vom höchsten Punkt zur Eiskante bei den Debenham Islands (Abb. 9.1b).

9.2.2 Fließdynamik am McClary-Gletscher

Die interferometrische Ableitung der Fließgeschwindigkeit am McClary-Gletscher ergibt für den Zeitraum vom 15. / 16. Oktober 1995 Fließgeschwindigkeiten um 100 m pro Jahr (WU ET AL. 1996). Erhöhte Fließgeschwindigkeiten von etwas über 110 m pro Jahr finden sich insbesondere im Gletscherbruch, der zur Calmette Bucht hinab führt und im Gletscherbruch, der zur Eiskante nördlich der Debenham Islands führt. Auf der linken Seite von Abb. 7.5 ist der relative Versatz der Stangenreihe von A1 bis Y7 von März 1994 bis Februar 1995 ersichtlich. Zählt man die Verlagerung des Punktes A1 hinzu, ergibt sich für Y7 eine Fließgeschwindigkeit von $144 \text{ m} \pm 65 \text{ m}$ (\rightarrow Kapitel 7).

9.3 Veränderungen der Gletscherfronten

Die Ausbildung und sommerliche Ausaperung von Seitenmoränen, z.B. auf der Südseite des Centurion-Gletschers, eines kleinen Talgletschers an der Roman Four Promontory (Abb. 6.7) und an der Nordflanke des McClary-Gletschers ergeben einen Hinweis auf abnehmende Gletschermächtigkeiten im Untersuchungsgebiet.

WUNDERLE (1996, S. 84) vermutet, daß Northeast- und McClary-Gletscher als Konsequenz eines veränderten Lokalklimas in unterschiedlicher Weise Veränderungen ihrer Massenbilanz und ihrer Gletscherkanten erfahren. Er führt dies vor allem auf den fehlenden Anschluß des McClary-Gletschers an die Eismassen des Plateaus zurück. Für den Bereich der Debenham Islands analysieren WUNDERLE ET AL. (1995) die Veränderung des Gletscherkliffs durch Überlagerung einer Karte des British Antarctic Survey von 1960 (Abb. 9.6) und einem ERS-1-Bild von 1994. Die britische Kartenskizze enthält die Lage der Eiskante in den Jahren 1936, 1950, 1955, 1958 und 1959. Daraus ergibt sich, daß nördlich der Debenham Islands die Eiskante, die dem McClary-Gletscher zuzuordnen ist, seit 1959 um 200 m zurückverlegt wurde. Der Bereich der Eiskante, der südlich der Debenham Islands dem Northeast-Gletscher zugehört, weist nach einem Rückzug von 100 m zwischen 1936 und 1950 einen Vorstoß von 280 m zwischen 1959 und 1994 auf. Bei den Debenham Islands konnte 1936 Ann Island kartiert werden (Abb. 9.6 und 9.7). 1959 ist die Insel vom Northeast-Gletscher überfahren (Abb. 9.6) und im Luftbild von 1969 (Abb. 9.5) ist die Insel nicht mehr zu finden.

WUNDERLE ET AL. (1995) vermuten, daß McClary- und Northeast-Gletscher ein 'pulsierendes System' darstellen. Die topographischen Unterschiede zwischen den beiden Gletschern führen demnach zu unterschiedlichen Reaktionen beider Gletschern auf Klimaänderungen. Die von WUNDERLE ET AL. (1995) vorgenommene Auswertung beschränkt sich allerdings aufgrund der Datenlage auf einen kleinen Ausschnitt der Gletscherkante im Bereich der Debenham Islands und kann nicht als repräsentativ für die beiden Gletscher angesehen werden, da jeweils nur Randbereiche der Gletscher erfaßt werden. Zudem bleibt der Einfluß der vermutlich unterschiedlich langen Reaktionszeiten der beiden Gletscher auf Klimaänderungen unklar.

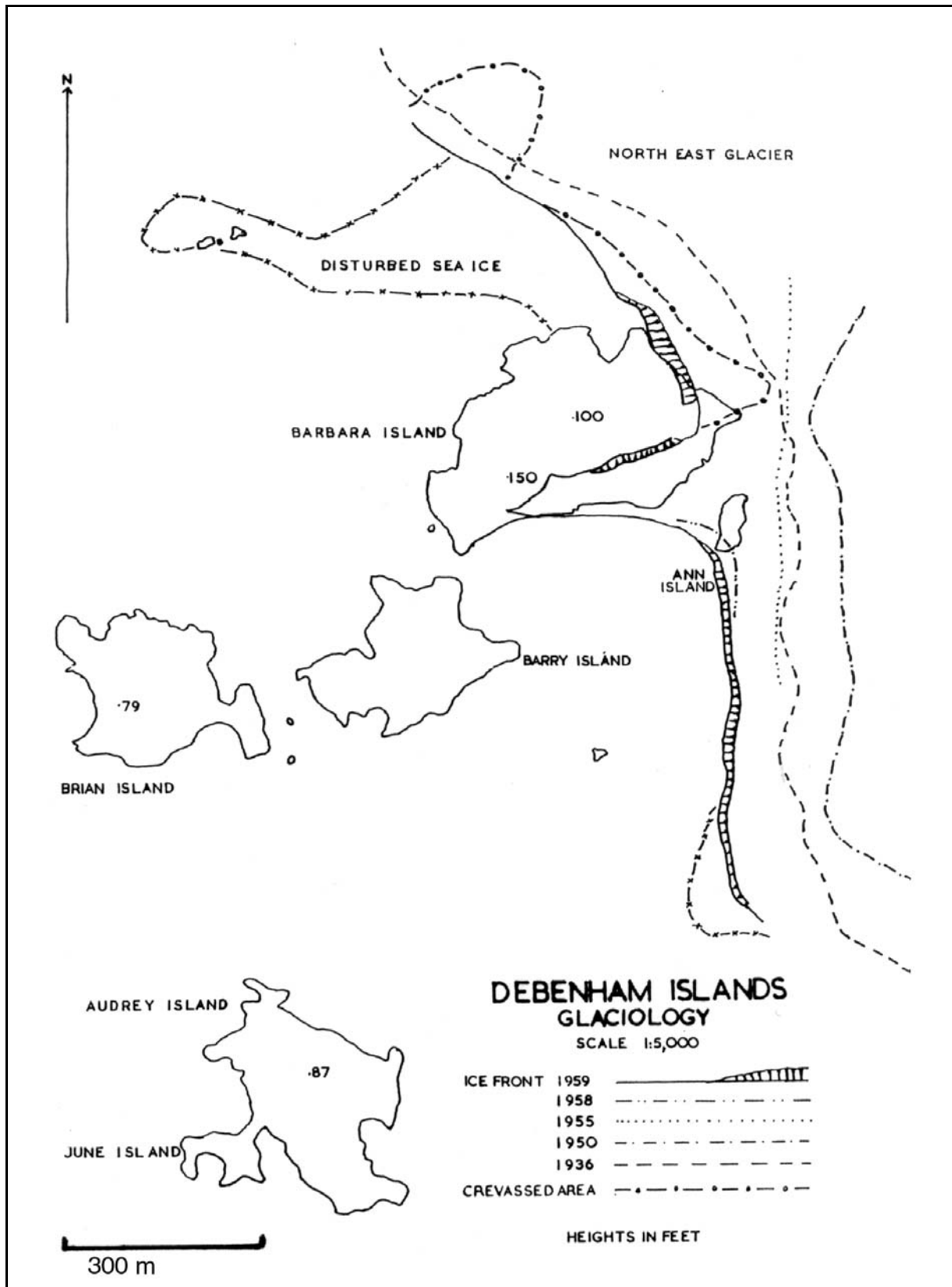


Abb. 9.6: Kartenskizze der Debenham Islands mit der Lage der Eiskante des Northeast-Gletschers in den Jahren 1936, 1950, 1955, 1958 und 1959. Durch die Verkleinerung der Originalvorlage ergibt sich ein Abbildungsmaßstab von 1:10.300 (aus: British Antarctic Survey Archives, Document Reference: E53/G423/4.12/8).



Abb. 9.7: Schrägluftbild der Debenham Islands 1936 aus südwestlicher Richtung. Im Schatten vor dem Eiskliff des Northeast-Gletschers ist Ann Island zu erkennen. Östlich von Barbara Island ist noch ein Kanal zu erkennen (aus: RYMILL 1938).

Nach FOX UND THOMSON (1995) und SPLETTSTOESSNER (1992) läßt sich durch den Vergleich von Luftbildern der Jahre 1946, 1973 und 1989 eine Zurückverlegung der Gletscherkante im Bereich der ehemaligen Rampe zwischen Northeast-Gletscher und Stonington Island belegen. Sie bringen diese Veränderung in Zusammenhang mit einem Anstieg der Jahresmitteltemperatur. WUNDERLE ET AL. (1995) zeigen aber durch die Überlagerung einer Karte des British Antarctic Survey von 1947 und einem Luftbild des IfAG (Frankfurt) von 1989, daß im selben Zeitraum wenige hundert Meter südlich ein Vorstoß des Gletscherkliffs von 120 m bis 210 m zu verzeichnen ist. Auch die Eiskante des Centurion-Gletschers wurde in diesem Zeitraum um 120 m vorverlegt.

Bei der Betrachtung der Lage der Gletscherstirn und deren zeitlicher Änderung muß ein Faktorenkollektiv aus Variationen der Lufttemperatur, des Niederschlags, des Meeresspiegels, der Meereisbedeckung und außerdem die Gletscherfließgeschwindigkeit und die Reaktionszeit des glazialen Systems auf Klimaänderungen berücksichtigt werden. Bei der Komplexität dieses Systems sind einfache Zusammenhänge zwischen Gletscherkantenvariation und Klimavariation nicht zu erwarten (→ Kapitel 1.4.4).

9.4 Die Schneedecke

9.4.1 Aufbau und Zustand der Schneedecke

Im Meßfeld zwischen den Punkten A1, A6, D0 und D6 (Abb. 7.4) mißt WUNDERLE (1996) im Sommer 1993/94 Schneetiefen zwischen 0.9 und 3.7 m. Im Januar 1994 findet er im Meßfeld eine isotherme Schneedecke mit 0°C Schneedeckentemperatur vor. Anfang Februar 1994 wurde der funikulare Zustand der Schneedecke durch den Wärmeeintrag überschritten und WUNDERLE (1996) findet Perkulationsbahnen in der Schneedecke. Abfluß von Schmelzwasser vom Gletscher konnte allerdings nicht beobachtet werden, da das Schmelzwasser in den Gletscherspalten verschwand. Als Ergebnis dieses Prozeß kann in Gletscherspalten an vielen Stellen die Ausbildung von Eiszapfen beobachtet werden. Unter Verwendung eines Höhengradienten der Lufttemperatur von 0.61°C/100 m berechnet WUNDERLE (1996), daß oberhalb von 400 m N.N. keine länger andauernden Schmelzprozesse in der Schneedecke stattfinden. Nächtliche Auskühlung im Februar 1994 führte zum Gefrieren der Schneedecke bis in Tiefen von 0.2 m. Darunter blieb jedoch die temperierte Schneedecke mit einem beträchtlichen Flüssigwassergehalt erhalten, obwohl nächtliche Lufttemperaturen unter -5°C gemessen wurden. Es wurde während der Feldkampagne 1993/94 keine Quantifizierung der Abschmelzprozesse in der Schneedecke versucht, da diese im Spätsommer gering ausfallen und somit schwer meßbar sind. Ausgeaperte Bereiche wurden auf den beiden Gletschern nicht beobachtet, und die Gleichgewichtslinie wird von WUNDERLE (1996) ungefähr auf Meeresebene vermutet. Ebenso wie im Sommer 1994/95 dominieren auch im Sommer 1993/94 die Kristallarten gerundete Schneekörner mit und ohne Schmelzen den Aufbau der Schneedecke (WUNDERLE 1996). Der Vergleich der Monatsmitteltemperaturen der Sommer 1993/94 und 1994/95 (Tab. 9.1) ergibt, daß die Mitteltemperatur im Sommer 1994/95 um +2.2°C höher lag als im Sommer 1993/94.

Die Schneeschaufnahmen während der Kampagne 1994/95 ermöglichen es den Zustand der Schneedecke in ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung eingehender darzustellen. Die Schneeschächte sind im Anhang (Abb. 13.3) abgebildet. In vielen Schneeschächten sind Häufungen von Eislinsen zu erkennen, die auf Schmelz- und Gefrierzyklen an der Oberfläche zurückzuführen sind. Während des Sommers erfolgt die Anlage vieler dünner Lagen von Oberflächenharsch und Windkrusten durch die häufigen Wechsel zwischen entsprechenden meteorologischen Bedingungen. Die Bildung der Eislinsen geht vermutlich auf die stärker verdichteten Lagen aus Harsch oder Windkruste zurück, da sich dort verstärkt Perkulationswasser sammelt und wiedergefriert. Außerdem weisen die großen Eiskristallverbände einen geringeren Sättigungsdampfdruck an ihrer Oberfläche auf wie einzelne Schneekristalle, so daß sich dort verstärkt Tiefenreif anlagert. Aus den Lagen von Harsch oder Windkruste

Zeitraum	Mitteltemperatur [°C]	
	1993/94	1994/95
November	-3.9	-2.1
Dezember	-0.8	+3.1
Januar	+0.4	+3.1
Februar	+0.2	+0.8
Sommer (Nov. bis Feb.)	-1.0	+1.2

Tab. 9.1: Mitteltemperaturen im Sommer 1993/94 und im Sommer 1994/95 in San Martin (Barry Island).

entstehen so dünne Eisbänder. Aus der Häufung von Eislagen in einer bestimmten Tiefe kann somit auf die Jahresakkumulation geschlossen werden, wenn klar ersichtlich ist, daß jeweils ein Bündel von Eislinsen einem bestimmten Sommer zuzurechnen ist.

Tritt Schneeschmelze im Sommer auf, so rücken charakteristische Eislinsen im Verlauf des Sommers zur Oberfläche, weil die Schneedecke darüber durch die sommerliche Schneeschmelze abgebaut wird. Das nach unten perkolierende Schmelzwasser verändert die Mächtigkeit und Härte der Bänder in der Tiefe, so daß sich von Aufnahmezeitpunkt zu Aufnahmezeitpunkt erhebliche Veränderungen der Stratigraphie ergeben können, was zu Mehrdeutigkeit führen kann. Weitere Unterschiede in einer Zeitreihe von Schneeschächten treten dadurch auf, daß jeder neue Schneeschacht in ca. 0.5 m Entfernung von der Front des vorhergehenden Schachtes angelegt wurde, um jedesmal eine ungestörte Schneedecke erschließen zu können.

Ein Bündel von Eislinsen ist in den Schneeschächten Nr. 2/0A vom 19.12.94 und Nr. 2/02 vom 29.12.94 am Punkt A1 in einer Tiefe zwischen 50 cm bis 80 cm aufgeschlossen. In der folgenden Zeitreihe von Schneeschächten am Punkt A1 ist ersichtlich, daß das Bündel von Eislinsen zur Oberfläche hin wandert: Am 29.12.94 (Nr. 2/02) und am 05.01.95 (Nr. 2/06) ist die Oberkante eines Bündels aus drei charakteristischen Schichten in 45 cm Tiefe zu finden. Am 10.01.95 (Nr. 2/08) liegt die Tiefe dieser Schicht bei 35 cm und verschiebt sich bis zum 16.01.95 (Nr. 2/15) auf 30 cm Tiefe. Nur noch 20 cm Schnee liegen am 21.01.95 (Nr. 2/18) über dieser Schicht und am 24.01.95 wird sie nur noch von 10 cm Schneeaufgabe bedeckt. Am 29.01.95 tritt diese Schicht an die Oberfläche und ist kaum mehr erkenntlich. In den folgenden Schneeschächten kann beobachtet werden, wie zum Ende des Sommers (03.02.95 (Nr. 2/34) eine Neuschneeaufgabe von 16 cm auftritt. Diese besteht bei der Aufnahme aus einem bereits metamorphisierten und verdichteten Naßschneehorizont und einem jüngeren Pulverschneehorizont. Die Neuschneedecke wird bis zum 10.02.95 (Nr. 2/37) auf 13 cm verdichtet. Am 16.02.95 (Nr. 2/39) ist ein weiterer Eintrag durch wenig verdichteten Neuschnee zu sehen. Der letzte Schneeschacht der Zeitreihe bei A1 vom 21.02.95 (Nr. 2/40) weist eine Neuschneeaufgabe von 18 cm auf. Deutlich ist das Bündel von Eislinsen in der Tiefe erkennbar, welches ein Jahr später als Schichtpaket des Sommers 1994/95 anzusprechen sein wird. Die hier gegebene Interpretation der Schneeschachtaufnahmen am Punkt A1 wird durch die monatlichen Ablesungen der Ablationstangen am Punkt A1 bestätigt (vgl. Abb. 13.4e). Die winterliche Akkumulation erreicht dort eine Schneehöhe von 75 cm im Frühjahr. Am 20. Januar 1995 verbleiben an der Meßstange 20 cm Schnee. Bei einer mittleren Dichte von ca. 530 kg/m^3 ergibt sich eine Gesamtablation von 318 mm Wasseräquivalent. Die Summe aller aus der Zeitreihe der Schneeschächte ermittelbaren Ablationsbeträge ergibt einen Wert von 315 mm.

Am Meßpunkt auf dem McClary-Gletscher in 500 m N.N. erhält man aus den Schneeschächten ein völlig anderes Bild der Schneedecke. In zwei Tiefen und zwar bei ca. 120 cm und bei ca. 210 cm Tiefe läßt sich im Schneeschacht vom 30.12.94 (Nr. 2/03) eine Häufung von Eislinsen erkennen. Interpretiert man den Abstand beider Pakete und den Abstand vom oberen Paket zur Schneeoberfläche jeweils als Jahresakkumulation, so erhält man eine Jahresakkumulation von ca. 480 mm bei einer mittleren Schneedichte von 460 kg/m^3 . In den Schneeschächten vom 30.12.94 (Nr. 2/03) und vom 06.01.95 (Nr. 2/07) ergibt sich auch für die Bereiche der beiden Eislinsenbündel eine höhere Schneedichte von ca. 480 kg/m^3 im Vergleich zu lediglich ca. 400 kg/m^3 in der Zwischenschicht. Dies läßt darauf schließen, daß

die beiden Bündel von Eislinsen tatsächlich den Sommerschnee umfassen, der durch intensive Metamorphose stärker verdichtet ist als der Winterschnee. Im weiteren zeitlichen Verlauf ist an den Schneeschächten am Punkt ('ANT-II' - McClary) (11.01.95 Nr. 2/13, 16.01.95 Nr. 2/16, 24.02.95 Nr. 2/22) nur eine geringe Ablation der Schneedecke zu finden. Ende Januar 1995 findet eine Verdichtung der Sommerschneesicht auf über 500 kg/m^3 statt und die letzten vier Schneeschächte vom 24.02.95 (Nr. 2/22), 03.02.95 (Nr. 2/30), 09.02.95 (Nr. 2/36) und vom 14.02.95 (Nr. 2/38) dokumentieren einen Zuwachs der Schneedecke durch erhebliche Neu- und Driftschneemengen.

Die Zeitreihe der Schneeschächte auf dem Northeast-Gletscher bei der AWS 'ANT-I' auf 310 m N.N. erlaubt keine so detaillierten Aussagen wie die Auswertung für die Meßpunkte 'Campamento' (A1/ANT-III) und 'McClary' (ANT-II). Dies liegt zum einen an den hohen Windgeschwindigkeiten am Northeast-Gletscher, die zu einer verstärkten Umlagerung der Schneedecke führen. Außerdem wurden die ersten Schneeschächte auf dem Northeast-Gletscher in die Schneefüllung einer Gletscherspalte hineingegraben, was erst erkannt wurde, als in der Tiefe von ca. 3 m der Hohlraum der Spalte erschlossen wurde. Aus den Schneeschächten vom 17.01.95 (Nr. 2/17) und vom 23.01.95 (Nr. 2/21) wird deutlich, daß die Schneedecke keinen hohen jährlichen Nettogewinn erfährt, da sie eine Gesamttiefe von lediglich ca. 110 cm bis zur Eisoberfläche aufweist. Zwei Bündel von Verdichtungen sind erkenntlich. Interpretiert man den Abstand dieser beiden Bündel als Jahresakkumulation, so errechnet sich ein Wert von ca. 180 mm Wasseräquivalent bei einer Dichte von 480 kg/m^3 .

Die zusätzlichen Schneeschächte auf dem McClary-Gletscher an den Punkten X1 (Nr. 2/25 und Nr. 2/33), X2 (Nr. 2/23 und Nr. 2/32), Y2 (2/31 und 2/24), Y7 (Nr. 2/12) und Nr. 2/29 am Schauinsland (Abb. 7.3), lassen erkennen, daß die räumliche Differenzierung durch Exposition und kleinräumig differenziertes Windfeld erheblich ist. An den Punkten X1 und X2, die sich im Anstieg zum McClary-Gletscher vom Meßfeld aus befinden, zeigt sich eine Häufung von Eislinsen bei 40 cm unter der Oberfläche. Da die Ablationsstange am Punkt X2 allerdings am 20.01.1995 eine Schneehöhe von 100 cm über dem Niveau vom März 1994 anzeigte, kann dieses Bündel von Eislinsen nicht auf den Sommer 1993/94 zurückzuführen sein. Auch die zusätzlichen Schneeschächte im Meßfeld (Abb. 7.4) an den Punkten D6 (Nr. 2/09, Nr. 2/20, D1/2 (Nr. 2/11, Nr. 2/19) und A6 (Nr. 2/10) zeigen die hohe räumliche Differenzierung der Schneedecke auf engstem Raum.

9.4.2 Abschätzung der Massenbilanz der Schneedecke

Zur weiteren Interpretation der Schneeschächte wurde die relative Häufigkeit von Eislinsen in Tiefenstufen von jeweils 10 cm Tiefe ermittelt. Hierfür wurden die Schneeschächte in die drei Gruppen 'Meßfeld', 'McClary' und 'Northeast' nach ihrer räumlichen Zugehörigkeit eingeteilt. Abb. 9.8 zeigt die mittlere relative Häufigkeit der Eislinsen für die drei Gruppen. Da die Maxima in der Häufigkeitsverteilung den Sommerschichten zuzurechnen sind, so läßt sich aus dem Abstand der Maxima und der mittleren Schneedichte die Jahresakkumulation abschätzen. Am Northeast-Gletscher (Abb. 9.8a) erhält man ein doppelgipfliges Maximum, dessen Schwerpunkt bei 45 cm Tiefe anzusiedeln ist, und das dem Sommer 1993/94 zuzuordnen ist. Ein zweites Maximum findet sich bei 95 cm Tiefe und zeigt die Sommerschichten 1992/93. Daraus errechnet sich bei einer Schneedichte von ca. 500 kg/m^3 eine Jahresakkumulation von 250 mm Wasseräquivalent.

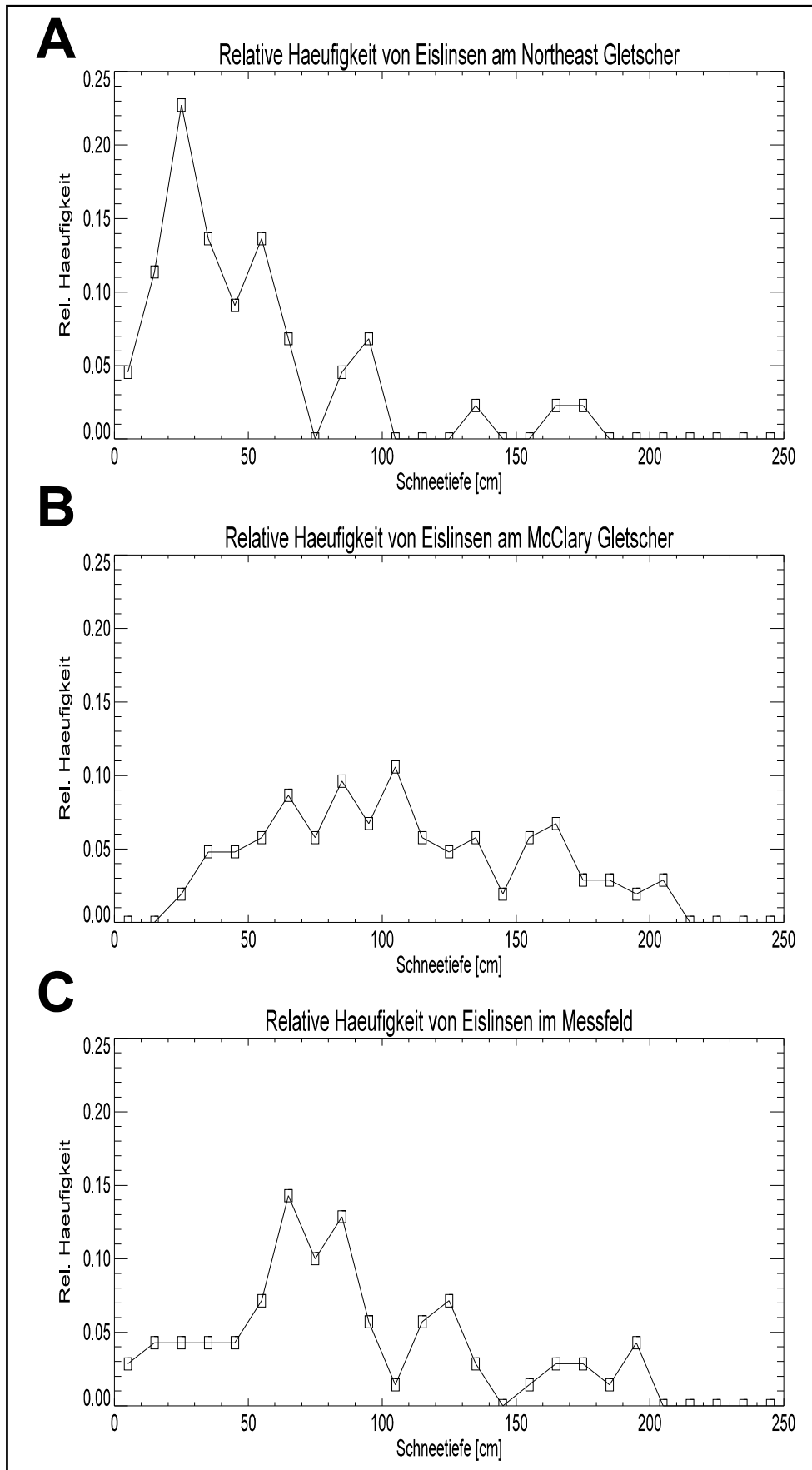


Abb. 9.8: Relative Häufigkeit von Eislinsen in Tiefenstufen von 10 cm für die Schneeschächte des Northeast-Gletschers (A), des McClary-Gletschers (B) und des Messfeldes (C).

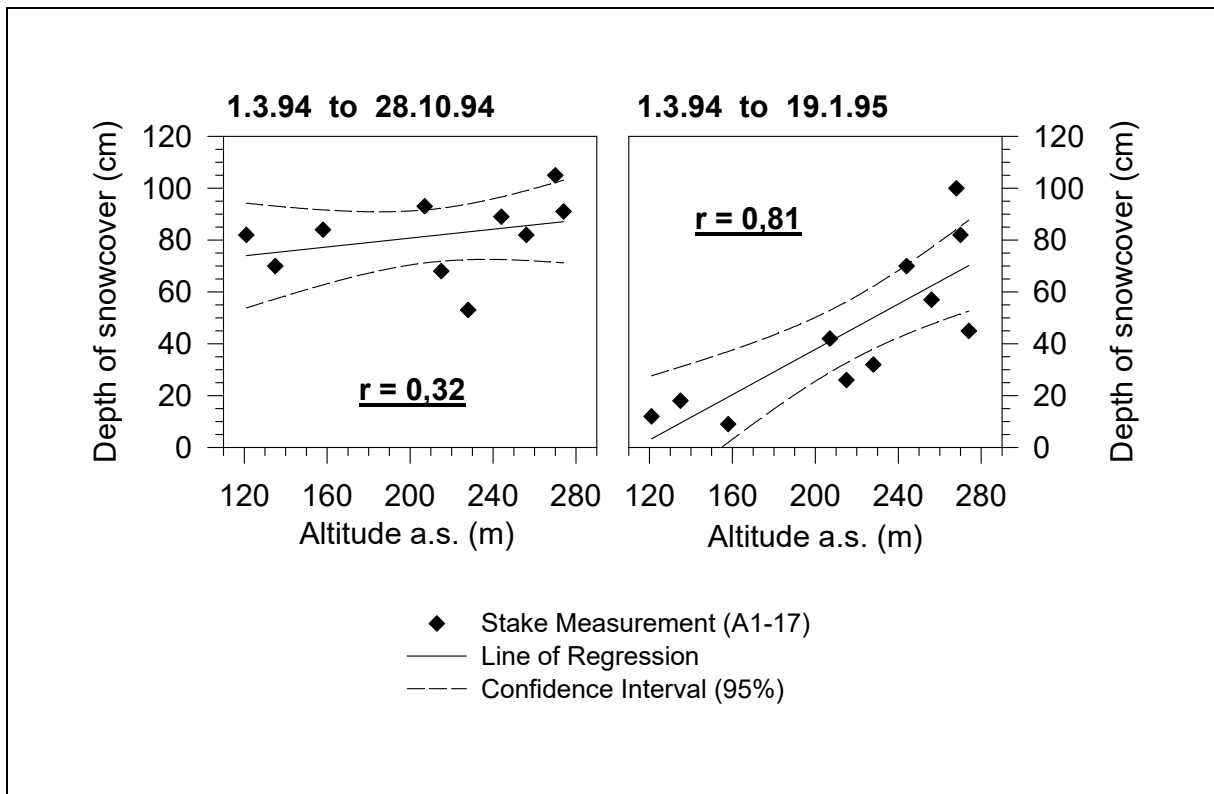


Abb. 9.9: Höhenabhängigkeit der Mächtigkeit der saisonalen Schneedecke abgeleitet aus Ablesungen an der Stangenreihe A1 bis A17 von März 1994 bis Oktober 1994 (links und von März 1994 bis Februar 1995 (rechts). Da nicht alle Stangen regelmäßig abgelesen werden konnten, beschränkt sich die Datenreihe auf 11 Meßpunkte.

Die tiefer liegenden Maxima der Häufigkeitsverteilung können nicht interpretiert werden, da sie im Bereich der Füllung einer Gletscherspalte auftraten.

Im Vergleich zum Northeast-Gletscher ist die Streuung der Eislinsen in den Schneeschächten des McClary-Gletschers (Abb. 9.8b) höher. Dies ist vermutlich Ausdruck davon, daß die Schneeschächte des McClary-Gletschers an mehreren unterschiedlichen Meßpunkten erhoben wurden. Außerdem ist dies vermutlich auf die stärkere Differenzierung des Windfeldes und damit der Ablagerungsbedingungen auf diesem Gletscher verglichen mit dem Northeast-Gletscher zurückzuführen. Zwei breite Maxima der Häufigkeitsverteilung in Abb. 9.8b werden durch ein Minimum bei 145 cm Tiefe getrennt. Die Zentren der beiden Maxima liegen bei 90 cm und bei 180 cm Tiefe und erschließen die Sommer 1993/94 und 1992/93. Mit der mittleren Schneedichte von 450 kg/m^3 am McClary-Gletscher erhält man eine Jahresakkumulation von 405 mm Wasseräquivalent.

Im Meßfeld (Abb. 9.8c) lassen sich drei Maxima bei 75 cm, 120 cm und 185 cm Tiefe erkennen. Es ergeben sich Akkumulationsraten von 225 mm und 325 mm für die beiden dazwischen liegenden Schichten bei einer Schneedichte im Meßfeld von 500 kg/m^3 .

WUNDERLE (1996) berechnet aus Sondierungen die relative Häufigkeit von Eislinsen in Tiefenstufen nach dem gleichen Verfahren. Neben einem Maximum der Eislinsen direkt unter der Schneeoberfläche und einem Minimum bei 0.7 m findet er ein zweites Maximum bei 1.4 m Tiefe. Das sekundäre Maximum bei 1.4 m Tiefe hält WUNDERLE (1996) für die Schneedeckenobergrenze des vorhergehenden Sommers und zusammen mit einer mittleren Schneedichte

von 400 kg/m^3 berechnet er daraus eine Jahresakkumulation von 560 mm. Dieser Wert erscheint sehr hoch. Das erste Maximum der Häufigkeitsverteilung bei WUNDERLE (1996) zeigt eine breites Plateau und die Flanke der Kurve weist zwischen 60 cm und 70 cm eine Verflachung auf. Möglicherweise umfaßt die von WUNDERLE (1996) angegebene Akkumulation den Zeitraum von 2 Jahren, so daß sich in guter Übereinstimmung mit den Daten der Kampagne 1994/95 eine Jahresakkumulation von 280 mm ergebe. Die Erfassung der Eislinsen mittels einer Schneesonde ist zudem ungenauer als die Kartierung von Eislinsen in Schneeschächten, da bei der Arbeit mit der Sondierstange nur die Härte einer Schicht nach dem subjektiven Empfinden des Sondierenden erfaßt wird.

Bestätigt wird die Ableitung der Jahresakkumulation aus den Schneeschachtaufnahmen durch den auf Stonington Island gemessenen Jahresniederschlag von ca. 350 mm und durch die Auswertung der Ablationsstangenablesungen (Abb. 9.9). Für die Stangenreihe A1 bis A17 ist auf der linken Seite von Abb. 9.9 die Akkumulation der winterlichen Schneedecke von März 1994 bis Oktober 1994 in gegen die Höhe der Gletscheroberfläche über N. N. aufgetragen. Es ergibt sich keine gute Korrelation, da die Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke im Höhenintervall zwischen 100 m und 300 m N.N. keine ausgeprägte Höhenabhängigkeit aufweist. Nimmt man den Zeitraum der sommerlichen Ablation bei dieser Art der Darstellung hinzu (Abb. 9.9 rechts), erhält man erwartungsgemäß eine deutliche Abhängigkeit der Schneehöhe von der Höhe der Gletscheroberfläche über N. N. Aus Abb. 9.9 können für die Schneeakkumulation entlang der Stangenreihe A1 bis A17 - also für die untersten 300 Höhenmeter des Northeast-Gletschers - folgende Schlüsse gezogen werden:



Abb. 9.10: Schmelzwassertümpel auf dem Northeast-Gletscher wenige hundert Meter südlich der AWS 'Northeast' im Januar 1995 (Bild: F. Weber, Januar 1995).

- Die räumliche Differenzierung der Nettojahresakkumulation hängt maßgeblich von der sommerlichen Ablation ab.
- Die Höhenabhängigkeit der Ablation läßt auf dominanten Einfluß der Lufttemperatur schließen, da die Lufttemperatur ebenfalls eine deutliche Höhenabhängigkeit aufweist.
- Die Akkumulation während des Winters beläuft sich auf ca. 360 mm Wasseräquivalent, wenn eine Schneedichte von 450 kg/m^3 zugrunde gelegt wird.
- Die Gleichgewichtslinie des Gletschers liegt im Massenhaushaltsjahr 1994/95 bei ca. 110 m N.N., da die Regressionsgerade in Abb. 9.9 (rechts) dort die Nulllinie der Schneehöhe schneidet. Dieser Befund wird durch die Beobachtungen während der Geländearbeiten bestätigt.
- Bei 200 m N.N. also im Bereich des Meßfeldes ergibt sich eine Jahresakkumulation von 40 cm Schneehöhe, also ca. 200 mm Wasseräquivalent für das Jahr 1994/95.
- Verlängert man die Regressionsgerade zu größeren Höhen, ergibt sich, daß oberhalb von ca. 300 m N.N. keine nennenswerte sommerliche Ablation der Schneedecke stattfindet.

An den Ablationsstangen auf dem McClary-Gletscher in Höhen über 300 m N.N. stieg die Schneemächtigkeit von März 1994 bis November 1994 um ca. 100 cm an. Zwischen November 1994 und Ende Januar 1995 konnte lediglich eine Abnahme der Schneemächtigkeit um 10 cm verzeichnet werden. Diese Abnahme summiert die Effekte von geringer Ablation, geringem Massenzuwachs durch Niederschlag und Setzung der Schneedecke durch Verdichtung. Bei einer Schneedichte von 450 kg/m^3 errechnet sich wie bei der Auswertung der Schneeschächte des McClary-Gletschers eine Nettoakkumulation von 405 mm Wasseräquivalent.

Die aus Schneeschächten abgeleitete Nettoakkumulation am Northeast-Gletscher weist in einer Höhenlage von 300 m N.N. mit 25 mm einen geringeren Werte auf, als sich aus Abb. 9.9 in dieser Höhenlage ergibt. Die Lage der AWS 'Northeast' im Talkessel führt vermutlich zu höherer Energiebilanz im Sommer als sich in gleicher Höhe bei weniger geschützter Lage ergebe. So konnte wenige hundert Meter Richtung Gletschermitte von der AWS 'Northeast' in ca. 280 m N.N. im Januar 1995 die Bildung eines Schmelzwassertümpels an der Gletscheroberfläche beobachtet werden (Abb. 9.10), was auf erhebliche Schmelzprozesse in der Schneedecke im Umfeld der AWS 'Northeast' im Sommer 1994/95 hinweist. Zudem ergibt sich an der AWS 'Northeast' eine höhere mittlere Windgeschwindigkeit als an den beiden anderen Meßstandorten, was in der Tallage begründet ist, die zu einer Kanalisierung der starken Ostwinde führt. Der Austrag von Masse aus der Schneedecke durch Winddrift ist deshalb im engeren Talbereich des Northeast-Gletschers höher. Außerdem erhöht die höhere Windgeschwindigkeit den Energieeintrag durch fühlbare Wärme in die Schneedecke im Sommer.

Im Meßfeld wurden die Ablationsstangen Ende Februar 1995 neu eingerichtet. Ablesungen konnten aber erst ab dem Hochwinter 1996 durchgeführt werden. Die Messungen sind im Anhang (Abb. 13.5) graphisch dargestellt. Die verbliebenen Stangen weisen eine weite Streuung der Schneedeckenhöhe auf, was einerseits auf Veränderungen der Stangen während des langen Zeitraumes schließen läßt und andererseits auch Ausdruck der kleinräumigen Unterschiede der Schneedeckendynamik ist. Im Mittel aus allen 16 verbliebenen Stangen ergibt sich im Februar 1997 eine Schneehöhe von 74 cm. Bei einer Dichte von 500 kg/m^3

ermittelt man eine Nettoakkumulation von 370 mm Wasseräquivalent für zwei volle Massenhaushaltsjahre.

9.4.3 Einfluß der Winddrift auf die Schneedecke

Aufgrund der häufigen Starkwindereignisse muß mit einer erheblichen Umlagerung und einem beträchtlichen Austrag von Schnee durch Winddrift gerechnet werden. Im Jahre 1947 wurde durch die Ronne Antarctic Expedition (PETERSON 1948) Niederschlag und Schneemächtigkeit auf Stonington Island gemessen (Abb. 9.11). Zur gemeinsamen Darstellung des Monatsmittels des Niederschlages und der monatlichen Veränderung an der Schneemeßstange wurde die Schneemenge mit einer geschätzten Schneedichte von 400 kg/m^3 in Millimeter Wasseräquivalent umgerechnet. Abb. 9.11 dokumentiert eine ausgeprägte Deflation der Schneedecke im Juni. In den drei Folgemonaten entspricht die Niederschlagsmenge ungefähr dem Zuwachs der Schneedecke. Im Oktober übersteigt der Schneezuwachs an der Stange den gemessenen Niederschlag um mehr als das Doppelte. Danach wird die Schneedecke durch sommerliche Schmelzperioden stark abgebaut. Die Messung verdeutlicht, daß das lokale Windfeld sowohl zu Deflation als auch zu zusätzlicher Akkumulation führen kann. Auf einer ausgedehnten Gletscheroberfläche ist dieser Effekt sicherlich nicht so stark ausgeprägt wie auf dem kleinräumig differenzierten Stonington Island.

Für eine Periode von 2 Monaten im Frühsommer 1940/41 erschließt eine Messung der U.S. Antarctic Service Expedition 1940/41 auf dem Plateau nahe des Northeast-Gletschers den Zusammenhang zwischen Schneedeckenentwicklung und Windgeschwindigkeit (Abb. 9.12)

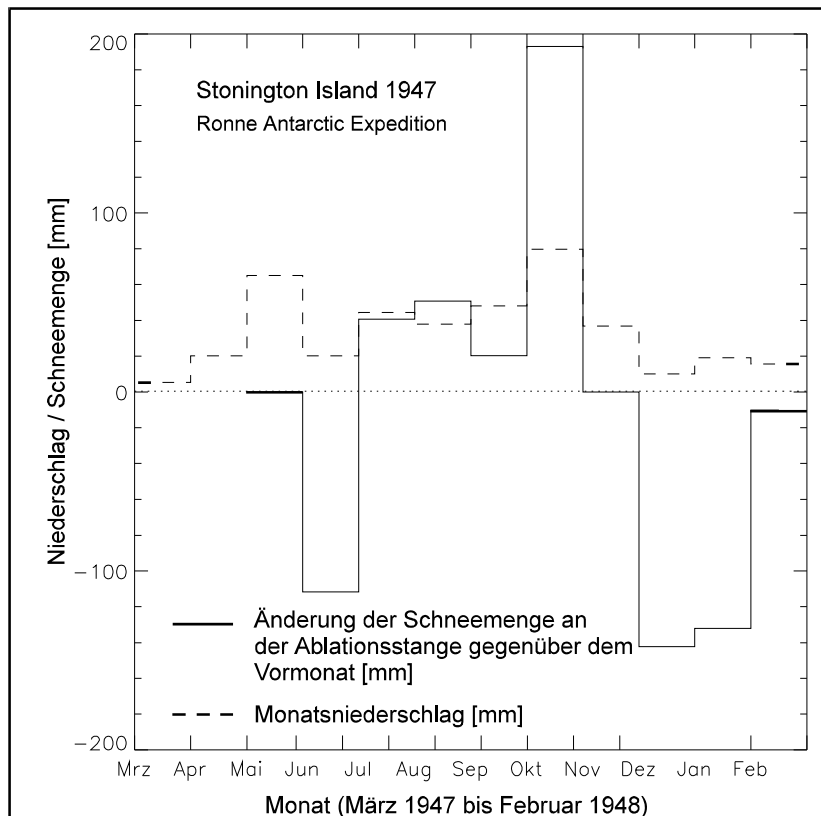


Abb. 9.11: Niederschlag und Schneedeckenveränderung pro Monat in Millimeter Wasseräquivalent (Daten aus: PETERSON 1948).

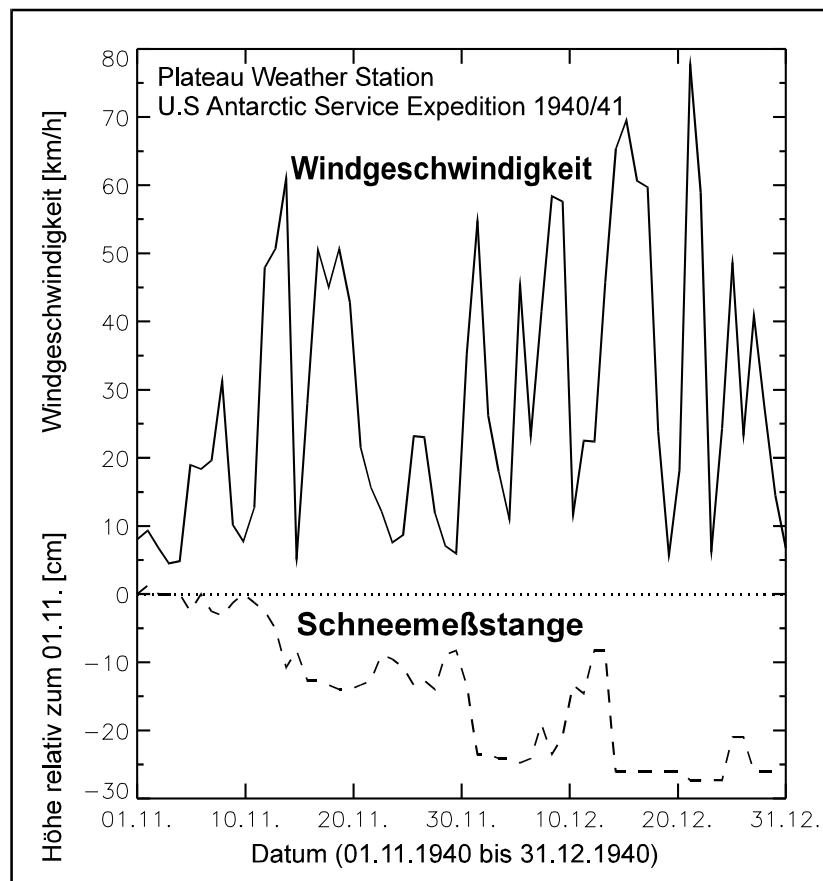


Abb. 9.12: Windgeschwindigkeit und Höhe der Schneedecke im November und Dezember 1940 auf dem Plateau der Antarktischen Halbinsel bei Stonington Island (Daten aus: DORSEY 1945).

(Dorsey 1945). Der in der unteren Kurve dokumentierte Verlauf der Schneedeckenhöhe zeigt einige Perioden mit einer Zunahme der Schneedecke, z. B. am 29.11. und am 12.12., die auf orographisch bedingte Niederschläge bei leichten bis mittleren Windgeschwindigkeiten aus West und Nordwest zurückgehen (DORSEY 1945). Mit dem Einsetzen des jeweils nächsten Starkwindereignisses aus Ost wird dieser Neuschnee wieder verblasen und die Deflation der Altschneedecke schreitet sogar noch weiter in die Tiefe bis zur nächsten widerständigen Oberfläche. Es ist anzunehmen, daß die Erwärmung der Altschneedecke durch Warmluftadvektion und durch Neuschnee im Zuge der schwachwindigen Westwetterlagen die Kruste der Altschneedecke veränderte und damit den weiteren Abtrag auslöste. Abb. 9.12 läßt aber auch den Schluß zu, daß eine harte Altschneeoberfläche trotz andauernder hoher Windgeschwindigkeit oftmals nicht durch weitere Deflation tiefer gelegt wird.

Die beschriebenen Messungen am Plateau und auf Stonington Island verdeutlichen, daß Abschätzungen der Schneeverfrachtung alleine aus der Windgeschwindigkeit noch kein gutes Maß darstellen. Da aber zeitlich aufgelöste Daten über die Widerständigkeit der Schneeoberfläche nicht vorliegen, bleibt die gemessene Windgeschwindigkeit die einzige Variable, die zur Abschätzung des Beitrages der Deflation zum Abbau der Schneedecke im Sommer herangezogen werden kann. Mathematische Formulierungen zur Abschätzung von Transportbeträgen durch Wind wurden in Kapitel 2 vorgestellt. WUNDERLE (1996) benützt die von WENDLER (1989) abgeleitete empirische Beziehung

$$D = e^{(0.21u - 0.45)} \quad (2.69) / (9.1)$$

mit D als der transportierten Schneemenge in 10^{-3} kg/m·s und u der Windgeschwindigkeit in 2 m über Grund, um den Transportbetrag für die Meßkampagne 1994 zu ermitteln. Dabei treten Werte um 0.02 kg/m·s für einige Starkwindereignisse auf. Der Spitzenwert beträgt einmalig 0.14 kg/m·s. Um die Auswirkungen der Schneedrift auf die Massenbilanz der Gletscher einschätzen zu können, muß bedacht werden, daß der Transportbetrag eine Flußgröße darstellt.

Die mit Driftschnee gesättigte, bewegte Luft kann zwar die Schneeoberfläche erodieren, ist aber nicht in der Lage, den Lockerschnee abzutransportieren, wenn nicht die Windgeschwindigkeit lokal so variiert, daß sich Akkumulations- und Deflationsbereiche ausbilden. Der Schneeverlust durch Windfracht für die beiden Gletscher McClary und Northeast berechnet sich im Mittel aus dem Schneefluß normal zum Eiskliff multipliziert mit der Länge des Eiskliffs und der Zeitdauer der Schneedrift. Bei einem Starkwindereignis mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von 25 m/s über 24 Stunden errechnet sich bei einer Gletscherkantenlänge von 15.000 m ein Schneeverlust von $1.5 \cdot 10^8$ kg. Der mittlere Abtrag an

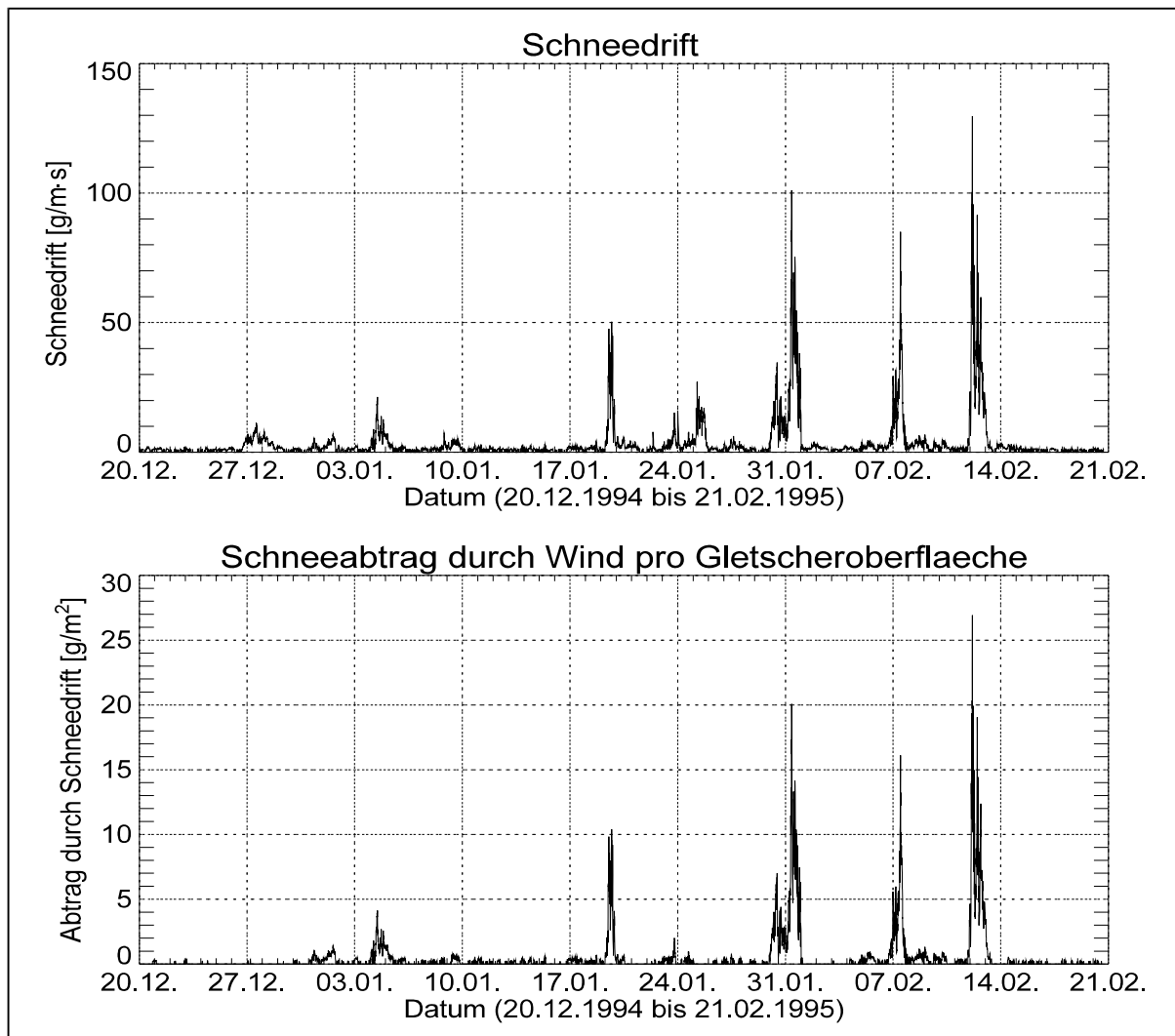


Abb. 9.13: Schneedrift (a) und Flächenabtrag durch Winderosion (b) auf Northeast- und McClary-Gletscher berechnet aus der Windgeschwindigkeit an der AWS (ANT-III A1). Der Verlust durch Sublimation des Driftschnees ist nicht enthalten.

Massenhaushaltsjahr	Nettomassenbilanz [mm]
1992/93	325
1993/94	225
1994/95	200
1995/96	*185
1996/97	*185

Tab. 9.2: Massenbilanz der Schneedecke für die Jahre 1992 bis 1997 im Meßfeld. Die Werte wurden aus Messungen an Ablationsstangen und Schneeschachtaufnahmen abgeleitet. Die beiden mit * gekennzeichneten Werte sind als Mittelwert aus der Summe beider Massenhaushaltsjahre berechnet.

der Schneedecke ergibt sich aus dem Verhältnis der Schneemasse, die über das Eiskliff ins Meer transportiert wurde, zur Gletscheroberfläche. Bei einer Gletscheroberfläche von ca. 252 km^2 im Luv der Gletscherkante errechnet sich ein Verlust von 0.62 kg/m^2 oder 0.6 mm Wasseräquivalent. Bei einer Schneedichte von 400 kg/m^3 erhält man eine mittlere Reduktion der Schneehöhe durch den Sturm von 1.6 mm . Berechnet man nach Glg. 9.1 mit den Windmessungen in zehnminütiger Auflösung den Abtrag durch Wind für den gesamten Meßzeitraum im Sommer 1994/95 so ergeben sich die in Abb. 9.13a dargestellten Werte.

Der Schneefluß durch eine vertikale Fläche senkrecht zur Windgeschwindigkeit erreicht Spitzenwerte von $150 \text{ Kg/m}\cdot\text{s}$. Die Umrechnung auf den mittleren Abtrag an der Gletscheroberfläche ist in Abb. 9.13b aufgetragen. In der Summe erhält man für den gesamten Untersuchungszeitraum einen Abtrag von 4.9 kg/m^2 . Der gesamte Verlust durch Massentransport über das Gletscherkliff entspricht also ca. 5 mm Wasseräquivalent oder 1 cm Schneemächtigkeit bei einer Schneedichte von 500 kg/m^3 . Selbst wenn der Verlust durch erhöhte Sublimation bei Schneedrift in der gleichen Größenordnung sein sollte, wie der Verlust durch Transport über das Eiskliff, erhält man keine hohen Massenverluste aufgrund der Schneedrift. Diese überschlägige Rechnung wird durch die Erfahrungen während der Geländekampagne bestätigt: Während der Starkwindereignisse trat erhebliche Schneedrift auf. Nach dem Abflauen des Windes konnte allerdings an einzeln stehenden Stangen keine auffällige Veränderung der Schneehöhe beobachtet werden. Lediglich die Schneeoberfläche wurde in ihrer Beschaffenheit verändert. Kleinräumige Veränderungen des Windfeldes durch Hindernisse führten zu Schneeverwehungen und Kolken. Die Schneedrift ist demnach als Flußgröße und bei kleinräumiger Variation des Windfeldes eine wichtige Größe. Umgerechnet auf die gesamte Gletscherfläche leistet sie jedoch im Mittel nur einen kleinen negativen Beitrag zum Massenhaushalt einer ausgedehnten, sommerlichen Altschneedecke. Der Verlust durch Winddrift wurde bei weiterführenden Berechnungen deshalb vernachlässigt. Im Winter bei wesentlich weniger verfestigter Schneedecke und nach Neuschneeniederschlägen ist bei Starkwind allerdings mit einer stärkeren Umlagerung und Verfrachtung von Lockerschnee zu rechnen.

9.4.4 Die Schneedecke im Untersuchungsgebiet - Zusammenfassung

Die referierten Beobachtungen zur Schneedecke lassen einige, für die weiteren Arbeitsschritte wichtige Schlüsse zu:

- Die Akkumulation in den untersten 500 Höhenmetern auf den Gletschern beträgt ca. 400 mm Wasseräquivalent.
- Im Sommer wird in den untersten 300 Höhenmetern ein Teil der saisonalen Schneedecke durch Ablation abgebaut.
- Die Ablation ist eng mit der Höhe korreliert.
- Die Ablation ist im Tal des Northeast-Gletschers aufgrund lokalklimatischer Ursachen höher als in gleicher Höhenlage am McClary-Gletscher.
- Die Lage der Gleichgewichtslinie hängt vom Jahresniederschlag und der Sommermitteltemperatur ab. Sie liegt im Massenhaushaltsjahr 1993/94 bei einer Sommermitteltemperatur von -1.0°C im Meeresniveau. Im Massenhaushaltsjahr 1994/95 dagegen hat sie bei einer Sommermitteltemperatur von $+1.2^{\circ}\text{C}$ eine Höhenlage von ca. 110 m N.N.

Die Nettomassenbilanz im Bereich des Meßfeldes beträgt im Mittel der Jahre von 1992/93 bis 1996/97 225 mm Wasseräquivalent. Die Einzelwerte sind in Tab. 9.2 aufgeführt.

10 Modellierung von Energiebilanz und Schneedeckenzustand

10.1 Überblick

Es wird die Energiebilanz und der Schneedeckenzustand im Sommer an der Oberfläche der Naßschnee- und der Perkulationszone der beiden Gletscher McClary und Northeast modelliert. Damit soll untersucht werden, inwiefern einfache physikalische und statistische Ansätze in der Lage sind, die Interpretation der Radarbilder zu unterstützen (Abb. 10.1). Umgekehrt können die Satellitenbilder zur Überprüfung des statistischen Ansatzes herangezogen. Es eröffnet sich also die Möglichkeit, ausgehend von zwei Ansätzen - der Interpretation von Satellitenbildern und der mathematisch-statistischen Modellierung auf der Basis von meteorologischen Messungen - zusätzlich zu den in Kapitel 9 vorgestellten Ergebnissen weitere Aspekte räumzeitlicher Differenzierung der Schneedecke abzuleiten. Das Verfahren ist als Flußdiagramm in Abb. 10.2 zusammengefaßt.

Die Modellierung basiert auf der physikalisch abgeleiteten Energiebilanz an den Meßpunkten der AWS (Abschnitt 10.2). Die kurzwellige Einstrahlung wird flächendeckend mit dem Modul SWIM (Parlow 1988) abgeschätzt (Abschnitt 10.3.1). Mittels multipler linearer Regression wird die Abhängigkeit der Energiebilanz von Temperatur und kurzwelliger Einstrahlung untersucht (Abschnitt 10.3.2). Für die Differenzierung der Lufttemperatur in der Fläche wird ein mittlerer hypsometrischer Temperaturgradient angenommen. Aus flächendeckenden Datensätzen der Lufttemperatur und der kurzwelligen Einstrahlung kann an-

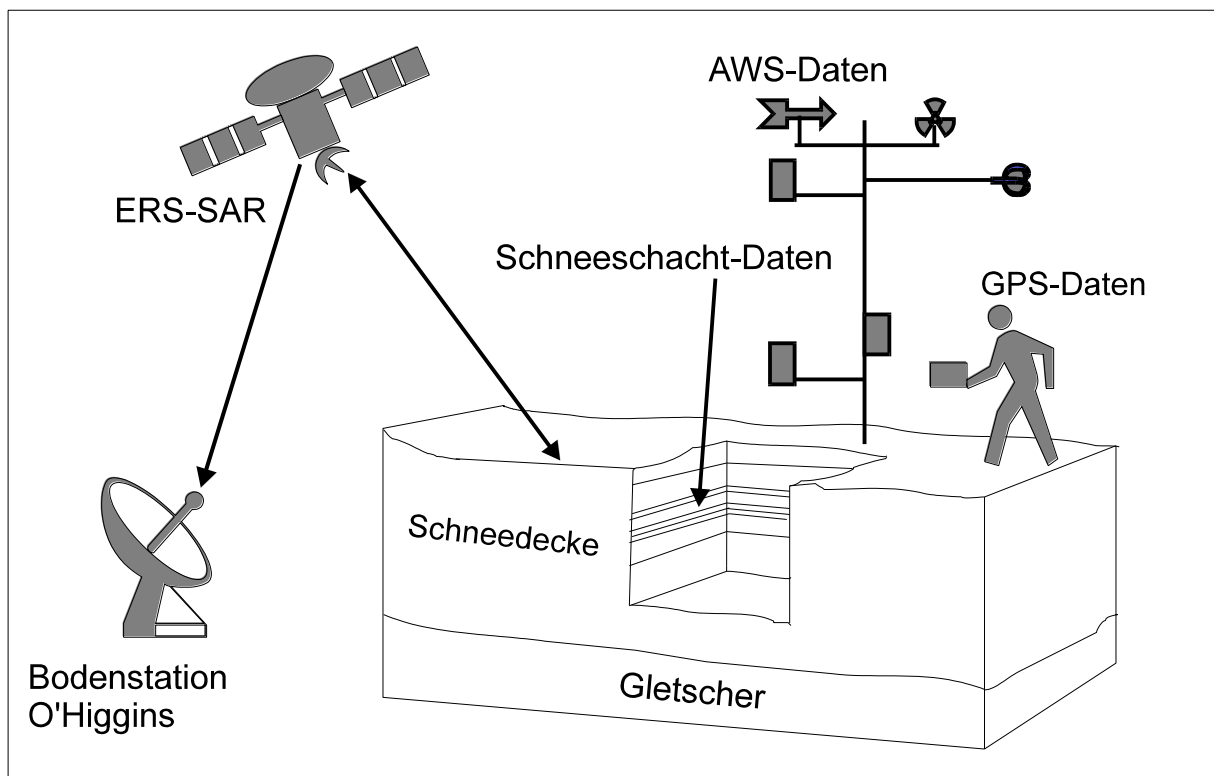


Abb. 10.1: Skizze zur Veranschaulichung der Vorgehensweise: Schneeschachtaufnahmen und meteorologische Daten ermöglichen die Bestimmung der lokalen Energiebilanz und des aktuellen Zustandes der Schneedecke. Abschätzungen der räumlichen Differenzierung des Schneedeckenzustandes, die durch Verfahren gewonnen werden, die auf Daten von einzelnen Meßpunkten beruhen, können mit Hilfe der Satellitenbilder flächenhaft überprüft werden.

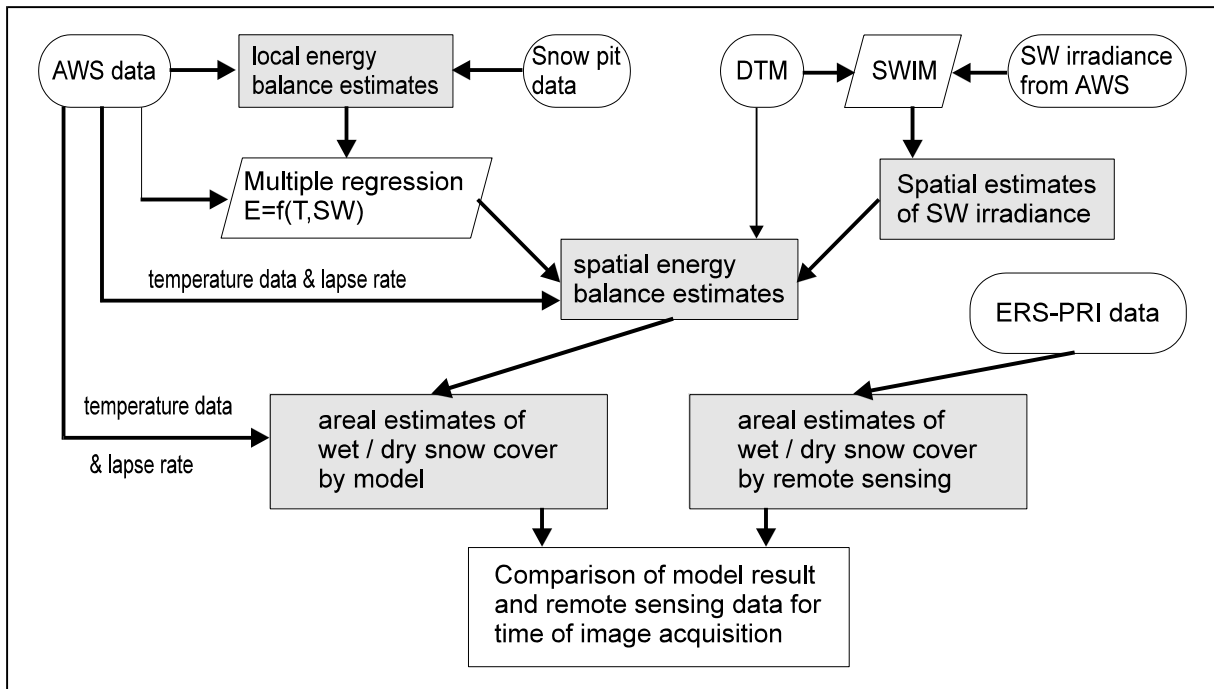


Abb. 10.2: Flußdiagramm der Energiebilanz- und Schneedeckenmodellierung. Abgerundete Felder stehen für Eingabedaten. Grau unterlegte Felder symbolisieren Zwischenergebnisse. Die schräg gestellten Vierecke zeigen mathematische Modelle. Die Abkürzungen bedeuten Energiebilanz (E), Lufttemperatur (T) und kurzwellige Einstrahlung (SW).

schließlich mit Hilfe des DTM eine Zeitreihe der räumlichen Differenzierung der Energiebilanz und der Lufttemperatur berechnet werden. Mit diesen beiden Datensätzen wird der Zustand der Schneedecke im Untersuchungsgebiet modelliert (Abschnitt 10.4). Durch den Vergleich mit Radarbildern wird der Ansatz überprüft (Abschnitt 10.4).

10.2 Die Energiebilanz am Meßpunkt der AWS

10.2.1 Berechnung der Energiebilanz

Die Berechnung der Energiebilanz aus den meteorologischen Daten der AWS beruht auf Glg. 2.4. Die Vereinfachung gegenüber Glg. 2.1 wurde in Kapitel 2 erläutert. Da die Bestimmung der Strahlungsbilanz mit einem Meßinstrument im Gelände erfolgte (→ Kapitel 7), erfordert lediglich die Ableitung der turbulenten Wärmeströme eine ausführlichere Darstellung.

Die turbulenten Wärmeströme berechnen sich nach den Glg. 2.32 und Glg. 2.35, sofern die Schneeoberfläche eine Temperatur von 0°C aufweist. Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt werden Glg. 2.36 und Glg. 2.37 verwendet. In beiden Fällen erfolgt eine Korrektur des turbulenten Austausches für stabile Schichtung der bodennahen Luftschicht nach Glg. 2.63. Zur Anpassung der Meßhöhen der Temperatur- und Feuchtefühler und des Windgeschwindigkeitssensors wird ein logarithmisches Windprofil (Glg. 2.27) angenommen. Die korrigierte Windgeschwindigkeit ergibt sich nach wenigen Umformungen zu:

$$u(z_T) = u(z_u) \frac{\ln \frac{z_T}{z_{0,u}}}{\ln \frac{z_u}{z_{0,u}}} \quad (10.1)$$

mit z_T : Meßhöhe der Lufttemperatur
 $u(z_T)$: Windgeschwindigkeit in der Höhe z_T
 z_u : Meßhöhe der Windgeschwindigkeit
 $u(z_u)$: Windgeschwindigkeit in der Höhe z_u
 $z_{0,u}$: Rauigkeitslänge für Impuls.

Die Korrektur der Lufttemperatur (T) aufgrund von strahlungsbedingtem Aufheizen des Strahlungsschutzgehäuses wird nach Glg. 7.7 vorgenommen. Zur Berechnung der potentiellen Temperatur (T_{pot}) wird die Beziehung (Liljequist und Cihak 1974, S. 107)

$$T_{pot} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.287} \quad (10.2)$$

eingesetzt. Der Luftdruck (p) wurde an der Station San Martin im Meeresniveau in Intervallen von drei Stunden erfaßt. Der Datensatz wurde so interpoliert, daß Werte des Luftdrucks auf einstündiger Basis vorliegen. Die Reduzierung des Luftdrucks vom Meeresniveau (p_0) auf das Höhenniveau (h) der AWS erfolgte mittels der barometrischen Höhenformel (Liljequist und Cihak 1974, S. 49),

$$p = p_0 e^{\frac{-g \cdot h}{R_d (T_v - 0.03 \cdot h)}}, \quad (10.3)$$

wobei die virtuelle Lufttemperatur (T_v) der Station San Martin in Kelvin angegeben werden muß. R_d bezeichnet die allgemeine Gaskonstante. Die virtuelle Lufttemperatur berechnet sich nach (Liljequist und Cihak 1974, S. 43) zu

$$T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p_0} \right). \quad (10.4)$$

Der Wasserdampfdruck (e) wird in Glg. 2.35, 2.36 und 10.4 benötigt. Er kann aus der gemessenen relativen Feuchte (rf) und der Lufttemperatur (T) (Brutsaert 1982, S. 42) mit

$$e = rf \cdot 1013.25 \exp[a_1 T_R - a_2 T_R^2 - a_3 T_R^3 - a_4 - T_R^4] \quad (10.5)$$

und

$$T_R = 1 - \frac{373.15}{T} \quad (10.6)$$

sowie den Konstanten

a_1 :	13.3185	a_2 :	1.976
a_3 :	0.6445	a_4 :	0.1299

bestimmt werden.

Die Dichte der Luft (ρ) hängt von der Lufttemperatur, dem Druck und der Beimengung an Wasserdampf ab. Aus der allgemeinen Gasgleichung ergibt sich unter Berücksichtigung der Feuchte eine Beziehung der Form (Brutsaert 1982, S. 83)

$$\rho = \left[1 - \frac{0.378e}{p} \right] \frac{p}{Rd \cdot T} \quad (10.7)$$

Die Berechnung der turbulenten Wärmeströme kann nun auf der Basis der Stundenmittelwerte von Luftfeuchte, Luftdruck, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit durchgeführt werden. Lediglich die Rauigkeitslängen für Impuls, Wärmeaustausch und Wasserdampftransport sind noch fest zulegen. Diese drei Größen werden zur Anpassung der Energiebilanz an die aus den Schneeschächten ermittelte Schneeschmelze herangezogen.

10.2.2 Vergleich von gemessener und modellierter Schneeschmelze

Die nach dem in Kapitel 10.1.1 beschriebenen Verfahren ermittelte Energiebilanz an den Meßpunkten der AWS wird zur Bestimmung der Schneeschmelze herangezogen. Der aus Glg. (2.4) ermittelte Energiebetrag wird - sofern positiv und sofern die Lufttemperatur positiv ist - mit Hilfe der Schmelzwärme von $3.35 \cdot 10^5$ J/Kg auf der Basis der Stundenwerte in Millimeter Wasseräquivalent transformiert. Der Austrag durch Evaporation bzw. der Eintrag durch Kondensation - abgeleitet aus dem latenten Wärmestrom - wird hinzuaddiert. Diese Größe erhält man, wenn man mit Hilfe der Sublimationsenergie (L_v) (Liljequist und Cihak 1974, S. 91)

$$L_v = \left(2.498 - 0.0024 \cdot \frac{T}{[1^\circ C]} + 0.335 \right) 10^6 \frac{J}{kg} \quad (10.8)$$

die berechnete latente Wärme in Millimeter Wasseräquivalent umrechnet.

Die Schneeschächte (\rightarrow Kapitel 7 und Kapitel 9) wurden im zeitlichen Abstand von zwei bis fünf Tagen angelegt. Um die Ablation der oberen Schneedecke in den Schneeschächten und die modellierte Schneeschmelze vergleichen zu können, wurden deshalb die berechneten Schmelzbeträge jeweils über den Zeitraum zwischen zwei Schneeschachtaufnahmen aufsummiert. Da nicht in allen Schneeschächten charakteristische Eislinsen wiedergefunden werden konnten, die die Bestimmung des Schneedeckenabbaus zulassen, beschränken sich die vergleichbaren Energiebilanzabschätzungen auf 15 Zeitintervalle. Der Vergleich der aus meteorologischen Daten berechneten und der aus Schneeschachtaufnahmen abgeleiteten Schneeschmelze ist in Abbildung 10.3 abgebildet. Die beste Übereinstimmung erhält man mit den Rauigkeitslängen 10^{-3} m für Impuls und Wärme und 10^{-5} m für Wasserdampftransport. Beide Werte liegen in der Größenordnung der in der Literatur zu findenden Angaben über Rauigkeitslängen von Schnee (\rightarrow Kapitel 2.4.2.5). Es ist jedoch unüblich, unterschiedliche Zahlenwerte für die Rauigkeitslängen von latentem und fühlbarem Wärmestromes anzusetzen. Die Rauigkeitslänge wird bei dem hier benutzten Verfahren als einzige Stellgröße zur Anpassung der modellierten an die gemessene Schneeschmelze herangezogen. Dies bedeutet, daß systematische Instrumentenfehler bei der Bestimmung der Feuchte- und Tem-

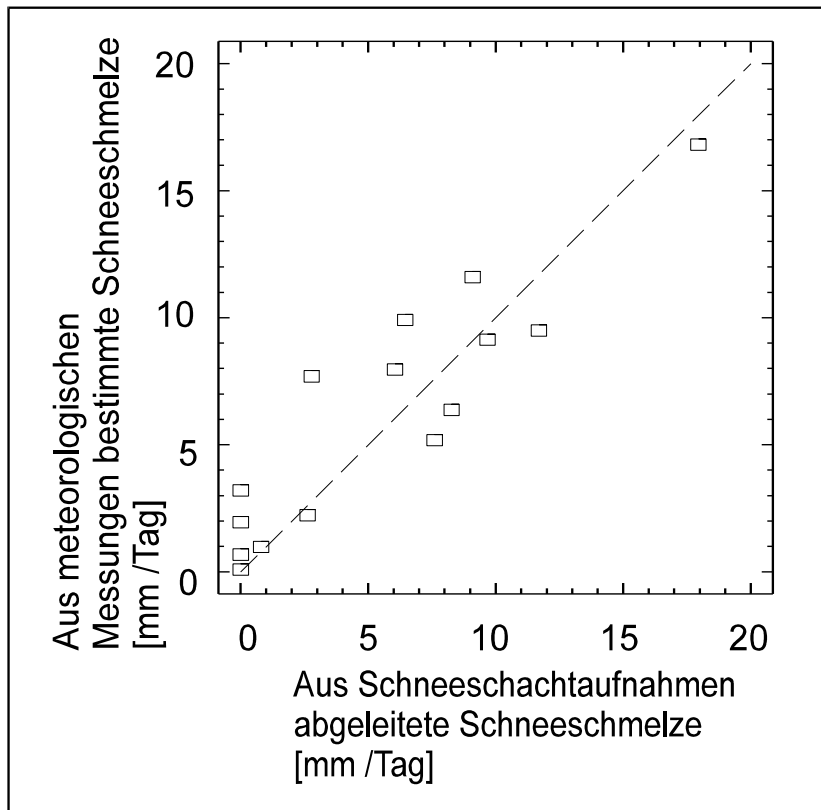


Abb. 10.3 Berechnete und modellierte Schneeschmelze im Sommer 1994/95 auf Northeast - und McClary Gletscher.

peraturgradienten ebenso wie systematische Abweichungen vom logarithmischen Windprofil durch die Wahl der Rauigkeitslängen kompensiert werden müssen. Betrachtet man Mittelwert, Maximum und Minimum der beiden Feuchtesensoren an der AWS 'Campamento' (→ Kapitel 7, Tab. 7.3) so fällt auf, daß Minima und Maxima der Luftfeuchte am oberen Sensor jeweils um 2% niedriger liegen als am unteren Sensor. Der Mittelwert weicht um 5% ab. Tatsächlich würde man bei 100% gesättigter Luft an beiden Sensoren den gleichen Wert erwarten. Ebenso sollte das Minimum an beiden Sensoren den gleichen Wert liefern. Da im zeitlichen Mittel während des Sommers ein Feuchtegradient zur Schneeoberfläche hin existiert (Abschnitt 10.2.3), ist zu erwarten, daß der Mittelwert des oberen Feuchtesensors einen höheren Wert annimmt als der untere Sensor. Aus diesen Betrachtungen wird geschlossen, daß der obere Sensor die relative Feuchte um ca. 2% systematisch überschätzt. Der mittlere Gradient zwischen unterem und oberem Sensor verringert sich dadurch von ca. 5% auf ca. 3% - also um ca. 40%. Diese systematische Überschätzung erklärt, warum die Rauigkeitslänge für den Feuchtetransport wesentlich niedriger ausfallen muß als für den Fluß fühlbarer Wärme, da auf diese Weise der systematische Fehler kompensiert wird. Die Erniedrigung der Rauigkeitslänge für den Transport latenter Wärme um 2 Zehnerpotenzen entspricht, eingesetzt in Glg. 2.35 und Glg. 2.37, genau einer Reduktion des latenten Wärmestroms um 40%, da die Rauigkeitslänge lediglich mit dem natürlichen Logarithmus in die Berechnung eingeht. Der latente Wärmestrom hängt dagegen linear vom Feuchtegradienten ab.

Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessener und berechneter Schneeschmelze in Abbildung 10.3 beträgt $r = 0.9$. Das Bestimmtheitsmaß (r^2) ergibt 0.82. Der y-Achsen-

abschnitt der Regressionsgeraden ist 1.7 mm Wasseräquivalent und der Gradient der Geraden beläuft sich auf 0.82. Daraus ergibt sich, daß hohe Schneeschmelzraten durch die Berechnung systematisch etwas unterschätzt werden. Für den Zeitraum vom 29.12.94 bis zum 27.01.95 wurde an der Ablationsmeßstange A1 eine Veränderung der Schneehöhe von 40 cm gemessen. Aus den Schneeschächten erhält man eine mittlere Dichte von 520 kg/m^3 . Damit ergibt sich ein Massenverlust von 208 mm Wasseräquivalent aus der oberen Schneedecke. Aus den Daten der AWS ermittelt man für den gleichen Zeitraum eine Schneeschmelze von 263 mm Wasseräquivalent, was einer relativen Abweichung von 21% entspricht. Für den gesamten Meßzeitraum berechnet man aus den Daten der AWS ‘Campamento’ einen Schneedeckenabbau von 375 mm Wasseräquivalent. An der Ablationsstange ergibt sich für die gesamte Sommersaison ein Wert von 312 mm Wasseräquivalent. Die beiden Einzelmessungen an der Ablationsstange dürfen aber nicht als exakte Vergleichsmessung betrachtet werden. Die Ablesung der Stange ist fehlerbehaftet, da die Ablationsstange nicht absolut gerade stand, der Abstand zwischen Stange und AWS einige Meter betrug und die Bestimmung der Dichte in Schneeschächten vorgenommen wurde, die in einigen Metern Entfernung von der Ablationsstange angelegt worden waren.

10.2.2.1 Fehlerbetrachtung

Die Fehlergrenzen der einzelnen Meßinstrumente wurden in Kapitel 7 diskutiert. Berechnet man die maximalen Fehler der einzelnen Energieflüsse mit diesen Fehlergrenzen unter Benutzung des Gausschen Fehlerfortpflanzungsgesetzes

$$\Delta \bar{F} = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x} \Delta x\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y} \Delta y\right)^2 + \dots}, \quad (10.9)$$

wobei F die benutzte Funktion und x und y die fehlerbehafteten Variablen sind, so erhält man einen maximalen Fehler von 22% für den fühlbaren Wärmestrom und 15% für den latenten Wärmestrom. Der Fehler der Strahlungsbilanzmessung wurde in Kapitel 7 mit 15% abgeschätzt. Als Gesamtfehler ergibt sich mit Hilfe von Glg. 10.9 eine maximale Abweichung von

Meßgröße / Flußgröße	Mittelwert
Lufttemperatur in 2 m Höhe	+0.8°C
Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	4.6 m/s
Relative Luftfeuchte in 2 m Höhe	70.1 %
Strahlungsbilanz	8.6 W/m ² (46%)
Fühlbarer Wärmefluß	35.5 W/m ² (190%)
Latenter Wärmefluß	-25.5 W/m ² (-137%)
Summe der turbulenten Wärmeflüsse	10.0 W/m ² (54%)
Gesamter Wärmefluß aus der Atmosphäre	18.6 W/m ²

Tab. 10.1: Mittelwerte der atmosphärischen Meßgrößen und der modellierten Energieflüsse im Meßzeitraum vom 20.12.1994 bis zum 19.02.1995 an der AWS ‘Campamento’ am Punkt A1. Bei den Energieflüssen sind in Klammern Angaben in Prozent angefügt, die sich auf das Verhältnis der Größe zum gesamten Wärmefluß aus der Atmosphäre beziehen.

4.7 W/m², was 25% des Mittelwertes entspricht.

Auch der maximale Fehler bei der Bestimmung der Schneeschmelze in den Schneeschächten kann mit Glg. 10.9 überschlagen werden. Bei einer Schneedichte von 500 kg/m³ und einem Fehler bei der Bestimmung der Schneedichte von 10 kg/m³ erhält man eine maximale Abweichung von 7 mm Wasseräquivalent, sofern die charakteristischen Schneelinsen mit einer Genauigkeit von 1 cm erfaßt werden können. Da sich der maximale Fehler der betrachteten Schneeschmelze aus der Differenz zweier Messungen ergibt, erhöht sich der absolute, maximale Fehler entsprechend Glg. 10.9 auf 10 mm Wasseräquivalent, was ungefähr 7.6 W/m² entspricht, wenn man ein Zeitintervall von 5 Tagen zwischen den beiden Messungen zugrundelegt. Die Schmelzbeträge zwischen jeweils zwei Schachtaufnahmen reichten von 14 mm bis 89 mm Wasseräquivalent, so daß sich ein maximal möglicher relativer Fehler bei der Bestimmung der Schneeschmelze aus den Schneeschachtdaten zwischen 70% und 16% ergibt. Vergleicht man den Gesamtbetrag der gemessenen und der berechneten Schneeschmelze, erhält man eine relative Abweichung der berechneten Schneeschmelze von der gemessenen Schneeschmelze von 39% für die Station 'McClary' und von 31% für die Station 'Northeast'. Für die AWS 'Campamento' am Punkt A1 ergibt sich eine hervorragende Übereinstimmung mit einer relativen Abweichung von lediglich 1%.

An der Station 'Campamento' konnten 8 Meßintervalle ausgewertet werden, während für die anderen beiden Stationen lediglich 3 bzw. 4 Meßintervalle zur Verfügung standen. Die AWS 'Campamento' befand sich nur ca. 200 m vom Zeltlager entfernt, so daß sie täglich gewartet werden konnte und die Schneeschächte in größerer Häufigkeit und bei besseren meteorologischen Bedingungen aufgenommen werden konnten.

Die Kalibrierung des Energiebilanzmodells mittels der gemessenen Schneeschmelze ist auf eine schmelzende Schneedecke ausgelegt. An den AWS 'Northeast' und 'McClary' traten diese Bedingungen im Vergleich zur AWS 'Campamento' seltener auf. Im Mittel muß während des Sommers an den höher gelegenen Stationen ein größerer Teil des Energiegewinns zur Erwärmung des Schneekörpers auf 0°C eingesetzt werden, da häufigere Perioden mit Lufttemperaturen unter 0°C zur temporären Abkühlung der Schneedecke führen. Als Konsequenz daraus ergibt sich eine systematische Überschätzung der Schneeschmelze aus den Daten der AWS 'Northeast' und 'McClary'. Diese Überschätzung der Schneeschmelze liegt nicht an einem Fehler in der Energiebilanzabschätzung sondern an der anderen Aufteilung des Energieeintrags zwischen Schneeschmelze und Speicherwärmestrom innerhalb der Schneedecke. Bei geringen Schmelzraten wird zudem der relative Fehler größer, der durch die Vernachlässigung des Retentionsvermögens der Schneedecke in Kauf genommen wird. Auch diese Fehlerquelle führt zu einer Überschätzung des modellierten Schneedeckenabbaus gegenüber dem gemessenen Schneedeckenabbau an den orographisch höher liegenden AWS.

10.2.3 Interpretation der Energiebilanzabschätzungen

Die Wochenmittel der Nettoenergiebilanz und der drei atmosphärischen Energieflüsse Strahlungsbilanz, fühlbarer Wärme und latenter Wärme an der AWS 'Campamento' beim Punkt A1 sind in Abbildung 10.4 für den Meßzeitraum aufgetragen. Die Energiebilanz beschreibt die Summe der drei anderen Größen und gibt den Energieeintrag in oder - bei negativem Vorzeichen - den Energieaustrag aus der Schneedecke an. Die Mittelwerte von

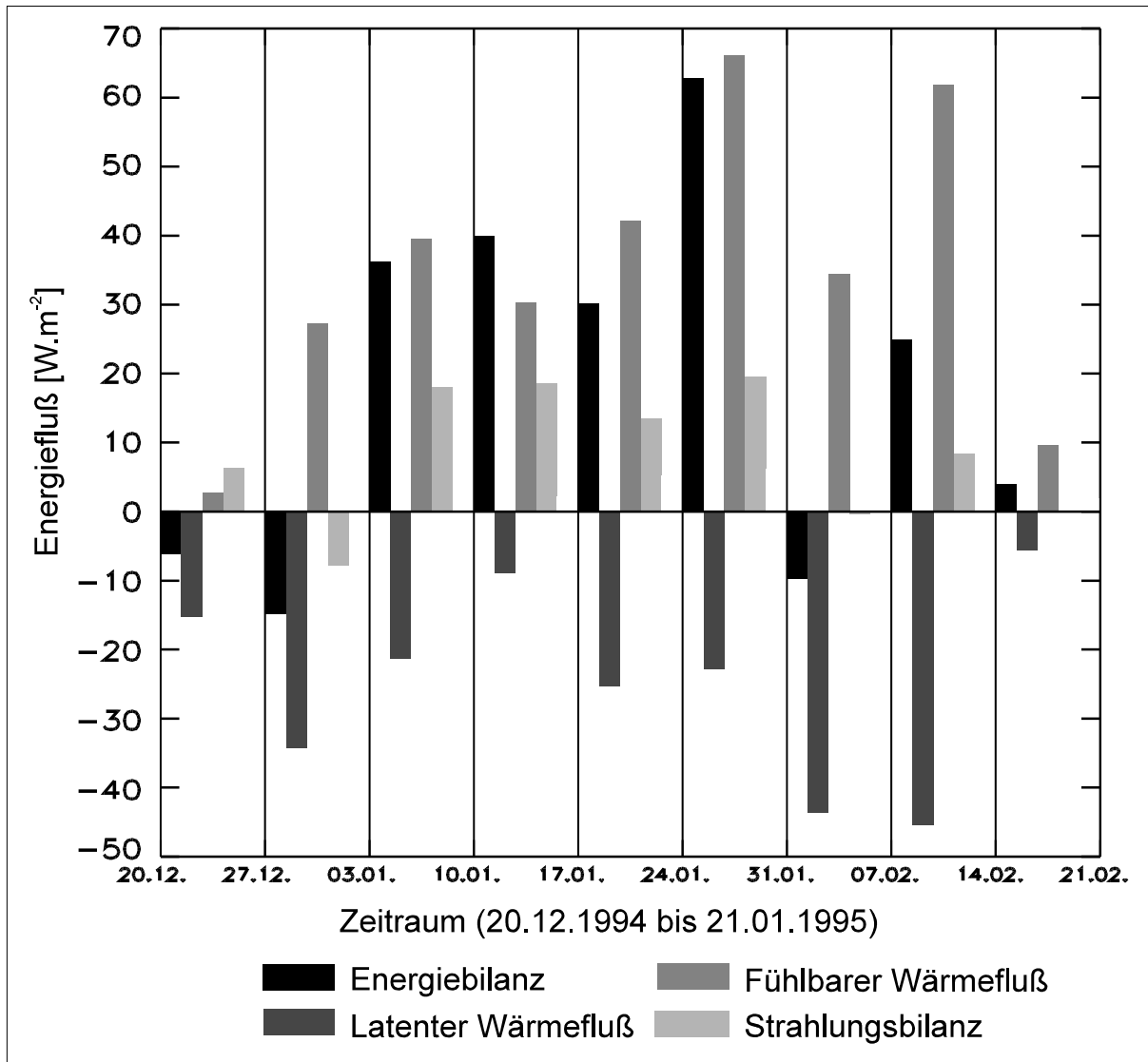


Abb. 10.4: Wochenmittel von latentem Wärmefluß, fühlbarem Wärmefluß und Strahlungsbilanz. Der Balken Energiebilanz ergibt sich aus der Summe der drei atmosphärischen Energieflüsse und beschreibt damit den Energieeintrag in oder den Energieaustrag aus der Schneedecke.

Klimaelementen und von den berechneten Energieflüssen im Meßzeitraum sind in Tabelle 10.1 zusammengefaßt.

Der Gang der Energiebilanz folgt dem in Kapitel 7 dokumentierten Gang der Lufttemperatur. Nach negativen Energiebilanzsummen in den ersten beiden Wochen folgt eine Periode von vier Wochen mit hohem Energieeintrag in die Schneedecke. Anfang Februar 1995 ergibt sich bei niedrigeren Temperaturen wieder eine im Mittel negative Energiebilanz und die letzten beiden Wochen der Geländekampagne weisen positive Werte auf, wenn auch der absolute Nettoenergiegewinn nicht mehr so hoch ausfällt wie im Januar 1995. Die absolute Größe der turbulenten Wärmeflüsse übersteigt die Strahlungsbilanz bei weitem. Dieses Verhalten ist typisch für schmelzende Schneeoberflächen der Perkulations- und Naßschneezone mit hoher Albedo und bei Lufttemperaturen etwas über $0^{\circ}C$ (\rightarrow Kapitel 3.2). Die Summe der beiden turbulenten Wärmeströme ergibt im Mittel 55% der gesamten Energiebilanz während die Strahlungsbilanz lediglich 45% beiträgt. Die Albedo der Schneedecke beträgt im Mittel 0.82. Die Strahlungsbilanz wird durch diese sehr hohe Albedo stark verringert. Auch die geringe

Wolkenbedeckungsrate, verglichen mit anderen Küstenabschnitten der Antarktischen Halbinsel (→ Kapitel 8.1), und die geringe Luftfeuchte von im Mittel lediglich 70% führen zu vergleichsweise kleinen Werten der Strahlungsbilanz.

Das unterschiedliche Vorzeichen für latenten und fühlbaren Wärmestrom ergibt sich aus den Mittelwerten von Temperatur und Feuchte. Eine schmelzende Schneeoberfläche weist direkt an der Oberfläche eine Oberflächentemperatur von 0°C und einen Wasserdampfdruck von 6.1 hPa auf. In der bodennahen Luft mit im Mittel $+0.8^{\circ}\text{C}$ und 70% relativer Luftfeuchtigkeit berechnet sich der Partialdruck des Wasserdampfes zu 4.5 hPa. Der Unterschied der Temperatur (ΔT) beträgt also $+0.8^{\circ}\text{C}$, während der Unterschied des Dampfdruck (Δe) -1.6 hPa ergibt. Die beiden Gradienten haben unterschiedliches Vorzeichen, und dies muß entsprechend auch für die zugehörigen turbulenten Wärmeströme gelten.

Es sei nochmals auf die große Ähnlichkeit zwischen der hier dargestellten Energiebilanzmodellierung und den Ergebnissen hingewiesen, die Jamieson und Wagner (1983) bei ähnlichen Bedingungen für den Spartak Gletscher auf Alexander Island fanden (→ Kapitel 3.4.2). Auch ihre Untersuchungen zeigen, daß im Sommer der fühlbare Wärmestrom die Strahlungsbilanz übertrifft und daß latenter und fühlbarer Wärmestrom unterschiedliches Vorzeichen annehmen.

10.3 Flächenhafte Abschätzung der Energiebilanz

Die für die Standorte der AWS abgeleitete Energiebilanz wird mit Hilfe eines statistischen Verfahrens flächenhaft approximiert. Hierzu werden Flächendatensätze von Lufttemperatur und kurzweiliger Einstrahlung erzeugt. Bevor die flächenhafte Abschätzung der Energiebilanz mittels multipler linearer Regression dargestellt wird, wird in Kapitel 10.3.1 die Modellierung der kurzweiligen Einstrahlung ausgeführt.

10.3.1 Flächenhafte Modellierung der kurzweiligen Einstrahlung

Berechnungen der kurzweiligen Einstrahlung erfordern neben der Berücksichtigung der Geometrie auch die Abschätzung des Einflusses der Atmosphäre auf den Strahlengang (Lacis und Hansen 1974, Dozier 1978). Direkte und diffuse Einstrahlung müssen aufgrund unterschiedlicher Transmission bei verschiedenen Atmosphärenbedingungen separat betrachtet werden (Hay 1976, Munro 1982). Die Modellierung der kurzweiligen Einstrahlung erfolgt mittels des Programmpaketes 'Shortwave Irradiance Modell' (SWIM), welches von Parlow (1988) erstellt wurde. Der eingesetzte Algorithmus berücksichtigt zur Ableitung von diffuser und direkter Einstrahlung für jeden Gitterpunkt des DTM folgende Einflußgrößen (Parlow 1996):

- Deklination der Sonne für den Tag im Jahr
- Solarkonstante für den Tag
- Azimut der Sonne für den Zeitpunkt der Modellierung
- Sonnenauf- und Sonnenuntergangszeitpunkt für den Tag der Modellierung
- Höhe der Sonne über dem Horizont für den Zeitpunkt der Modellierung
- Einschränkung des oberen Halbraumes durch das umgebende Gelände
- Einfluß einer breitenkreisabhängigen Standardatmosphäre auf den Strahlengang

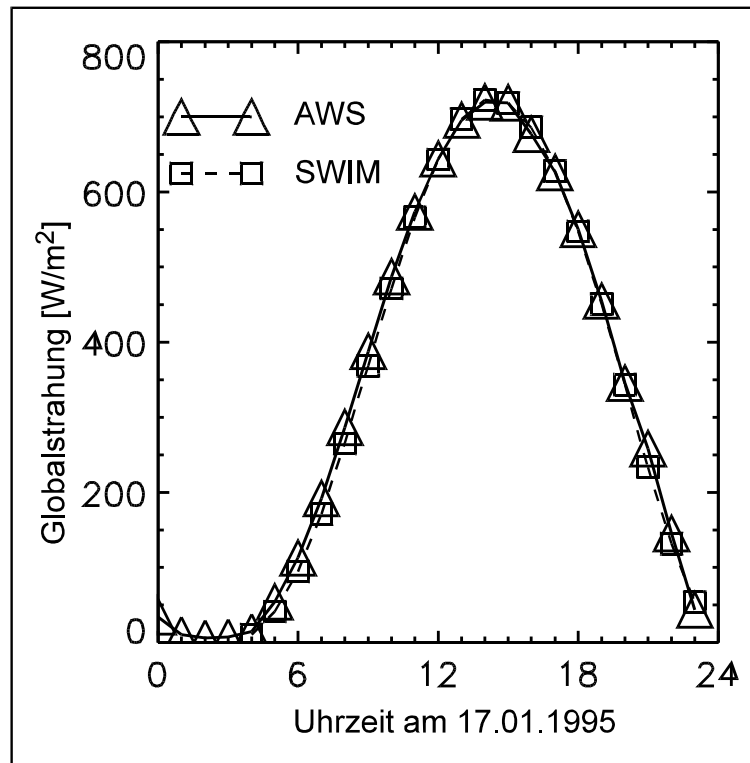


Abb. 10.5: Gemessene und modellierte Globalstrahlung für den 17.01.1995.

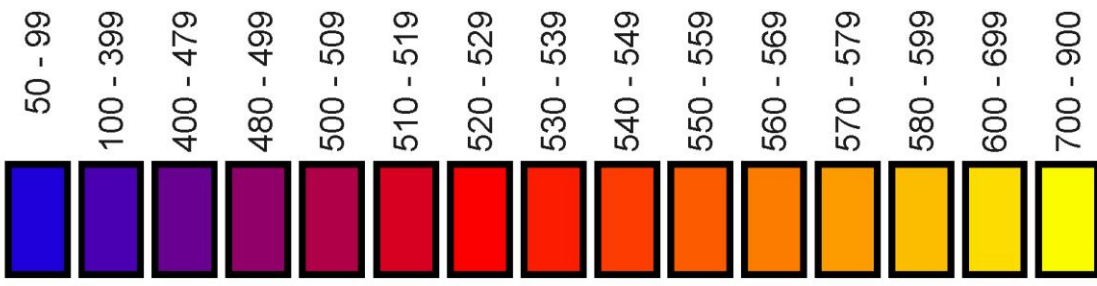
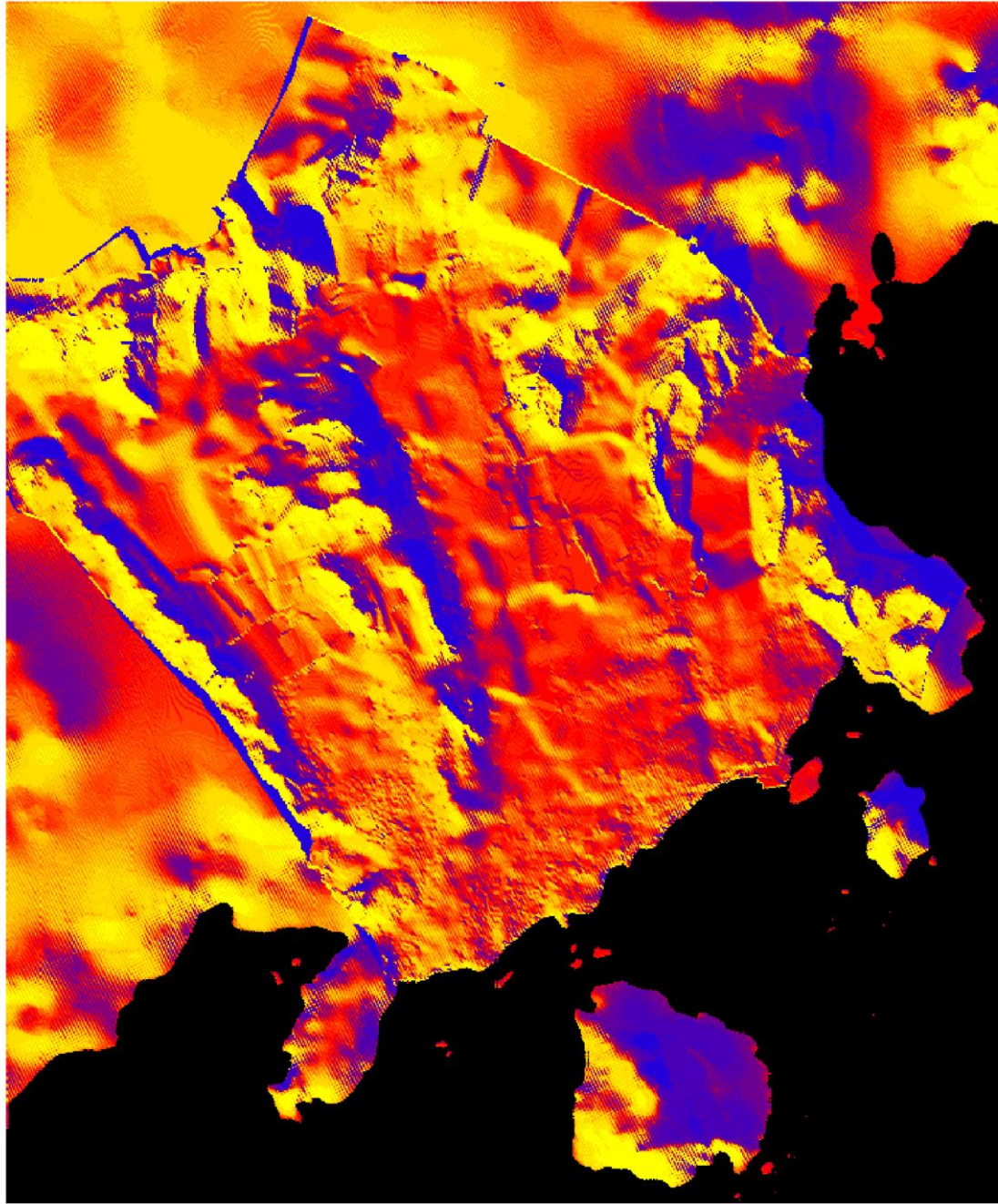
Im SWIM ist für die hohen Breiten eine Standardatmosphäre der Nordhalbkugel vorgesehen. Im Vergleich zu den direkten Messungen im Untersuchungsgebiet liefert SWIM bei wolkenloser Atmosphäre eine kurzwellige Einstrahlung, die um 19% niedriger liegt als die an der AWS erfaßte kurzwellige Einstrahlung. Das Modul SWIM ermöglicht jedoch, multiplikative Faktoren für direkte und diffuse Einstrahlung zu setzen, die die Unterschiede zwischen lokalem Atmosphäreneinfluß und der gewählten Standardatmosphäre ausgleichen. Nachdem beide Faktoren auf 1.19 eingestellt worden waren, konnte am Gitterpunkt des DTM, der dem Standort der AWS entspricht, hervorragende Übereinstimmung mit den Meßdaten für einen wolkenlosen Tag erreicht werden (Abb. 10.5).

Abb. 10.6 zeigt als Beispiel einer flächenhaften Simulation die Globalstrahlung am 17. Januar 1995 um 16.00 wahrer Ortszeit. Die durch die Kanten zwischen den beiden unterschiedlichen DTM erzeugten Artefakte treten deutlich hervor. In den Tallagen der beiden Gletscher werden Strahlungsflüsse zwischen 500 W/m^2 und 700 W/m^2 modelliert.

Zur weiteren Bearbeitung mußte eine Zeitreihe flächenhafter Globalstrahlungssimulationen erstellt werden. Die in Abschnitt 10.4 vorgestellte Ableitung des Schneedeckenzustandes arbeitet mit Zeitreihen aus Tagesquartalen - also mit Mittelwerten über jeweils 6 Stunden. Die Modellierung mit dem Modul SWIM erzeugt aber eine momentane Einstrahlung zum vorgegebenen Zeitpunkt.

Abb. 10.6: Modellierung der Globalstrahlung mit SWIM am 17.01.1995 um 16.00 Uhr Ortszeit für die Oberfläche der beiden Gletscher Northeast und McClary.

Kurzwellige Einstrahlung am 17.01.1995 um 16.00 wahrer Ortszeit [W/m²]



C. Schneider 1995

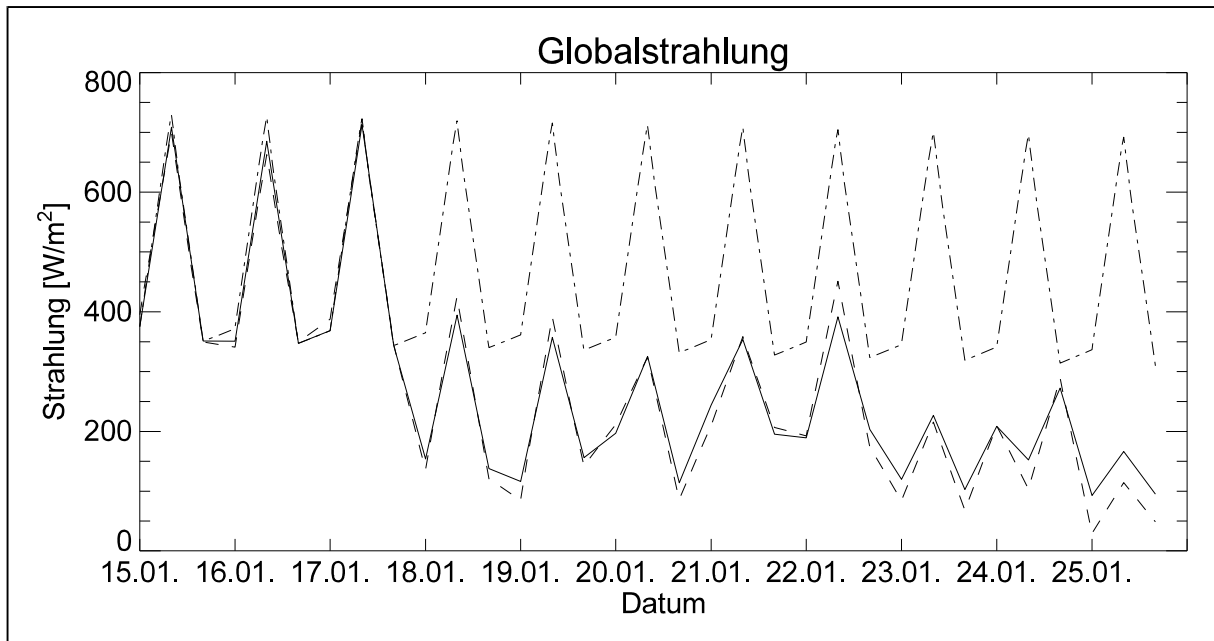


Abb. 10.7: Vergleich von gemessener Globalstrahlung (durchgezogene Linie), modellierter Globalstrahlung ohne Bewölkungskorrektur (Linie aus Punkten und Strichen) und modellierter Globalstrahlung mit Korrektur des Einflusses der Bewölkung (gestrichelte Linie). Am wolkenlosen Tag, dem 17.01.1995, liegen alle drei Kurven praktisch deckungsgleich. Abgebildet sind jeweils drei Werte pro Tag für die Uhrzeiten 9:00, 14:00 und 20:00.

Es werden für die Modellierung der Globalstrahlung im SWIM für die vier Tagesquartale die Zeitpunkte 4 Uhr, 9 Uhr, 15 Uhr und 20 Uhr gesetzt. Aus den AWS-Daten der Globalstrahlung werden Mittelwerte der Tagesquartale gebildet. Diese werden jeweils mit dem Stundenmittel um 4 Uhr, um 9 Uhr, um 15 Uhr und um 20 Uhr verglichen. Das tageszeitabhängige Verhältnis zwischen dem Wert der Einzelstunde und dem Quartalsmittelwert wird als Korrekturfaktor im weiteren mitgeführt, so daß der Unterschied zwischen momentaner Modellierung und dem zugehörigen Mittel des Tagesquartals berücksichtigt wird. Zur Abschätzung des Einflusses der Bewölkung werden häufig Parametrisierungen in Abhängigkeit des beobachteten Wolkentyps und der Wolkenbedeckungsrate eingesetzt (Davies et al. 1975). Da von drei AWS innerhalb des Untersuchungsgebietes Messungen der Globalstrahlung vorliegen, kann der Einfluß der Bewölkung direkt aus dem Verhältnis (ra) von modellierter Einstrahlung für wolkenlosen Himmel und beobachteter Einstrahlung an den AWS berechnet werden. In einem iterativen Prozeß wurden multiplikative Faktoren für die direkte und die diffuse Einstrahlung gesucht, so daß die Abweichung zwischen modellierter und gemessener Einstrahlung minimiert wird. Da bereits dünne Bewölkung die direkte Einstrahlung stark vermindert, während die diffuse Einstrahlung erst durch dichtere Bewölkung beeinträchtigt wird, wurden die Faktoren zur Anpassung der direkten (dr) und der diffusen (df) Einstrahlung mit Funktionen in der Form

$$df = df_0 \cdot (ra)^a \quad (10.10)$$

$$dr = dr_0 \cdot (ra)^b \quad (10.11)$$

angepaßt. Der Index 0 bezeichnet die Faktoren für wolkenlosen Himmel. Bei Bewölkung ergibt sich

$$0 < r_a < 1.$$

Bei Strahlungswetter wird r_a zu 1. Die beiden Koeffizienten a und b wurden so lange variiert, bis sich für die gesamte Zeitreihe die geringste Gesamtabweichung zwischen modellierter und gemessener Einstrahlung ergab. Optimale Übereinstimmung wurde mit den Werten

$$a = 0.5 \quad \text{und} \quad (10.12)$$

$$b = 1.3 \quad (10.13)$$

erzielt. Diese Werte spiegeln den Effekt wieder, daß mit abnehmender Durchlässigkeit der Wolkendecke die direkte Strahlung rascher erniedrigt wird als die diffuse Strahlung. Abb. 10.7 zeigt die gemessene Globalstrahlung, die mit 10.10 und 10.11 modellierte Strahlung und die Strahlung, wie SWIM sie für wolkenfreie Verhältnisse berechnet, im Zeitraum vom 15.01.95 bis zum 25.01.95 an der AWS 'Campamento'. Dargestellt sind die Werte für 9.00 Uhr, 14.00 Uhr und 20.00 Uhr. Am wolkenfreien Tag des 17.01.1995 ergibt sich eine Übereinstimmung aller drei Kurven. Mit diesem Verfahren konnte eine Zeitreihe der räumlichen Differenzierung der Globalstrahlung erstellt werden, die der weiteren Modellierung als Eingabedatensatz zur Verfügung steht.

10.3.2 Schätzung der Energiebilanz durch eine multiple lineare Regression

Zur Ableitung der räumlichen Differenzierung der Energiebilanz im Untersuchungszeitraum ist es notwendig, eine Methode einzusetzen, die es erlaubt, von den Größen, die flächenhaft vorliegen, auf die Energiebilanz zu schließen. Eine raumzeitliche Modellierung auf physikalischer Basis erfordert, daß Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Oberflächentemperatur und Strahlungsbilanz in ihrer raumzeitlichen Differenzierung darstellbar sind. Da diese Bedingung nicht erfüllt ist, wird ein statistischer Ansatz verfolgt, der die Energiebilanz in Abhängigkeit weniger Größen beschreibt. Zugrunde gelegt wurde die physikalisch berechnete Energiebilanz und die Meßwerte der AWS 'Campamento'. Alle Datenreihen wurden als Mittel über 6 Stunden bereitgestellt. Die lineare Regression zwischen der Energiebilanz und verschiedenen Klimatelementen zeigt, daß die Energiebilanz nahezu keine lineare Abhängigkeit von der Luftfeuchte und von der Windgeschwindigkeit aufweist. Die Korrelationskoeffizienten liegen zwischen 0.1 und 0.25. Dies ist darauf zurückzuführen, daß je nach Kombination aus relativer Luftfeuchte und Lufttemperatur die Summe der turbulenten Wärmeströme positives oder negatives Vorzeichen annehmen kann, während die Windgeschwindigkeit linear in die physikalisch abgeleiteten Gleichungen (2.32) und (2.35)

		Regressions- koeffizient	Korrelation (r)
Lufttemperatur		9.971	0.55
Kurzwellige Einstrahlung		0.088	0.37
Multiple Korrelation			0.6
Regressionskonstante (c_0)	-3.097		

Tab. 10.2: Ergebnisse der multiplen linearen Regression zwischen Lufttemperatur und kurzweiliger Einstrahlung als erklärenden Variablen und der Energiebilanz für die AWS 'Campamento' auf der Basis von Mittelwerten über 6 Stunden.

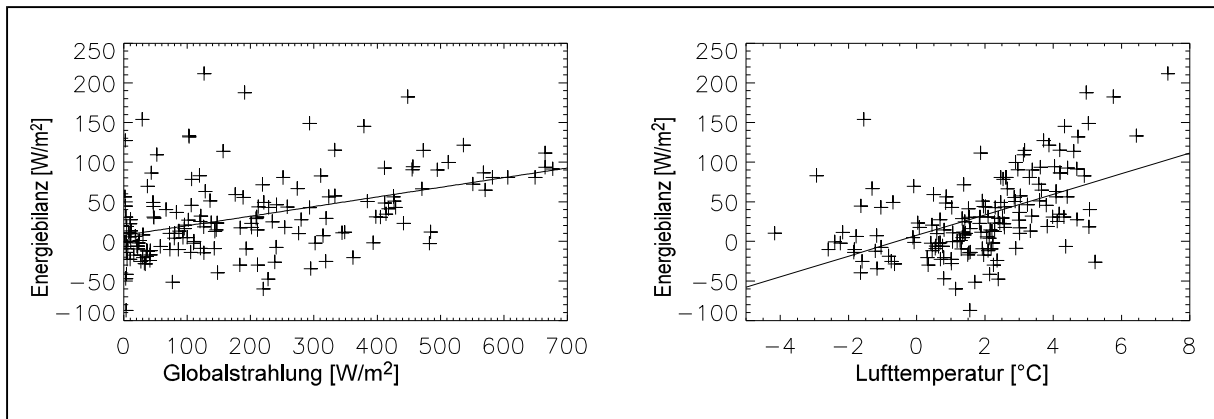


Abb. 10.8: Streudiagramm des Zusammenhangs von Energiebilanz und Lufttemperatur (rechts) bzw. Energiebilanz und Globalstrahlung (links) an der AWS 'Campamento'. Jeder Datenpunkt repräsentiert einen 6-Stunden-Mittelwert. Die Linien bilden die Regressionsgeraden ab.

eingeht. Dagegen ist der Zusammenhang mit der kurzwelliger Einstrahlung ($r = 0.37$), der Strahlungsbilanz ($r = 0.55$) und der Lufttemperatur ($r = 0.55$) stärker ausgeprägt.

Zur Abschätzung des Einflusses der Einzelgrößen wird eine multiple lineare Regression mit der Energiebilanz (E) als zu erklärender Variablen und Strahlungsbilanz, Lufttemperatur und kurzwelliger Einstrahlung als unabhängigen Variablen (A_i) in der Form

$$E = c_0 + \sum_i c_i \cdot A_i \quad (10.14)$$

mit c_0 : Regressionskonstanten
 c_i : Regressionskoeffizient der Größe (A_i)

durchgeführt.

Aufgrund der starken Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Höhe kann unter Annahme eines mittleren hypsometrischen Höhengradienten auf Grundlage des Geländemodells eine flächenhafte Darstellung der Lufttemperatur erreicht werden. Auch die kurzwellige Einstrahlung kann mit Hilfe des DTM modelliert werden. Zur Modellierung der gesamten Strahlungsbilanz müßte neben der Lufttemperatur und der Luftfeuchte auch die Oberflächentemperatur in ihrer flächenhaften Ausprägung bekannt sein, um die langwellige Ausstrahlung der Schneeoberfläche zu berechnen (Filippova und Babich 1995). Da diese Größe nicht ableitbar ist, wenn nicht in hoher zeitlicher Auflösung fernerkundlich gewonnene Thermalluftbilder vorliegen, ergeben sich große Unsicherheiten bei der räumlichen Modellierung der Strahlungsbilanz. Zudem zeigt sich, daß der multiple lineare Regressionskoeffizient unter Einbezug der Strahlungsbilanz lediglich von 0.6 auf 0.66 ansteigt. Dies bedeutet, daß bei einem linearen Ansatz der Einfluß der Strahlungsbilanz auf die Energiebilanz zu einem großen Teil durch kurzwellige Einstrahlung und Lufttemperatur erklärt werden kann.

Die starke Abhängigkeit der Energiebilanz von der Lufttemperatur, die dabei zum Ausdruck kommt wurde bereits in Kapitel 7 diskutiert. Auf die hohe Korrelation zwischen Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Sommer der hohen Breiten und bei zeitlich wenig veränderlicher Albedo weisen Scherer und Parlow (1994) hin. Die multiple lineare Regression mit den beiden Größen Lufttemperatur und kurzwellige Einstrahlung als

erklärenden Variablen ergibt die in Tabelle 10.2 zusammengefaßten Regressions- und Korrelationskoeffizienten. Das die Korrelation zwischen der Energiebilanz und den beiden erklärenden Größen zeigende Streudiagramm ist in Abbildung 10.8 abgebildet. Der aus der Zeitreihe der Station 'Campamento' abgeleitete Zusammenhang wird zur Abschätzung der Energiebilanz in der Fläche eingesetzt. Die Übertragung in die Fläche und die Parametrisierung durch die lineare Funktion führt zu erheblichen Ungenauigkeiten da das zeitliche Verhalten und das räumliche Verhalten der beteiligten Größen nicht notwendig identisch sein muß. Außerdem ergibt sich durch die Linearisierung des Zusammenhanges lediglich eine Abschätzung erster Ordnung. Die gewonnenen Flächendatensätze der Energiebilanz können deshalb nur als überschlägige Abschätzungen betrachtet werden, die in ihrer raumzeitlichen Veränderlichkeit dazu eingesetzt werden, den Schneedeckenzustand zu klassifizieren.

10.4 Das Schneedeckenmodell

Die im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Modelle des Energiehaushaltes an der Oberfläche der Schneedecke und die in Kapitel 4 vorgestellten Radardaten führen zu zwei unabhängigen Datensätzen über den raumzeitlichen Verlauf wichtiger Schneedeckeneigenschaften. Um beide Informationsschichten miteinander vergleichen zu können, benötigt man ein einfaches Schneedeckenmodell. Die in Kapitel 4 ausgeführten Rückstreucharakteristika der Schneedecke erlauben die Abschätzung, daß bei der mittleren Schneekorngröße in der

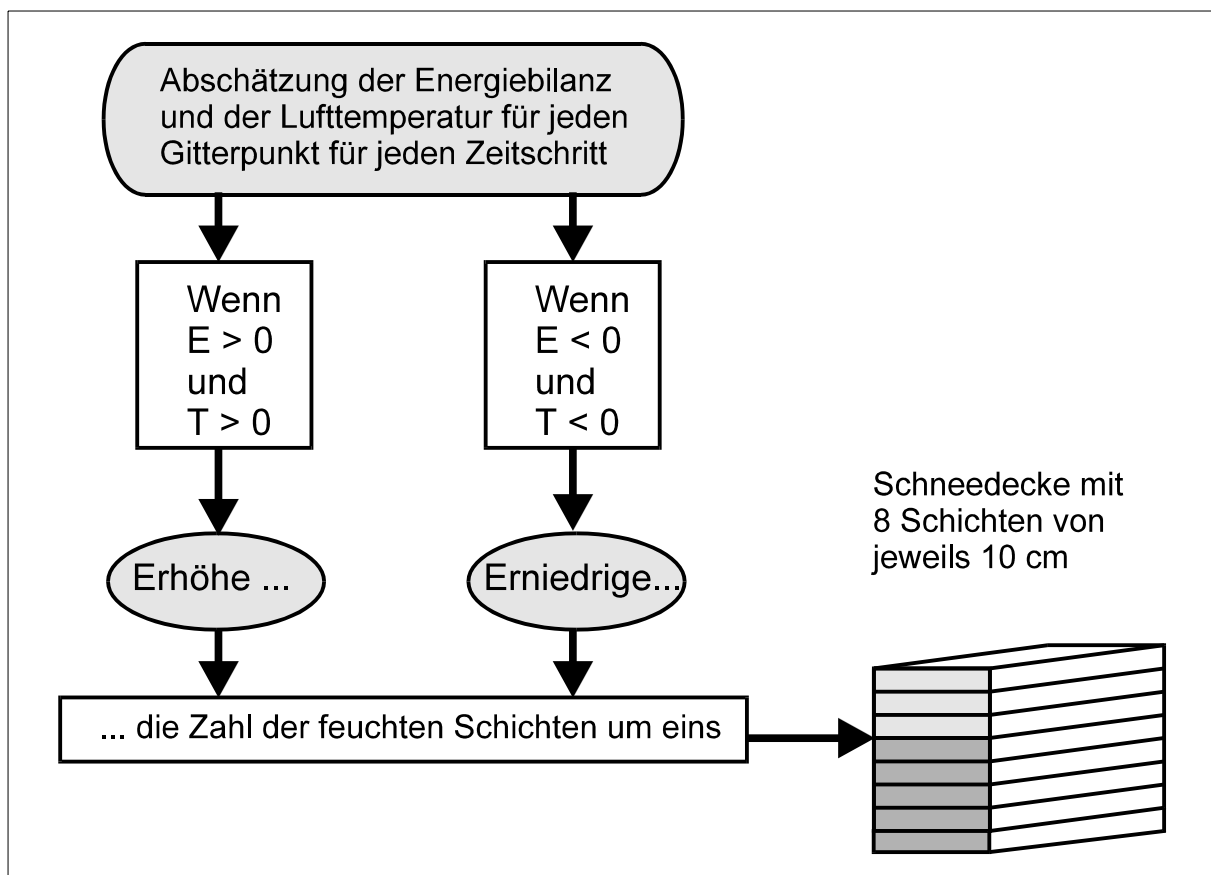


Abb. 10.9: Ablauf der Bearbeitung des Schneedeckenmodells.

Perkolationszone der beiden Gletscher die Eindringtiefe für den Radarimpuls bei minimal angefeuchteter Schneedecke ca. 0.8 m beträgt (Friedrich 1996). Der Einfluß durch geänderte atmosphärische Randbedingungen reicht innerhalb eines Zeitintervalls von 6 Stunden bis in ca. 10 cm. Diese Abschätzung ergibt sich aus Messungen der Schneetemperatur während kurzer Perioden mit niedriger Lufttemperatur. Das Schneedeckenmodell ist deshalb aus 8 äquidistanten Schichten von jeweils 10 cm Dicke aufgebaut.

Der Rechenablauf bearbeitet die Zeitreihe der Flächendatensätze für kurzweilige Einstrahlung und Lufttemperatur sequentiell. Das Schema dieser Verarbeitung ist in Abbildung 10.9 veranschaulicht. Zuerst wird für jeden Gitterpunkt die Energiebilanzabschätzung mittels des linearen Ansatzes vorgenommen. Anschließend wird an jedem Gitterpunkt geprüft, ob Lufttemperatur und Energiebilanz positiv oder negativ ausfallen. Wenn beide Parameter positiv sind, wird die Zahl der feuchten Schichten des Gitterpunktes um eine erhöht. Wenn beide Parameter negative Werte annehmen, wird die Anzahl der feuchten Lagen im Schneedeckenmodell um eine erniedrigt. In allen anderen Fällen wird keine Änderung des Schneedeckenzustandes durchgeführt. Wenn das gesamte Schneepaket durchfeuchtet ist, wird auch bei weiter positiven Werten für Energiebilanz und Lufttemperatur keine weitere Durch-

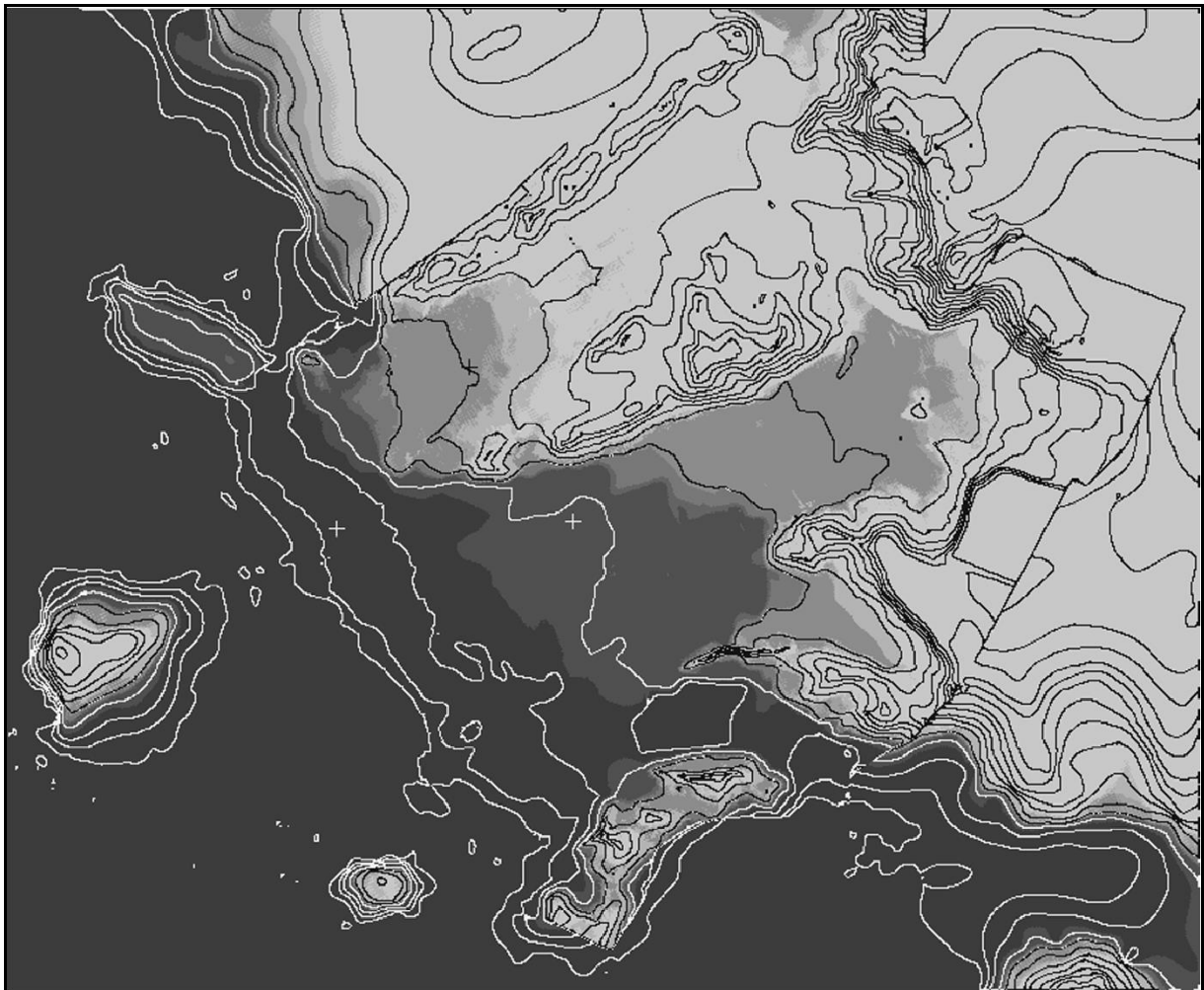


Abb. 10.10: Modellergebnis für den 18.01.1995. Lediglich die hellsten Flächen stehen für ganz durchgefrorene Schneedecke. Dunklere Grautöne bilden Flächen ab, für die im Schneedeckenmodell Flüssigwasser in mindestens einer der Schichten in den obersten 80 cm der Schneedecke auftreten.

feuchtung angenommen. Im umgekehrten Fall, bei vollständig durchgefrorener Schneedecke und weiter negativer Lufttemperatur und negativer Energiebilanz, wird ebenfalls keine Veränderung im Schneedeckenmodell durchgeführt. Die Verarbeitung der Zeitreihe startet mit einer Durchfeuchtung von drei Schneesichten an allen Gitterpunkten. Nach einigen Zeitschritten ergibt sich ein Ruummuster, welches den Eingabedatensätzen von kurzwelliger Strahlung und Lufttemperatur entspricht.

10.5 Vergleich von modelliertem und fernerkundlich abgeleitetem Schneedeckenzustand

Die Bearbeitung der Zeitreihe im Modell wurde für den Zeitpunkt des Satellitenüberfluges angehalten und der dabei gefundene Zustand der Schneedecke (Abb. 10.10) wird mit dem Satellitenbild verglichen (Abb. 10.11). Nur die hellste Tönung in Abbildung 10.10 entspricht einer völlig durchgefrorenen Schneedecke. Alle anderen Flächen symbolisieren eine Schneedecke mit einem gewissen Flüssigwassergehalt in den oberen 80 cm des Schneepakets. Dieser Flüssigwassergehalt muß im Satellitenbild zu einer signifikanten Reduzierung des rückgestreuten Signals, also zu geringeren Grauwerten führen. Der Vergleich von Abbildung 10.10 und 10.11 zeigt, daß Modell und Satellitenbild am 18.01.1995 um 2.00 Uhr

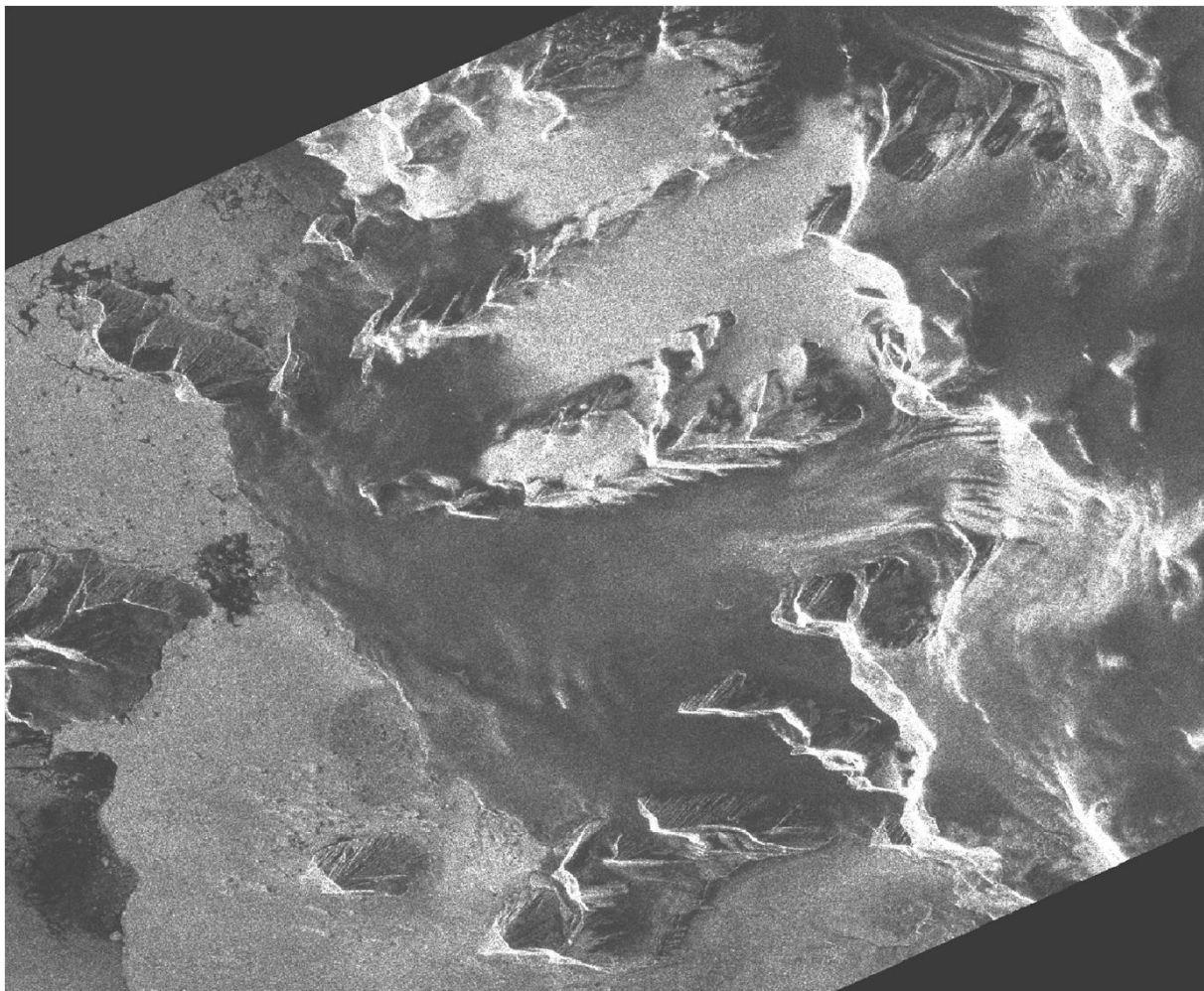


Abb. 10.11: Satellitenbild vom 18.01.1995 in der Geometrie des Geländemodells. Die Georeferenzierung der Abb. 10.10 und 10. 11 entspricht der topographischen Skizze (Abb. 13.1 im Anhang).

argentiner Zeit gut übereinstimmen. Auf dem Northeast-Gletscher reicht die Anfeuchtung der Schneedecke bis in den Talschluß auf fast 600 m N.N. Auch auf dem McClary-Gletscher liegt der Übergang zur vollständig gefrorenen Perkolationszone in diesem Höhengiveau. Selbst die Anfeuchtung im nordwärtigen Abfluß des McClary-Gletschers kann im Satellitenbild und im Modell erkannt werden. Eine Abweichung ergibt sich für den nördlich vom McClary-Gletscher befindlichen Todd-Gletscher. Diese ist vermutlich auf das ungenaue Höhenmodell in diesem Bereich zurückzuführen, da das hochauflösende DTM des IfAG Frankfurt diesen Gletscher nicht umfaßt.

Da für den Zeitraum der Geländekampagne 1994/95 keine weiteren geeigneten Satellitenbilder vorlagen, wurden Satellitenbilder und Geländedaten der Geländekampagne 1993/94 für weitere Tests des Modells eingesetzt. Der Schneedeckenzustand von drei weiteren Szenen konnte so mit dem Modellergebnis verglichen werden. Die Höhenlage des Überganges von angefeuchteter und durchgefrorener Schneedecke wurde für alle vier Zeitpunkte sowohl aus den Satellitenbildern (→ Kapitel 4) als auch aus dem Modell extrahiert. Das Ergebnis des Vergleichs ist in Abbildung 10.12 aufgetragen. Es zeigt sich, daß für zwei Satellitenbilder im Sommer 1993/94 ebenso wie für den 18.01.1995 Modellierung und Satellitenbild in guter Übereinstimmung stehen. Am 13.02.1994 ergibt sich eine Überschätzung der Ausdehnung der aktuellen Naßschneezone durch das Modell. Zur Erläuterung dieser Überschätzung kann der Temperaturgang in Sommer 1993/94 betrachtet werden.

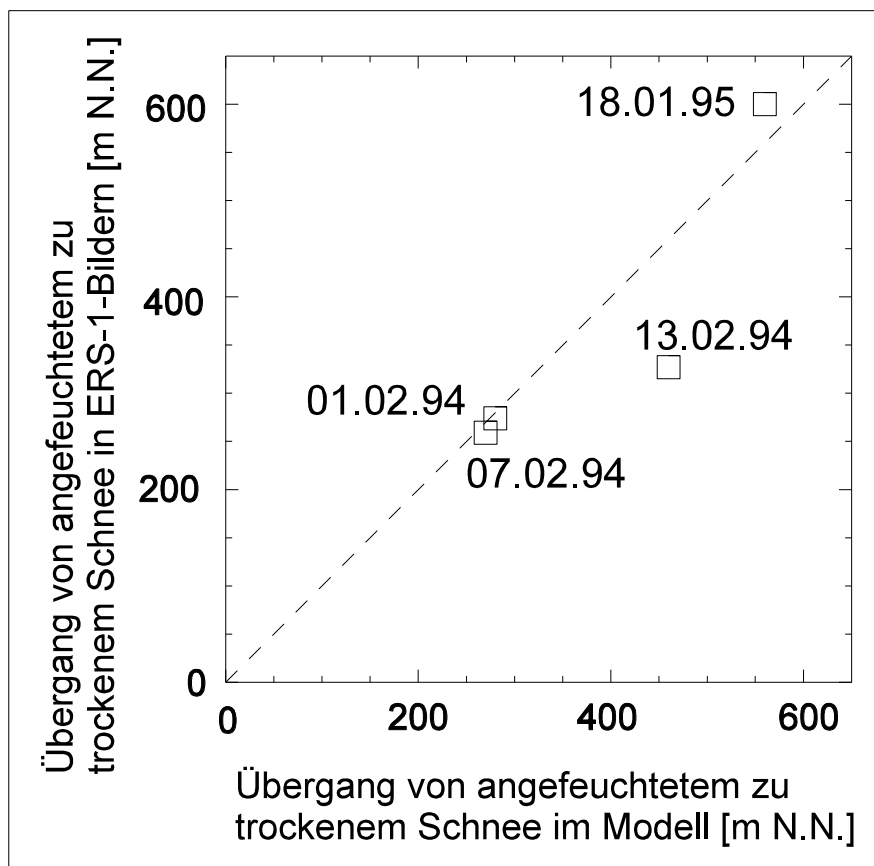


Abb. 10.12: Vergleich der Höhe des Übergangs von gefrorenem zu angefeuchtetem Schnee im Modell und in den ERS-1-Satellitenbildern für vier Zeitpunkte 1994 und 1995.

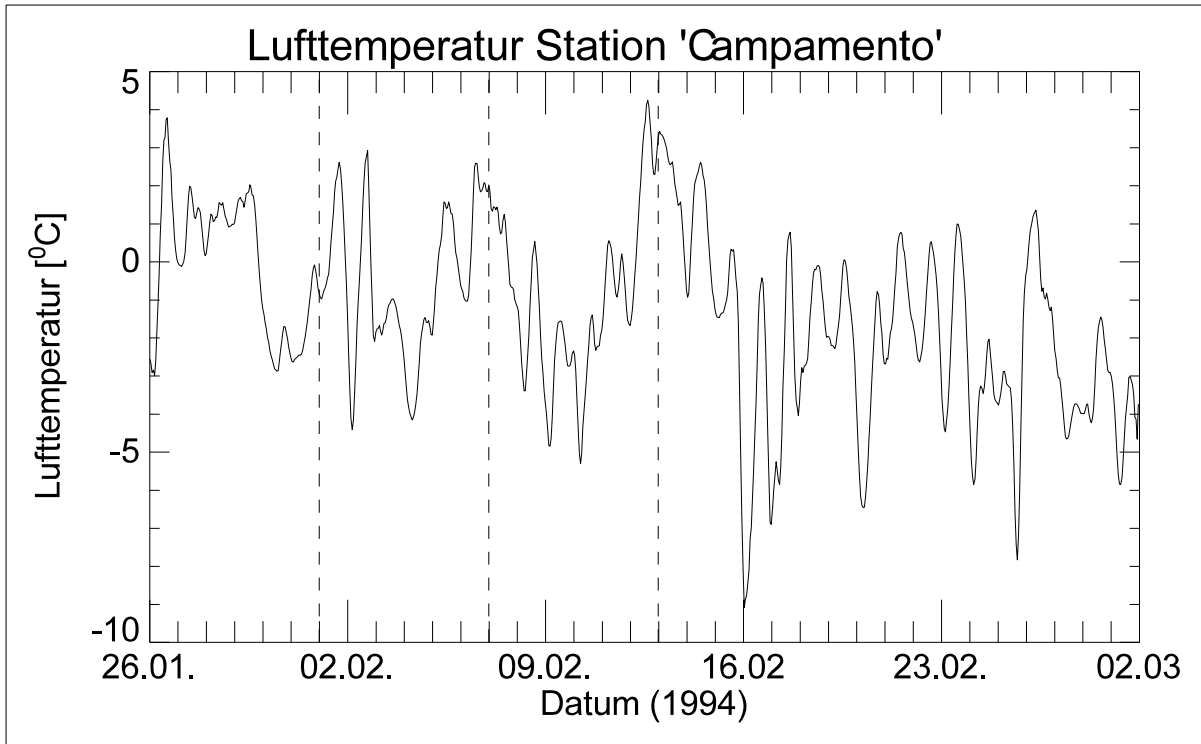


Abb. 10.13: Lufttemperatur am Punkt A1 im Meßfeld während der Geländekampagne 1993/94. Die senkrechten gestrichelten Linien markieren die Akquisitionszeiten von Radarbildern.

Der Temperaturverlauf während der Geländekampagne im Sommer 1993/94 am Punkt A1 im Meßfeld ist in Abb. 10.13 dargestellt. Es zeigt sich, daß ein Tag vor der Akquisition des Satellitenbildes ein starker Temperaturanstieg von -1.5°C auf $+4^{\circ}\text{C}$ zu verzeichnen war, der allerdings bereits am 13.02.94 also dem Überflugtermin durch einen Temperaturrückgang auf 0°C abgelöst wurde. In den vier Tagen vor dem Temperaturanstieg blieb die Lufttemperatur fast immer unter dem Gefrierpunkt. Die Auswirkung des kurzzeitigen hohen Anstieges der Lufttemperatur wird im Modell überschätzt. Das Modell erkennt eine Durchfeuchtung der Schneedecke, die bis zum Überflugtermin am Morgen des 13.02.94 noch bis 430 m N.N. reicht. Wie das zugehörige Satellitenbild aufzeigt, war der Einfluß des kurzzeitigen Temperatursprungs auf die Schneedecke aber nicht so markant. Solche kurzzeitigen Schwankungen könnten mit einer aufwendigeren Parametrisierung der Schneedecke, die den Wärmefluß und die Phasenumwandlungen in der Schneedecke auf physikalischer Basis berechnet, modelliert werden. Trotz dieser Einschränkung zeigt Abb. 10.12, daß die unterschiedliche Temperaturniveaus der beiden Sommer 1993/94 und 1994/95 zur Verschiebung der mittleren Lage des Überganges von angefeuchteter zu durchgefrorener Schneedecke führten. Die Veränderung läßt sich übereinstimmend aus den Radarbildern und aus den meteorologischen Meßdaten ableiten.

10.6 Konsequenzen aus den Modellergebnissen

Auf der Grundlage der erhobenen Daten können die beiden Sommer 1993/94 und 1994/95 verglichen werden. In Tabelle 10.3 sind die mittlere Lufttemperatur im Mittel der Monate November bis Februar an der Station San Martin, die Höhe der Gleichgewichtslinie und die Höhe der Naßschneegrenze zusammengefaßt. Mit dem Unterschied der Lufttemperatur von

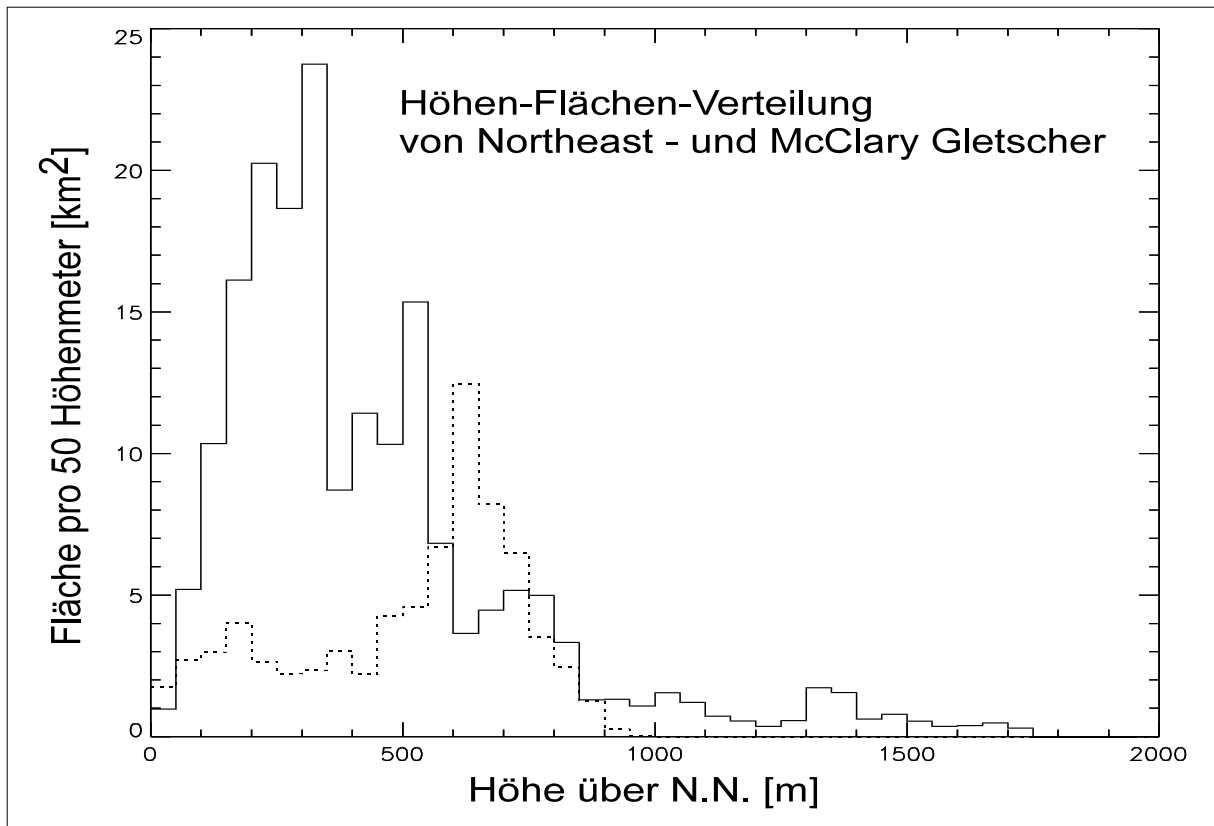


Abb. 10.14: Höhen-Flächen-Verteilung von Northeast-Gletscher (Säulen mit durchgezogenen Linien) und McClary-Gletscher (Säulen mit gestrichelten Linien) in Klassen von jeweils 50 Höhenmetern.

2.2 K geht eine Verschiebung der Höhe der Gleichgewichtslinie um mindestens 110 m einher (→ Kapitel 9). Die Grenze von Naßschnee zu durchgefrorener Schneedecke verschiebt sich sogar um fast 300 Höhenmeter nach oben. Weiter steigende Sommermitteltemperaturen auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel werden also zur Konsequenz haben, daß sich Ablationszonen in den küstennahen Lagen der Gletscher der inneren Marguerite Bay ausbilden. Mit der Ablation der gesamten saisonalen Schneedecke wird in den Ablationszonen die Albedo stark zurückgehen, sobald großflächig das Gletschereis an die Oberfläche kommt. Die dadurch erhöhte Strahlungsbilanz an der Gletscheroberfläche wird die Ablation im Spätsommer erheblich erhöhen und zu Abfluß von Schmelzwasser in die See führen.

Unabhängig von der langfristigen Änderung der Kinetik der Gletscher wird diese kurzfristig einsetzende Änderung große Konsequenzen für piedmontartige Gletscher wie den Northeast-Gletscher haben, weil die Weitung des Gletscher in den Tallagen bedeutet, daß große Flächenanteile in der potentiellen Ablationszone zu finden sind. Abb. 10.14 zeigt die Höhen-Flächen-Verteilung von Northeast- und McClary-Gletscher. Beim Northeast-Gletscher ist der größte Flächenanteil auf die Lagen bis 350 m über dem Meer konzentriert. Die Ausweitung der Ablationszonen, wie sie sich bei steigender Sommermitteltemperatur sowohl aus den Satellitenbildern als auch aus der Modellierung ergibt, wird also umgehend große Flächenanteile des Gletscher erfassen. Am McClary-Gletscher dürften die kurzfristigen Konsequenzen nicht so einschneidend sein, da der Hauptteil seiner Oberfläche zwischen 550 m und 700 m N.N. zu finden ist. In dieser Höhe treten auch bei etwas höheren Sommermitteltemperaturen in der Perkolationszone keine langanhaltenden Perioden mit Schneeschmelze auf.

	Sommer 1993/94	Sommer 1994/95
Höhe der Gleichgewichtslinie	ca. 0 m ü. d. Meer.	ca. 110 m ü. d. Meer
Mittlere aktuelle Naßschnee-grenze in Satellitenbildern	ca. 270 m ü. d. Meer	ca. 560 m ü. d. Meer
Mittlere Lufttemperatur in San Martin (Nov. Bis Feb.)	-1.0 °C	+1.2 °C

Tab. 10.3: Vergleich von mittlerer Lufttemperatur und Höhenlage der Grenzen von Schneezonen auf McClary-Gletscher und Northeast-Gletscher in den Sommern 1993/94 und 1994/95.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelten bzw. eingesetzten Verfahren, ermöglichen es, die Veränderungen in den küstennahen Bereichen der Gletscher zu beobachten und zu quantifizieren. Damit kann auf der Grundlage einfacher meteorologischer Messungen und mit Hilfe von Fernerkundungsdaten ein Beitrag zum regionalen Klima-‘monitoring‘ geleistet werden.

Darüber hinaus erhält man, zusätzlich zu den an Meßpunkten gewonnenen Trends der Lufttemperatur, Aussagen über die räumlich differenzierten Konsequenzen regionalen Klimawandels.

11 Zusammenfassungen

11.1 Zusammenfassung

Die Antarktische Halbinsel stellt im Hinblick auf die Analyse regionaler Auswirkungen von globalem Klimawandel einen Raum von besonderem Interesse dar. Mit ihrer großen Nord-Süd-Erstreckung ragt das Gebirge als einziges Hindernis in den zirkumpolaren Westwindgürtel der Südhemisphäre. Die Wechselwirkungen zwischen der Zirkulation der niederen Breiten dieser Halbkugel und dem Zirkulationssystem der Antarktis haben direkte Auswirkung auf die atmosphärische Zirkulation im Westwindgürtel und auf die Meereisverteilung in dieser Zone. Bedeutsam ist in diesem Zusammenhang, daß in den letzten 50 Jahren auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel ein Erwärmungstrend von 2.5 K gemessen wurde. Korrespondierend damit wies die Meereisausdehnung in der Bellingshausensee westlich der Antarktischen Halbinsel in den letzten 25 Jahren einen negativen Trend auf.

Vor diesem Hintergrund bespricht die vorliegende Arbeit die bisherigen Erkenntnisse über das regionale Klima der Marguerite Bay an der Westseite der Antarktischen Halbinsel. Dieses ist durch die geschützte Lage im Lee der die Bucht umgebenden großen Inseln - Alexander Island und Adelaide Island - sowie des Gebirgskammes der Antarktischen Halbinsel geprägt. Westwetterlagen mit der Anströmung warmer und feuchter Luft aus nordwestlicher Richtung sowie Ostwetterlagen mit Föhn Effekten dominieren dabei das Witterungsgeschehen. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, daß sich im inneren Teil der Marguerite Bay bei Mitteltemperaturen in den Sommermonaten um 0°C derzeit lediglich auf nordexponierten Gletschern in den untersten Lagen schmale Ablationszonen ausbilden.

Die Geländearbeiten konzentrierten sich auf die beiden Gletscher Northeast und McClary bei 67° West und 68° Süd in der Marguerite Bay. Im Sommer 1994/95 wurden auf Northeast- und McClary-Gletscher drei automatische Wetterstationen betrieben und außerdem in Schneeschächten und an Ablationsstangen Schneedeckenentwicklung und Schneedeckenaufbau dokumentiert. Durch Auswertung der entsprechenden Daten wurde nachgewiesen, daß der beobachtete Schneedeckenabbau im Sommer mit der mikrometeorologischen Ableitung der Energiebilanz der Schneedecke weitgehend übereinstimmt. Es konnte gezeigt werden, daß die sommerliche Energiebilanz an der Oberfläche der Schneedecke durch die turbulenten Wärmeströme dominiert wird. Der Energiegewinn der Schneedecke beruht überwiegend auf dem Eintrag fühlbarer Wärme.

Weiterhin wurde auf der Basis eines digitalen Geländemodelles die raumzeitliche Differenzierung der Energiebilanz abgeschätzt und mit Hilfe eines im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelten einfachen Modells auf den Zustand der Schneedecke geschlossen. In dem Modell wird die Unterscheidung in aktuelle Naßschneezone und Perkulationszone mit durchgefrorenem Schnee getroffen. Diese Unterscheidung kann auch mit Hilfe von Radarsatellitenbildern erfolgen. In einem weiteren Schritt wurde mit dem vorliegenden Modell die Lage der Schneezonen in den beiden Sommern 1993/94 und 1994/95 abgeleitet und mit Radarbildern verglichen. Beide Methoden ergeben übereinstimmende Ergebnisse. Im einzelnen ergibt sich, daß die höhere Sommermitteltemperatur 1994/95 (+1.2°C) gegenüber der von 1993/94 (-1.0°C) zu einem Anstieg der Grenze zwischen den beiden Schneezonen um ca. 290 m führt.

Abgeleitet aus Schneeschachterhebungen und Ablesungen an Ablationsstangen wird

außerdem gezeigt, daß die winterliche Akkumulation - kleinräumig differenziert - in den untersten 500 Höhenmetern der Gletscher zwischen 300 mm und 500 mm Wasseräquivalent beträgt. Die sommerliche Ablation ist abhängig von der Lufttemperatur und damit von der Höhenlage und beläuft sich in den untersten Lagen auf Werte zwischen 200 und 400 mm Wasseräquivalent. Diese Beobachtungen ergeben außerdem, daß sich am Ende des Sommers 1994/95 auf dem Northeast-Gletscher eine Ablationszone ausbildete, die bis in ca. 110 m über dem Meer reichte.

Daraus folgt, daß bei einer Erhöhung der Sommermitteltemperaturen auf den küstennahen Bereichen der Gletscher dieser Region großflächig mit der Ausbildung von Ablationszonen gerechnet werden muß. Als Teil der gesamten Gletschermassenbilanz gewinnt - bei anhaltender Erwärmung - der Abfluß von den Gletschern im Sommer durch die niedrigere Albedo aperer Gletscherflächen erheblich an Bedeutung. Im Gegensatz zu langfristigen Anpassungen der Gletscherdynamik an Klimaschwankungen werden die hier diskutierten Veränderungen kurzfristig wirksam. Die in der Untersuchung erarbeiteten Verfahren ermöglichen es, diese kurzfristigen Änderungen zu beobachten und zu analysieren.

11.2 Abstract

The Antarctic Peninsula is a region of special interest with respect to the regional impact of global climate change. With its large extent from north to south the mountain ridge constitutes the sole obstacle for the circumpolar west wind zone of the southern hemisphere. Teleconnections between lower latitude atmospheric circulation and the atmospheric circulation of Antarctica directly influence the circulation within the west wind zone and also the distribution of sea ice in this region. A warming trend of 2.5 Kelvin has been observed on the west side of the Antarctic Peninsula underlining the great significance of the issue. Furthermore, sea ice extension in the Bellingshausen Sea west of the Antarctic Peninsula has showed a negative trend during the last 25 years.

This study sets out to discuss the state-of-the-art knowledge and understanding of the regional climatology of Marguerite Bay on the west coast of the Antarctic Peninsula. The regional climate of the area is predominantly influenced by its sheltered situation through protection by large surrounding islands, - e.g. Alexander Island and Adelaide Island - and the mountain chain of the Antarctic Peninsula. Synoptic situations with advection of warm and moist air masses from the north west and situations with föhn-type winds from the east predominate meteorology. In the inner part of Marguerite Bay mean air temperatures during the summer months rise only slightly above 0°C. Therefore, until recently small ablation zones could only be observed on northward orientated glaciers.

Field work was carried out on the Northeast and McClary Glacier at 67° west and 68° south in Marguerite Bay. Three automatic weather stations were in operation on the Northeast - and McClary Glaciers in the summer of 1994/95. Furthermore, snow cover characteristics and snow cover development was observed by means of snow pits and ablation stakes. There was good agreement between the snow melt observed in summer and the snow melt calculated from micro-meteorological measurements by means of energy balance computations. It is shown that the summertime energy balance at the surface of the snow cover is predominated by turbulent heat fluxes. Energy input into the snow cover is mainly due to energy gain by sensible heat flux.

Spatial and temporal distribution of the energy balance was estimated using a simple model. This model is based on a digital elevation model and was developed to separate the snow cover into an currently wet snow zone and a percolation snow zone with snow that is currently completely frozen. This separation can also be obtained from radar satellite imagery. The altitude of the transition from wet snow to frozen snow was derived from meteorological data within the model for the summers of 1993/94 and 1994/95. The results were compared with radar satellite images. Results from both methods were consistent. The mean air temperature in summer was 1.2 Kelvin higher in summer 1994/95 compared to the summer of 1993/94. This resulted in the altitude of the transition between the two snow zones increasing by approximately 290 m.

Accumulation during winter varies considerably spatially. Readings in snow pits and at ablation stakes return values between 300 mm and 500 mm of water equivalent. The ablation in summer correlates with the mean air temperature and altitude. In the lowermost parts of the glaciers ablation amounts to 200 to 400 mm of water equivalent. The observations show that an ablation zone developed on the Northeast Glacier at the end of the summer of 1994/95. The equilibrium line altitude then was at 110 m above sea level.

Hence, further warming in summer in coastal regions will trigger the formation of large ablation zones on the glaciers. In the case of further warming, run-off from glaciers - as one part of the mass balance - will gain importance because the albedo of bare glacier ice in these ablation zones is much lower than the albedo of wet snow. In contrast to long-term adjustments of the glacial dynamic to climate variations, the changes in the snow cover have short-term consequences. The methods developed in this study enable the monitoring and analysis of these short-term changes.

11.3 Resumen

La Península Antártica representa un espacio de interés especial con respecto al análisis de los efectos regionales del cambio climático global. Con su gran extensión del norte al sur, la cordillera forma el único obstáculo en la zona de vientos de oeste en el hemisferio sur. El efecto inverso entre la circulación de las latitudes bajas de este hemisferio y el sistema circular de la Antártida tienen efecto directo a la circulación atmosférica en la zona de vientos de oeste y en la distribución del hielo marítimo en esta zona. Es significativo en este contexto que un calentamiento de 2,5 K se midió en el lado occidental de la Península Antártica durante los últimos 50 años. En concordancia con eso la extensión del hielo marítimo del Mar Bellingshausen en el oeste de la Península Antártica mostró una tendencia negativa en los últimos 25 años.

Es la intención del trabajo presente plantear los conocimientos que hubo hasta ahora sobre el clima regional en la Bahía Margarita en el lado occidental de la Península Antártica. Este clima se caracteriza por la posición protectora en el sotavento de las islas grandes Isla Alexander e Isla Adelaide que se encuentran alrededor de la bahía así como por la cresta montañosa de la Península Antártica. Tanto las situaciones sinópticas occidentales con advección de aire caliente y húmedo del noroeste como situaciones sinópticas orientales con efectos de foehn dominan las condiciones atmosféricas. Resulta importante en este contexto que en el interior de la Bahía Margarita se forman actualmente pequeños áreas de ablación en los sitios más bajos debido a temperaturas medias hacia 0° C durante los meses de verano exclusivamente en los glaciares expuestos al norte.

El trabajo empírico se concentra en los dos glaciares Northeast y McClary a 67° del oeste y 68° del sur en la Bahía Margarita. En el verano de 1994/95 se instalaron tres estaciones climáticas automáticas en los glaciares Northeast y McClary y además se observó la metamorfosis de la capa de nieve y la estructura de ella en perfiles de nieve y con bastones de ablación. Mediante el análisis de los datos correspondientes se pudo comprobar que durante el verano la reducción observada de la capa de nieve coincide en gran escala con la derivación micrometeorológica del balance de energía de la capa de nieve. Se pudo demostrar que el balance de energía del verano en la superficie de la capa de nieve está dominado por los flujos turbulentos de calor. La ganancia de energía de la capa de nieve se basa sobre todo en el flujo de calor perceptible.

En la base de un modelo de terreno se evaluó además la diferencia espacio-temporal del balance de energía y se comprobó el estado de la capa de nieve con la ayuda de un modelo simple que se desarrolló en el marco de este trabajo. Este modelo define la distinción de una zona actual de nieve húmeda y de la zona de percolación con nieve helada. La distinción puede suceder también con la ayuda de imágenes satelitales radares. En el caso siguiente se derivó la posición de las zonas de nieve en los veranos 1993/94 y 1994/95 con el modelo presente y se la comparó con imágenes satelitales radares. Ambos métodos producen resultados concordantes. Resulta que la temperatura media del verano de 1994/95 (+1.2°C) que fue más alta, comparada con la del verano de 1993/94 (-1.0° C) llega a una subida del límite entre las dos zonas de nieve de aproximadamente 290m.

Para los primeros 500 m de altura de los glaciares demuestran mediciones de bastones de ablación y perfiles de nieve además una acumulación invernal entre 300 y 500 mm de equivalente de agua y una diferencia espacial pequeña. La ablación de verano depende de la

temperatura del aire y de la altura y llega a valores entre 200 y 400 mm de equivalente de agua en alturas más bajas. Además estas observaciones dan como resultado que al final del verano de 1994/95 se formó una zona de ablación en el glaciar Northeast que llegó hasta 110 m sobre el nivel del mar.

Resulta que con una subida de las temperaturas medias de verano en los glaciares que se encuentran cerca de la costa de este región, hay que tener en cuenta que se pueden formar zonas de ablación grandes. A causa del albedo bajo de las superficies glaciares sin nieve el desagüe en el verano gana importancia como parte del balance de la masa de los glaciares, si el calentamiento continua. La dinámica de los glaciares se adapta en períodos largos a variaciones climáticas. Al contrario de eso los cambios descritos en el trabajo presente tienen efectos en períodos cortos. Los métodos desarrollados en esta investigación hacen posible la observación y el análisis de estos cambios a corto plazo.

12 Literatur

- ACKLEY, S. F. (1979): Mass-balance aspects of Weddell sea pack ice. - *Journal of Glaciology* 24, 391-405.
- ACKLEY, S. F. (1981): A review of sea-ice weather relationships in the Southern Hemisphere. - In: Allison, I. (Hrsg.): *Sea level, ice and climatic change*, IAHS Publication, No. 131, 127-159.
- ADIE, R., J. (1972): Recent advances in the geology of the Antarctic Peninsula. - In: Adie, R. J. (Hrsg.): *Antarctic geology and geophysics*, Oslo, 121-124.
- AGUADO, E. (1985): Radiation of melting snow covers at an open site in the central Sierra Nevada, California. - *Water Resources Research* 21, 1649-1654.
- AKAN, A. O. (1984): Simulation of runoff from snow-covered hillslopes. - *Water Resources Research* 20, 707-713.
- ANDERSON, E. A. (1968): Development and testing of snow pack energy balance equations. - *Water Resources Research* 4, 19-37.
- ANDERSON, E. A. (1976): A point energy and mass balance model of a snowcover. NOAA Technical Report NWS 19.
- ANDERSSON, T. & I. MATTISSON (1991): A field test of thermometer screens. SMHI RMK, No. 62.
- ANDREAS, E. L. (1987): A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. - *Boundary-Layer Meteorology* 38, 159-184.
- ANDREWS, J. T. (1975): *Glacial systems. Environmental systems*, Duxbury Press North Scituate, Massachusetts.
- ARISTARAIN, A. J., J. JOUZEL & M. POURCHET (1986): Past Antarctic Peninsula climate (1850 - 1980) deduced from an ice core isotope record. - *Climate Change* 8, 69-89.
- ARISTARAIN, A. J., J. F. PINGLOT & M. POURCHET (1987): Accumulation and temperature measurements on James Ross Island Ice Cap, Antarctic Peninsula, Antarctica. - *Journal of Glaciology* 33, 1-6.
- ARISTARAIN, A. J., J. JOUZEL & C. LORIUS (1990): A 400 years isotope record of the Antarctic Peninsula climate. - *Geophysical Research Letters* 17, 2369-2372.
- ARNOLD, N. S., I. C. WILLIS, M. J. SHARP, K. S. RICHARDS & W. J. LAWSON (1996): A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. - *Journal of Glaciology* 42, 77-89.
- ARYA, S. P. (1988): *Introduction to micrometeorology*. San Diego.
- BADER, H.-P. & P. WEILENMANN (1992): Modeling temperature distribution, energy and mass flow in a (phase-changing) snowpack. I. Model and case studies. - *Cold Regions Science and Technology* 20, 157-181.
- BAMBER, J. L. (1994): A digital elevation model of the Antarctic ice sheet derived from ERS-1 altimeter data and comparison with terrestrial measurements. - *Annals of Glaciology* 20, 48-54.
- BARBER, D. G., T. N. PAPAKYRIAKOU & E. F. LEDREW (1994): On the relationship between energy fluxes, dielectric properties, and microwave scattering over snow covered first-year sea ice during the spring transition period. - *Journal of Geophysical Research* 99, 22.401-22.411.
- BATTRICK, B. (1993): *ERS user handbook*. ESA Publications Division, Noordwijk.
- BAUMGARTNER, M. F. & G. APFL (1994): Towards an integrated geographic analysis system with remote sensing, GIS and consecutive modelling for snow cover monitoring. - *International Journal of Remote Sensing* 15, 1507-1517.

- BAUMGARTNER, M. F. & G. APFL (1994): Monitoring snow cover variations in the Alps using the Alpine Snow Cover Analysis System (ASCAS). - In: Beniston, M. (Hrsg.): Mountain environments in changing climates, Routledge, London-New York, 108-120.
- BAUMGARTNER, M. F. & A. RANGO (1995): A microcomputer-based Alpine Snow-Cover Analysis System (ASCAS). - *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 61, 1475-1486.
- BINTANJA, R. (1995): The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. - *Antarctic Science* 7, 315-325.
- BINTANJA, R. & M. R. van den BROEKE (1994): Local climate, circulation and surface-energy balance of an Antarctic blue-ice area. - *Annals of Glaciology* 20, 160-168.
- BINTANJA, R. & M. R. van den BROEKE (1995): The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice. - *Journal of Applied Meteorology* 34, 902-926.
- BISHOP, J. F. & J. L. W. WALTON (1981): Bottom melting under George VI Ice Shelf, Antarctica. - *Journal of Glaciology* 27, 429-447.
- BLACKADAR, A. K. (1997): Turbulence and diffusion in the atmosphere. Springer Verlag Berlin.
- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER & D. GUTKNECHT (1987): Zur Berechnung des Wärmeeintrages an einem Punkt der Schneedecke. - *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 31, 149-155.
- BLÖSCHL, G., D. GUTKNECHT & R. KIRNBAUER (1988): Berechnung des Wärmeeintrages in eine Schneedecke - Analyse des Einflusses unterschiedlicher meteorologischer Bedingungen. - *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 32, 34-39.
- BOGGILD, C. E., J.-G. WINTHER, K. SAND & H. ELVEHOY (1995): Sub-surface melting in blue-ice fields in Dronning Maud Land, Antarctica: observations and modelling. - *Annals of Glaciology* 21, 162-168.
- BRAITHWAITE, R. J. (1981): On glacier energy balance, ablation, and air temperature. - *Journal of Glaciology* 27, 381-391.
- BRAITHWAITE, R. J. (1995): Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. - *Journal of Glaciology* 41, 562-571.
- BRAITHWAITE, R. J. (1995): Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. - *Journal of Glaciology* 41, 153-160.
- BRAITHWAITE, R. J. & O. B. OLESEN (1989): Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. - In: Oerlemans, J. (Hrsg.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Kluwer Academic Publishers, 219-233.
- BRAITHWAITE, R. J. & O. B. OLESEN (1990): A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet. - *Journal of Glaciology* 36, 222-228.
- BRANDT, R. E. & S. G. WARREN (1993): Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice. - *Journal of Glaciology* 39, 99-110.
- BRITISH ANTARCTIC SURVEY (1947): Report on meteorological activities. Base E, 1947-1948. BAS Archives: Reference Number AD6/2E/1947/X, Cambridge.
- BROMWICH, D. H. (1988): Snowfall in high southern latitudes. - *Reviews of Geophysics* 26, 149-168.
- BROMWICH, D. H. (1990): Estimates of antarctic precipitation. - *Nature* 343, 627-629.
- BROMWICH, D. H. & F. M. ROBASKY (1993): Recent precipitation trends over the polar ice sheets. - *Meteorol. Atmos. Phys.* 51, 259-274.
- BRUN, E., E. MARTIN, V. SIMON, C. GENDRE & C. COLEOU (1989): An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. - *Journal of Glaciology* 35, 333-342.

- BRUN, E., Y. DURAND, E. MARTIN & L. BRAU (1994): Snow modelling as an efficient tool to simulate snow cover evolution at different spatial scales. - In: Jones, H. G., T. D. Davies, A. Ohmura & E. M. Morris (Hrsg.): *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems* (Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, July 1993), IAHS Publ., No. 223, 163-174.
- BRUTSAERT, W. (1975): On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. - *Water Resources Research* 11, 742-744.
- BUDD, W. F. (1966): The drifting of nonuniform snow particles. - In: Rubin, M. J. (Hrsg.): *Studies in Antarctic Meteorology*, Antarctic Research Series, Vol. 9, American Geophysical Union, 59-70.
- BUDD, W. F. (1991): Antarctica and global change. - *Climatic Change* 18, 271-299.
- BUDD, W. F. & I. SIMMONDS (1990): The impact of global warming on the Antarctic mass balance and global sea level. - In: University of Alaska (Hrsg.): *Proceedings of the international conference on the role of the polar regions in global change*, 11.-15. June 1990, Fairbanks, 369-778.
- BUSCH, N. E. (1973): The surface boundary layer. - *Boundary-Layer Meteorology* 4, 213-240.
- BUTLER, P. F. (1973): Geophysical survey of the Stonington 'Local' Area; interim geophysics report, June 1973. unpublished report of the British Antarctic Survey, London.
- BUTTERWORTH, P. J. & D. I. M. MACDONALD (1991): Basin shallowing from the Mesozoic Fossil Bluff Group of Alexander Island and its regional tectonic significance. - In: Thomson, M. R. A., J. A. Crame & J. W. Thomson (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 449-453.
- CALVET, J., J. CORBERA & G. FURADA (1992): Variacion del frente glaciar en Bahía Sur y Punta Siddons entre 1956 y 1991, Isla Livingston, Islas Shetland del sur. - In: López-Martínez, J. (Hrsg.): *Geología de la Antártida Occidental. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, España, 283-292.
- CALVET, J. & J. CORBERA (1993): Fluctuations of the ice cap on Livingston Island - South Shetland. - *Selper* 9, 31-35.
- CARLETON, A. M. (1981): Ice-ocean-atmosphere interactions at high southern latitudes in winter from satellite observation. - *Australian Meteorological Magazine* 29, 183-195.
- CARLETON, A. M. (1988): Sea ice-atmosphere signal of the southern oscillation in the Wedell Sea, Antarctica. - *Journal of Climate* 1, 379-388.
- CARLETON, A. M. (1992): Synoptic interaction between Antarctica and lower latitudes. - *Australian Meteorological Magazine* 40, 129-147.
- CARRASCO, J. F. & D. H. BROMWICH (1993): Interannual variations of mesoscale cyclones near the Antarctic Peninsula. - 4th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 29.03. - 02.04.93, Hobart, Australia, 449-500.
- CASINIÈRE, A. C. de la (1974): Heat exchange over a melting snow surface. - *Journal of Glaciology* 13, 55-72.
- CATTLE, H. (1991): Global climate models and Antarctic climatic change. - In: Harris, C. & B. Stonehouse (Hrsg.): *Antarctica and global climatic change*, Polar Research Series, Belhaven Press, London, 21-34.
- CATTLE, H., J. M. MURPHY & SENIOR C. A. (1993): The response to Antarctic climate in general circulation model experiments with transiently increasing carbon dioxide concentrations. - In: Drewry, D. J., R. M. Laws & J. A. Pyle (Hrsg.): *Antarctica and environmental change*, Oxford University Press, Oxford, 9-17.

- CAVALIERI, D. J. & C. L. PARKINSON (1981): Large-scale variations in observed antarctic sea ice extent and associated atmospheric circulation. - *Monthly Weather Review* 109, 2323-2336.
- CHEN SHANMIN, ZHANG LINYU & LU CHANGGUI (1990): Statistical analysis of cyclone tracks in western Antarctic region. - *Acta Meteorologica Sinica* 4, 74-80.
- CHIN, T. J. (1996): The southern hemisphere glacial record - Antarctica and New Zealand. - *Papers and Proc. of the Royal Society of Tasmania* 130, 17-24.
- CHIU, L. S. (1983): Variation of Antarctic Sea Ice: An Update. - *Monthly Weather Review* 111, 578-580.
- CHOUDHURY, B. (1981): Radiative properties of snow for clear sky solar radiation. - *Cold Regions Science and Technology* 4, 103-120.
- CHUAH, H.-T., S. TJUATJA, A. K. FUNG & J. W. BREDOW (1997): Radar backscatter from a dense random medium. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35, 892-900.
- CLAPPERTON, C. M. & D. E. SUGDEN (1988): Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. - *Quaternary Science Reviews* 7, 185-198.
- CLINE, D. W. (1992): Modeling the redistribution of snow in Alpine areas using Geographic Information Processing techniques. - *Eastern Snow Conference: Proceedings of the 1992 Annual Meeting, June 3-4, Oswego, N.Y.*, 13-24.
- COLBECK, S., E. AKITAYA, R. ARMSTRONG, H. GUBLER, J. LAFEUILLE, K. LIED, D. MCCLUNG & E. M. MORRIS (ohne Erscheinungsjahr): The international classification for seasonal snow on the ground. The International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology (Hrsg).
- COLBECK, S. C. (1972): A theory of water percolation in snow. - *Journal of Glaciology* 11, 369-385.
- COLBECK, S. C. (1986): Classification of seasonal snow cover crystals. - *Water Resources Research* 22, 59S-70S.
- COLBECK, S. C. (1988): Snowmelt increase through albedo reduction. CRREL Special Report, 88-26.
- COLBECK, S. C. (1989): Snow-crystal growth with varying surface temperatures and radiation penetration. - *Journal of Glaciology* 35, 23-29.
- CRABTREE, R.D. (1981): Subglacial morphology in Northern Palmer Land, Antarctic Peninsula. - *Annals of Glaciology* 2, 17-22.
- CRACKNELL, A. P. (1994): Basis and structure of climate models. - In: Vaughan, R. A. & A. P. Cracknell (Hrsg.): *Remote Sensing and Global Climate Change, NATO ASI Series, Vol. I/24*, Springer Verlag, Berlin, 135-176.
- CUTLER, P. M. & D. S. MUNRO (1996): Visible and near-infrared reflectivity during the ablation period on Peyto Glacier, Alberta, Canada. - *Journal of Glaciology* 42, 333-340.
- DALZIEL, I. W. & D. H. ELLIOT (1971): Evolution of the Scotia Arc. - *Nature* 233, 246-251.
- DAVIES, J. A., W. SCHERTZER & M. NUNEZ (1975): Estimating global solar radiation. - *Boundary Layer Meteorology* 9, 33-52.
- DAZIEL, I. D. (1982): The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc region: A review and progress report. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*, The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 111-126.
- DEBENHAM, F. (1937): The British Graham Land Expedition, 1934-37. - *Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 89, 250-253.

- DELLA ROCCA, A. B. (1994): Satellite remote sensing applications in Antarctica. Presented at the Expert Symposium on Space Technology and Applications for Sustainable Development, Beijing, 19.-21. September 1994.
- DENTON, G. H. & T.J. HUGHES (HRSG.) (1981): The last great ice sheets. John Wiley & Sons New York.
- DERIKX, L. (1975): The heat balance and associated runoff from an experimental site on a glacier tongue. - Snow and Ice Symposium, Moscow, August 1971, IAHS, No. 104, Moscow, 59-69.
- DOAKE, C. S. M. (1975): Bottom sliding of a glacier measured from the surface. - *Nature* 257, 780-781.
- 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. & D. G. VAUGHAN (1991): Breakup of Wordie Ice Shelf, Antarctica. - *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions (Proceedings of the International Symposium held at St. Petersburg, Sept. 1990, IAHS Publ., No. 208, 161-165.*
- DOAKE, C. S. M. & D. G. VAUGHAN (1991): Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. - *Nature* 350, 328-330.
- DOMACK, E. W., S. E. ISHMAN, A. B. STEIN, C. E. MCCLENNEN & A. J. T. JULL (1995): Late Holocene advance of the Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula: sedimentological, geochemical and palaeontological evidence. - *Antarctic Science* 7, 159-170.
- DORSEY, H. G. (1941): Meteorology at East Base of U. S. Antarctic Expedition, 1939-41. - *Bulletin American Meteorological Society* 22, 389-392.
- DORSEY, H. G. (1945): An Antarctic mountain weather station. - *Proceedings of the American Philosophical Society* 89, 344-363.
- DOZIER, J. (1978): A solar radiation model for a snow surface in mountainous terrain. - In: Colbeck, S. C. & M. Ray (Hrsg.): *Proceedings: Modeling of Snow Cover Runoff*, Hanover, New Hampshire, 26-28 Sept. 1978, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 144-153.
- DOZIER, J. (1989): Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. - *Remote Sensing of Environment* 28, 9-22.
- DREWRY, D. J. & E. M. MORRIS (1992): The response of large ice sheets to climatic change. - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 338, 235-242.
- DUGUAY, C. R. (1993): Modelling the radiation budget of alpine snowfields with remotely sensed data: model formulation and validation. - *Annals of Glaciology* 17, 288-294.
- DUNKLE, R. V. & J. T. BEVANS (1955): An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover. - *Journal of Meteorology* 13, 212-216.
- DYER, A. J. (1974): A review of flux-profile relationships. - *Boundary-Layer Meteorology* 7, 363-372.
- EDWARDS, C. W. (1982): New paleontologic evidence of Triassic sedimentation in West Antarctica. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*, The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 325-330.
- ELLIOT, D. H. (1991): Triassic-Early Cretaceous evolution of Antarctica. - In: Thomson, M. R. A., J. A. Crame & J. W. Thomson (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 541-548.
- ENGMAN, E. T. & R. J. GURNEY (1991): *Remote Sensing in Hydrology*. Chapman and Hall, London, New York.

- ESCHER-VETTER, H. (1985): Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal Alps. - *Annals of Glaciology* 6, 158-160.
- ESSERY, R. (1997): Modelling fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over heterogenous snow cover. - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123, 1867-1883.
- FILIPPOVA, M. G. & YU. V. BABICH (1995): Calculations of the components of radiation balance of mountain areas. *Russian Meteorology and Hydrology* 5, 26-32.
- FLEMING, W. L. S. (1940): Relic glacial forms on the western seabord of Graham Land. - *The Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 96, 93-100.
- FLEMING, W. L. S., A. STEPHENSON, B. B. ROBERTS & G. C. L. BERTRAM (1938): Notes on the scientific work of the British Graham Land expedition. 1934 -37 . - *Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 91, 508-532.
- FLEMING, W. L. S., A. STEPHENSON, B. B. ROBERTS & G. C. L. BERTRAM (1940): Notes on the scientific work of the British Graham Land Expedition, 1934-37. - In: Rymill, J. R., et al. (Hrsg.): *British Graham Land Expedition, 1934-37*, Royal Geographical Society, London, 32-56.
- FÖHN, P. M. B. (1973): Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. - *Journal of Glaciology* 12, 275-289.
- FOSTER J. L., D. K. HALL & A. T. C. CHANG (1987): Remote sensing of snow. - *Eos* 11, 680-690.
- FOX, A. J. & A. P. R. COOPER (1998): Climate change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula region. - *Annals of Glaciology* 27, 636-642.
- FOX, A. J. & J. W. THOMSON (1995): Melting ice and changing coastlines, Antarctica. - *Proceedings of the 1995 annual symposium of the British Cartographic Society*, 14 - 17 September 1995, University of Exeter, British Cartographic Society, Exeter, 8 (no pagenumbers).
- FRIEDRICH, M. (1996): Der Rückstreukoeffizient sigma-null für Schnee und Eis für aktive Fernerkundungssysteme im GHz-Bereich - Abhängigkeit und Berechnung. Unveröffentliche Staatsexamensarbeit, Universität Freiburg, Freiburg.
- FROLICH, R. M. (1992): The surface mass balance of the Antarctic Peninsula ice sheet. - In: Morris, E. M (Hrsg.): *The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise*, British Antarctic Survey, Ice & Climate Special Report, No. 1, BAS, Cambridge, UK, 3-9.
- FUCHS, F. E. (1951): *Exploration in British Antarctica*. - *Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 117, 399-421.
- FUCHS, V. (1982): *Of ice and men - the story of the British Antarctic Survey*. BAS Printers Limited, Over Wallop, England.
- FUNG, A. K. & M. F. CHEN (1989): Modelling of microwave emission and scattering from snow and soil. - *Advances in Space Research* 9, 297-305.
- FUNG, A. K., J. W. BREDOW & P. GOGINENI (1995): An investigation of scattering mechanisms from snow covered ice. - *Proceedings of IGARSS'95*, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995, 407-409.
- GALIMBERTI, D. (1991): *Antarctica - An introductory guide*. Zagier & Urruty, Miami Beach.
- GARRATT, J. R. (1992): *The atmospheric boundary layer*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, Cambridge.

- GATES, W. L., A. HENDERSON-SELLERS, G. J. BOER, C. K. FOLLAND, A. KITO, B. J. MCAVANEY, F. SEMAZZI, N. SMITH, A. J. WEAVER & Q.-C. ZENG (1996): Climate Models - Evaluation. - In: Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Hrsg.): Climate Change 1995 - The science of climate change, IPCC Report, Cambridge University Press, Cambridge, 229-284.
- GEIGER, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. 4. Aufl., Vieweg, Braunschweig.
- GENTHON, C. (1993): Observations and simulations of temperature and ice accumulation at the surface of Antarctica. - In: Peltier, W. R. (Hrsg.): Ice in the climate system, NATO ASI Series, Vol. 12, Springer Verlag, Berlin, 117-130.
- GENTHON, C. (1994): Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere. - Journal of Geophysical Research 99, 12.953-12.961.
- GIOVINETTO, M. B. & C. R. BENTLEY (1985): Surface balance in ice drainage systems of Antarctica. - Antarctic Journal of the United States 20, 6-13.
- GIOVINETTO, M. B., D. H. BROMWICH & G. WENDLER (1992): Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 70° S. - Journal of Geophysical Research 97, 917-930.
- GLEDHILL, A. & D. C. REX (1982): Rb-Sr and K-Ar geochronology of rocks from the Antarctic Peninsula between Anvers Island and Marguerite Bay. - In: Craddock, C. (Hrsg.): Antarctic Geoscience, Wisconsin University Press, Madison, Wisconsin, 315-323.
- GOODY, R. (1980): Polar process and world climate (a brief review). - Monthly Weather Review 12, 1935-1942.
- GOTTSCHALK, D. (1991): ERS-1 mission and system overview. - Die Geowissenschaften 9, 100-101.
- GRAF, W., O. REINWARTH & H. MOSER (1990): The 520-year temperature record of a 100 m core from the Ronne Ice Shelf, Antarctica. - Annals of Glaciology 14, 90-93.
- GRAINGER, M. E. & H. LISTER (1965): Wind speed, stability and eddy viscosity over melting ice surfaces. - Journal of Glaciology 6, 101-127.
- GRANGER, R. J. & D. M. GRAY (1990): A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments. - Nordic Hydrology 21, 217-234.
- GRATTON, D. J., P. J. HOWARTH & D. J. MARCEAU (1993): Using Landsat-5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier. - Remote Sensing of Environment 43, 315-331.
- GRAY D. M. (HRSG.) (1981): Handbook of snow: principles, processes, management and use. Pergamon Press, Toronto.
- GRAY, J. M. N. T., L. W. MORLAND & E. M. MORRIS (1995): A phase-changing dry snowpack model. - Journal of Glaciology 41, 11-29.
- GREENE, D. M. & A. HOLTOM (1971): Studies in COLOBANTHUS QUITENSIS (Kunth) Bartl. and DESCHAMPSIA ANTARCTICA Desv.: III. Distribution, habitats and performance in the Antarctic botanical zone. - British Antarctic Survey Bulletin 26, 1-29.
- GREUILL, W. & J. OERLEMANS (1986): Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 22, 101-124.
- GREUILL, W. & J. OERLEMANS (1989): Energy balance calculations on and near Hintereisferner (Austria) and an estimate of the effect of greenhouse warming on ablation. - In: Oerlemans, J. (Hrsg.): Glacier fluctuations and climatic change: Proceedings of the workshop on glacier fluctuations and climatic change, 01.-05.06.1987, Amsterdam, Glaciology and Quaternary Geology, Band 6, 305-323.

- GREUELL, W. & T. KONZELMANN (1994): Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). - *Global and Planetary Change* 9, 91-114.
- GRIKUROV, G. E. (1978): *Geology of the Antarctic Peninsula*. Amerind Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi.
- GRIMLEY, P. H. (1966): Geology of part of Stonington Island, Marguerite Bay. - *British Antarctic Survey Bulletin* 9, 71-74.
- GUNERIUSSEN, T. (1995): Analysis of DEM corrected ERS-1 SAR data for snow monitoring. - *Proceedings of IGARSS'95, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995*, 1505-1507.
- HAEFNER, H., F. HOLECZ, E. MEIER & D. NÜESCH (1993): Monitoring of snowcover in high mountain terrain with ERS-1 SAR. - *Proceedings First ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Cannes, France, 4-6 Nov. 1992*, 583-588.
- HAEFNER, H., F. HOLECZ, E. MEIER, D. NÜESCH & J. PIESBERGEN (1994): Capabilities and limitations of ERS-1 SAR data for snowcover determination in mountainous regions. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 Oct. 1993*, 971-976.
- HAEFNER, H., F. HOLECZ, E. MEIER, D. NÜESCH & J. PIESBERGEN (1994): Geometrische und radiometrische Vorverarbeitung von SAR-Aufnahmen für geographische Anwendungen. - *Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung* 4, 123-128.
- HALL, D. K., A. T. C. CHANG & H. SIDDALINGAIAH (1988): Reflectances of glaciers as calculated using Landsat-5 Thematic Mapper data. - *Remote Sensing of Environment* 25, 311-321.
- HALL, D. K., A. T. C. CHANG, J. L. FOSTER, C. S. BENSON & W. M. KOVALICK (1989): Comparison of In Situ and Landsat derived reflectance of Alaskan glaciers. - *Remote Sensing of Environment* 28, 23-31.
- HALLIKAINEN, M. (1996): Retrieval of sea ice and snow parameters from microwave radiometer and radar data. - In: Raschke, E. (Hrsg.): *Radiation and Water in the Climate System: Remote Measurements*, NATO ASI Series, Vol I/45, Springer Verlag, Berlin, 527-545.
- HALLIKAINEN, M. (1996): Physical basis for microwave remote sensing of sea ice and snow. - In: Raschke, E. (Hrsg.): *Radiation and Water in the Climate System: Remote Measurements*, NATO ASI Series, Vol I/45, Springer Verlag, Berlin, 489-525.
- HALLIKAINEN, M. T. & F. T. ULABY (1986): Dielectric and scattering behaviour of snow at microwave frequencies. - *Proceedings of IGARSS'86, Zürich*.
- HALLIKAINEN, M., V. JÄÄSKELÄINEN, L. KURVONEN, J. KOSKINEN, E.-A. HERLAND & J. PERÄLÄ (1993): Application of ERS-1 SAR data to snow mapping. - *Proceedings First ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Cannes, France, 4-6 Nov. 1992*, 589-594.
- HALLIKAINEN, M., L. KURVONEN, V. JÄÄSKELÄINEN, J. KOSKINEN, E.-A. HERLAND & J. PERÄLÄ (1994): Microwave remote sensing of snow using radar and radiometer. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 Oct. 1993*, 997-982.
- HARANGOZO, S. A. (1994): Interannual atmospheric circulation-sea ice extent relationships in the Southern Ocean: An analysis for the West Antarctic Peninsula region. - *Proc. of 6th AMS conference on climatic variations, Nashville*, 364-367.
- HARANGOZO, S. A., S. R. COLWELL & J. C. KING (1997): An analysis of a 34-year air temperature record from Fossil Bluff (71°S, 68°W), Antarctica. - *Antarctic Science* 9, 355-363.

- HARDING, R. J., N. ENTRASSER, H. ESCHER-VETTER, A. JENKINS, G. KASER, M. KUHN, E. M. MORRIS & G. TANZER (1989): Energy and mass balance studies in the firn area of the Hintereisferner. - In: Oerlemans, J. (Hrsg.): Glacier fluctuations and climatic change: Proceedings of the workshop on glacier fluctuations and climatic change, 01.-05.06.1987, Amsterdam, Glaciology and Quaternary Geology, Band 6, Kluwer Academic Publishers, 325-341.
- HAY, J. E. (1976): A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short-wave radiation. - *Atmosphere* 14, 278-287.
- HAY, J. E. (1988): A comparison of the energy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt. - *Journal of Glaciology* 34, 145-153.
- HEINEMANN, G. (1989): Über die Rauheitslänge z_0 der Schneeoberfläche des Filchner-Ronne-Schelfeises. - *Polarforschung* 59, 17-24.
- HEINEMANN, G. & L. ROSE (1990): Surface energy balance, parameterizations of boundary-layer heights and the application of resistance laws near an Antarctic ice shelf front. - *Boundary-Layer Meteorology* 51, 123-158.
- HERRMANN, A. (1974): Ablation einer temperierten alpinen Schneedecke unter besonderer Berücksichtigung des Schmelzwasserabflusses. - *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 18, 146-155.
- HOCHSCHILD, V. (1995): Geomorphologische Kartierung und Untersuchung der Auftaudynamik mit ERS-1-SAR-Daten im Bereich der Antarktischen Halbinsel. Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, Heft 28, Universität Bremen.
- HOCK, R. & B. HOLMGREN (1996): Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Northern Sweden. - *Geografiska Annaler* 78 A, 121-131.
- HOFMANN, E. E., J. M. KLINCK, C. M. LASCARA & D. A. SMITH (1996): Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait. - In: Ross, R., M., E. Hofmann & L. B. Quetin (Hrsg.): Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula, Antarctic Research Series, 70, American Geophysical Union, Washington, D. C., 61-80.
- HOGG, I. G. G., J. G. PAREN & R. J. TIMMIS (1982): Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Islands Dependencies. - *Journal of Glaciology* 28, 221-238.
- HÖGSTRÖM, U. (1987): Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. - *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55-78.
- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6, 37-90.
- HOLLIN, J. T. (1962): On the glacial history of Antarctica. - *Journal of Glaciology* 4, 173-195.
- HOLMGREN, B. (1971): Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. *Meddelande*, 108, Meteorologiska Institutionen Uppsala Universitet, Uppsala.
- HOLT, B. & S. MARTIN (1995): Spatial and temporal observations of summer ice melt using ERS-1 SAR imagery. - *Proceedings of IGARSS'95*, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995, 405-406.
- HONERKAMP, J. & H. RÖMER (1986): *Grundlagen der Klassischen Theoretischen Physik*. Springer Verlag, Berlin.
- HOSKINS, A. K. (1960): The geology of parts of the Loubet and Fallières Coasts, Graham Land. Unpublished report of the Falkland Islands Dependencies Survey, Preliminary Geological Report No. 6, London.

- HOSKINS, A. K. (1963): Block terraces in the Neny Fjord area, Marguerite Bay, Graham Land. - *British Antarctic Survey Bulletin* 1, 45-49.
- HOUGHTON, J. T. (1997): *Globale Erwärmung: Fakten, Gefahren und Lösungswege*. Springer Verlag, Berlin.
- HOUGHTON, J. T., L. G. MEIRA FILHO, B. A. CALLANDER, N. HARRIS, A. KATTENBERG & K. MASKELL (1996): *Climate Change 1995, the science of climate change*. IPCC report, Cambridge University Press, Cambridge.
- HUNT, B. G., H. B. GORDON & H. L. DAVIES (1995): Impact of the greenhouse effect on sea-ice characteristics and snow accumulation in the polar regions. - *International Journal of Climatology* 15, 3-23.
- IDSO, S. B. (1981): A set of equations for full spectrum and 8- to 14-mm and 10.5- to 12.5-mm thermal radiation from cloudless skies. - *Water Resources Research* 17, 295-304.
- ILLANGASEKARE, T. H., R. J. WALTER JR., M. F. MEIER & W. T. PFEFFER (1990): Modeling of meltwater infiltration in subfreezing snow. - *Water Resources Research* 26, 1001-1012.
- JACKA, T. H. (1990): Antarctic and Southern Ocean sea-ice and climate trends. - *Annals of Glaciology* 14, 127-130.
- JACKA, T. H. & W. F. BUDD (1990): Detection of temperature and sea ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean. - In: *Geophysical Institute Publications, University of Alaska (Hrsg.): International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change*, University of Alaska, Fairbanks, 63-70.
- JACOBS, S. S., H. H. HELMER, C. S. M. DOAKE, A. JENKINS & R. M. FROLICH (1992): Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. - *Journal of Glaciology* 38, 375-387.
- JACOBS, S. S. & J. C. COMISO (1993): A recent sea-ice retreat west of the Antarctic Peninsula. - *Geophysical Research Letters* 20, 1171-1174.
- JAKOBS, S. S. & J. C. COMISO (1997): Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. - *Journal of Climate* 10, 697-709.
- JAMIESON, A. W. & A. C. WAGER (1983): Ice, water and energy balances of Spartan Glacier, Alexander Island. - *British Antarctic Survey Bulletin* 52, 155-186.
- JEFFRIES, M. O., K. MORRIS, A. P. WORBY & W. F. WEEKS (1994): Late winter sea-ice properties and growth processes in the Bellinghausen and Amundsen Seas. - *Antarctic Journal of the United States* 29, 11-13.
- JEZEK, K. C., C. J. MERRY & D. J. CAVALIERI (1993): Comparison of SMMR and SSM/I passive microwave data collected over Antarctica. - *Annals of Glaciology* 17, 131-136.
- JÓHANNESSEN, T., C. RAYMOND & E. WADDINGTON (1989): Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. - *Journal of Glaciology* 35, 355-369.
- JÓHANNESSEN, T., O. SIGURDSSON, T. LAUMANN & M. KENNETT (1995): Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. - *Journal of Glaciology* 41, 345-358.
- JOHNSON, A. C. (1997): Cenozoic tectonic evolution of the Marguerite Bay area, Antarctic Peninsula, interpreted from geophysical data. - *Antarctic Science* 9, 268-280.
- JONES, D. A. & I. SIMMONDS (1993): A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. - *Climate Dynamics* 9, 131-145.
- 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., S. C. B. RAPER & T. M. L. WIGLEY (1986): Southern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. - *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 1213-1230.
- JONES, P. D., R. MARSH, T. M. L. WIGLEY & D. A. PEEL (1993): Decadal timescale links between Antarctic Peninsula ice-core oxygen-18, deuterium and temperature. - *The Holocene* 3, 14-26.
- JONSSON, S. (1990): Local climate and mass balance of a blue-ice area in western Dronning Maud Land, Antarctica. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26, 11-29.
- JORDAN, R. (1991): A one-dimensional temperature model for a snow cover. U. S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Special Report 91-16.
- KAROLY, D. J. (1989): Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern-Oscillation events. - *Journal of Climate* 2, 1239-1252.
- KENNEDY, D. S. (1988): Modern sedimentary dynamics and quaternary glacial history of Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. Master thesis, Rice University Houston.
- KENNEDY, D. S. & J. B. ANDERSON (1986): Preliminary results of marine geologic investigations, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. - *Antarctic Journal* 21.
- KENNEDY, D. S. & J. B. ANDERSON (1989): Glacial-marine sedimentation and quaternary glacial history of Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. - *Quaternary Research* 31, 255-276.
- KIMBALL, B. A., S. B. IDSO & J. K. AASE (1982): A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies. - *Water Resources Research* 18, 931-936.
- KING, J. C. (1990): Some measurements of turbulence over an antarctic ice shelf. - *Quaternary Journal of the Royal Meteorological Society*, 379-399.
- KING, J. C. (1991): Global warming and Antarctica. - *Weather* 46, 115-120.
- KING, J. C. (1994): Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. - *International Journal of Climatology* 14, 357-369.
- KING, J. C. (1996): Longwave atmospheric radiation over Antarctica. - *Antarctic Science* 8, 105-109.
- KING, J. C. & P. S. ANDERSON (1994): Heat and water vapour fluxes and scalar roughness lengths over an Antarctic ice shelf. - *Boundary-Layer Meteorology* 69, 101-121.
- KING, J. C. & W. M. CONNOLLEY (1997): Validation of the surface energy balance over the Antarctic ice sheets in the U.K. Meteorological Office Unified Climate Model. - *Journal of Climate* 10, 1273-1287.
- KING, J.C. & J. TURNER (1997): *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, Cambridge.
- KNOWLES, P. H. (1945): Glaciology of Southern Palmer Peninsula, Antarctica. - *Proceedings of the American Philosophical Society* 89, 174-176.
- KNOWLES, P. H. (1945): Geology of Southern Palmer Peninsula, Antarctica. - *Proceedings of the American Philosophical Society* 89, 132-145.
- KOELEMEIJER, R., J. OERLEMANS & S. TJEMKES (1993): Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery. - *Annals of Glaciology* 17, 17-22.
- KOH, G. & R. JORDAN (1995): Sub-surface melting in a seasonal snow cover. - *Journal of Glaciology* 41, 474-482.
- KOMARKOVA, V. (1984): Studies of plant communities of the Antarctic Peninsula. - *Antarctic Journal* 19, 180-182.

- KOMÁRKOVÁ, V., S. PONCET & J. PONCET (1990): Additional and revisited localities of vascular plants *DESCHAMPSIA ANTARCTICA* Desv. and *COLOBANTHUS QUITENSIS* (Kunth) Bartl. in the Antarctic Peninsula area. - *Arctic and Alpine Research* 22, 108-113.
- KONDO, J. & T. YAMAZAKI (1990): A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. - *Journal of Applied Meteorology* 29, 375-384.
- KONZELMANN, T. & R. J. BRAITHWAITE (1995): Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland. - *Journal of Glaciology* 41, 174-182.
- KOTTMEIER, C. & E. FAHRBACH (1989): Wechselwirkung zwischen Wasser, Eis und Luft in der antarktischen Küstenzone. - *Promet* 19, 15-22.
- KRAUS, H. (197): An Energy Balance Model for Ablation in Mountainous Areas. - *Snow and Ice - Symposium (Proceedings of the Moscow Symposium, August 1971)*, IAHS Publ. no. 104, 74-8.
- KUCHLING, H. (1988): *Taschenbuch der Physik*. 11. Aufl., Verlag Harri Deutsch Thun, Frankfurt.
- KUHN, M. (1979): On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. - *Journal of Glaciology* 22, 263-272.
- KUHN, M. (1981): Climate and glaciers. - In: Allison, I. (Hrsg.): *Sea level, ice and climatic change*, IAHS Publication, No. 131, 3-20.
- KUHN, M. (1983): Die Steuerung des globalen Klimas durch die Polargebiete. - *Geographische Rundschau* 35, 112-118.
- KUHN, M. (1984): Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. - *DVWK-Mitteilungen* 7, 5-56.
- KUHN, M. (1987): Micro-meteorological conditions for snow melt. - *Journal of Glaciology* 33, 24-26.
- KUHN, M. (1993): Possible future contributions to sea level change from small glaciers. - In: Warrick, R. A., E. M. Barrow & T. M. L. Wigley (Hrsg.): *Climate and sea level change; observations, projections and implications*, Cambridge University Press, Cambridge, 134-143.
- KUKLA, G. (1981): Climatic role of snow covers. - In: Allison, I. (Hrsg.): *Sea level ice and climatic change*, IAHS Publication, No. 131, 79-107.
- KUKLA, G. & J. GAVIN (1981): Summer ice and carbon dioxide. - *Science* 214, 497-503.
- KUSTAS, W. P., A. RANGO & R. UIJLENHOET (1994): A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. - *Water Resources Research* 30, 1515-1527.
- LACIS, A. A. & J. E. HANSEN (1974): A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. - *Journal of the Atmospheric Sciences* 31, 118-133.
- LARTER, R. D. & P. F. BARKER (1989): Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: A record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate. - *Geology* 17, 731-734.
- LEIGHTON, R. M. (1994): Monthly anticyclonicity and cyclonicity in the southern hemisphere; averages for January, April, July, and October. - *International Journal of Climatology* 14, 33-45.
- LETTAU, H. (1969): Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description. - *Journal of Applied Meteorology* 8, 828-832.
- LILJEQUIST, G. H. & K. CEHAK (1974): *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg & Sohn, Braunschweig.
- LIMBERT, D. W. S. (1974): Variations in the mean annual temperature for the Antarctic Peninsula, 1904-72. - *Polar Record* 17, 303-306.
- LIMBERT, D. W. S. & J. C. FARMAN (1976): Annual summary tables of surface meteorological observations at British Antarctic Survey Stations. - *British Antarctic Survey Bulletin* 44, 27-29.

- LIMBERT, D.W.S. & R.S.B. LOAN (1976): Climatological summary for 1971. - British Antarctic Survey Bulletin, 31-37.
- LOHMEIER, S. P., J. M. BAKER, J. B. MEAD & R. E. MCINTOSH (1995): Simultaneous 35, 95 and 225 GHz fully polarimetric measurements of fallen snow. - Proceedings of IGARSS'95, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995, 1753-1755.
- LOTH, B. (1995): Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich der Geowissenschaften der Universität Hamburg, Hamburg.
- LUCAS, M. I. & J. A. LINDESAY (1991): Global climate change: Environmental and climatic links between Antarctica and South Africa. - South African Journal of Antarctic Research 21, 193-219.
- LUCCHITTA, B. K., K. F. MULLINS, A. L. ALLISON & J. G. FERRIGNO (1993): Antarctic glacier-tongue velocities from Landsat images: first results. - Annals of Glaciology 17, 356-366.
- MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION (1994): Magellan GPS ProMark V user guide.
- MALE, D. H. (1980): The seasonal snowcover. - In: Colbeck, S. C. & U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (Hanover-New Hampshire) (Hrsg.): Dynamics of snow and ice masses, Academic Press, New York, 305-395.
- MALE, D. H. & R. J. GRANGER (1981): Snow surface energy exchange. - Water Resources Research 17, 609-627.
- MARKS, D. & J. DOZIER (1979): A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas. - Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, 159-187.
- MARKS, D. & J. DOZIER (1992): Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada - 2. Snow cover energy balance. - Water Resources Research 28, 3043ff.
- MARTIN, P. J. & D. A. PEEL (1978): The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. - Journal of Glaciology 20, 311-317.
- MARTINEC, J. & A. RANGO (1995): Seasonal runoff forecasts for hydropower based on remote sensing. - In: Troendle, C. (Hrsg.): Proceedings of the Western Snow Conference, Sparks, Nevada, April 17-20, 1995, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 10-20.
- MASLANIK, J. A. & R. G. BARRY (1990): Remote sensing in Antarctica and the Southern Ocean: applications and developments. - Antarctic Science 2, 105-121.
- MASUDA, K. (1990): Atmospheric heat and water budgets of polar regions: Analysis of FGGE data. - Proc. NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology, Tokyo, 79-88.
- MAYO, L. R. & R. S. MARCH (1990): Air temperature and precipitation at Wolverine Glacier, Alaska; Glacier growth in a warmer, wetter climate. - Journal of Glaciology 14, 191-194.
- MCGREGOR (1997): Regional Climate Modelling. - Meteorology and Atmospheric Physics 63, 105-117.
- MEEHL, G. A. (1991): A reexamination of the mechanism of the semiannual oscillation in the Southern Hemisphere. - Journal of Climate 4, 911-926.
- MEIER, M. F. (1984): Contribution of small glaciers to global sea level. - Science 226, 1418-1420.
- MEIER, M. F. (1990): Reduced rise in sea level. - Nature 343, 115-116.
- MEIER, M. F. (1993): Ice, climate, and sea level; do we know what is happening. - In: Peltier, W. R. (Hrsg.): Ice in the climate system, NATO ASI Series, Vol. 12, Springer Verlag, Berlin, 141-160.

- MELLOR, M. & U. RADOK (1960): Some properties of drifting snow. - Antarctic Meteorology, Pergamon Press, Oxford, 333-346.
- MERCER, H. J. (1978): West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: A threat of disaster. - Nature 271, 321-325.
- MOBBS, S. D. & S. E. DOVER (1993): Numerical modelling of blowing snow. - In: Heywood, R. B. (Hrsg.): University Research in Antarctica, 1989-92. - Proc. British Antarctic Survey Antarctic Special Topic Award Scheme Round 2 Symp., 30. Sept. - 1. Oct. 1992, BAS, Cambridge, 55-63.
- MOE, R. L. & T. E. DELAGA (1976): Occurrence of macroscopic algae along the Antarctic Peninsula. - Antarctic Journal, 20-24.
- MOORE, R. D. (1983): On the use of bulk aerodynamic formulae over melting snow. - Nordic Hydrology, 193-206.
- MOORE, R. D. & I. F. OWENS (1984): Controls on advective snowmelt in a maritime alpine basin. - Journal of Climate and Applied Meteorology 23, 135-142.
- MORGAN, V. I., I. D. GOODWIN, D. M. ETHERIDGE & C. W. WOOKEY (1991): Evidence from Antarctic ice cores for recent increases in snow accumulation. - Nature 354, 58-60.
- MORLAND, L. W., R. J. KELLY & E. M. MORRIS (1990): A mixture theory for a phase-changing snowpack. - Cold Regions Science and Technology 17, 271-285.
- MORRIS, E. M. (1987): Modelling of water flow through snowpacks. - In: D. Reidel Publishing Company (Hrsg.): Seasonal snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology, 179-208.
- MORRIS, E. M. (1989): Turbulent transfer over snow and ice. - Journal of Hydrology 105, 205-223.
- MORRIS, E. M. (1991): Physics-based models of snow. - In: Bowles, D. S. & P. E. O'Connell (Hrsg.): Recent advances in the modeling of hydrologic systems, Kluwer Academic Press, 85-112.
- MORRIS, E. M. (1991): Antarctic ice studies in global climatic change: a comment. - In: Harris, C. M. & B. Stonehouse (Hrsg.): Antarctica and global climatic change, Polar Research Series, Belhaven Press, London, 51-62.
- MORRIS, E. M. (1991): Parameterization of turbulent transfers between glaciers and the atmosphere. - Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions (Proceedings of the International Symposium held at St. Petersburg, Sept. 1990), IAHS Publ., No. 208, 543-549.
- MORRIS, E. M. & R. J. KELLY (1990): A theoretical determination of the characteristic equation of snow in the pendular regime. - Journal of Glaciology 36, 179-187.
- MORRIS, E. M. & D. G. VAUGHAN (1994): Snow surface temperatures in West Antarctica. - Antarctic Science 6, 529-535.
- MORRIS, E. M., P. S. ANDERSON, H.-P. BADER, P. WEILENMANN & C. BLIGHT (1994): Modelling mass and energy exchange over polar snow using the DAISY model. - In: Jones, H. G., T. D. Davies, A. Ohmura & E. M. Morris (Hrsg.): Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems (Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, July 1993), IAHS Publ., No. 223, 53-60.
- MORRIS, E. M., H.-P. BADER & P. WEILENMANN (1997): Modelling temperature variations in polar snow using DAISY. - Journal of Glaciology 43, 180-190.
- MORRISON, S. J. (1990): Warmest year on record on the Antarctic Peninsula. - Weather 45, 231-232.
- MOTE, T. L., M. R. ANDERSON, K. C. KUIVINEN & C. M. ROWE (1993): Passive microwave-derived spatial and temporal variations of summer melt on the Greenland ice sheet. - Annals of Glaciology 17, 233-238.

- MOYES, A. B., J. W. THOMSON, J. L. SMELLIE, R. L. PANKHURST, M. R. A. THOMSON, C. J. GRIFFITHS, A. C. JOHNSON, D. G. VAUGHAN, S. W. GARRETT, A. M. SMITH, D. R. MANTRIPP, C. F. H. WILLAN & S. KING (1994): Geological map of Adelaide Island to Foyen Coast - supplementary text. British Antarctic Survey GEOMAP Series, Cambridge.
- MUNRO, D. S. (1982): An operational net shortwave radiation model for glacier basins. - *Water Resources Research* 18, 220-230.
- MUNRO, D. S. (1989): Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: Comparison with eddy correlation. - *Journal of Glaciology* 35, 343-348.
- MUNRO, D. S. (1990): Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. - *Arctic and Alpine Research* 22, 153-162.
- MUNRO, D. S. (1991): A surface energy exchange model of glacier melt and net mass balance. - *International Journal of Climatology* 11, 689-700.
- MUNRO, D. S. & J. A. DAVIES (1977): An experimental study of the glacier boundary layer over melting ice. - *Journal of Glaciology* 18, 425-436.
- MUSER, D. (1995): Der Gletscherrückzug auf King George Island, Süd-Shetland-Inseln zwischen 1956 und 1992. Unveröffentlichte Zulassungsarbeit zum Staatsexamen, Universität Freiburg, Freiburg.
- NEALE, S. M. & B.B. FITZHARRIS (1997): Energy balance and synoptic climatology of a melting snowpack in the Southern Alps, New Zealand. - *International Journal of Climatology* 17, 1595-1609.
- NEEMAN, B. U., J. H. JOSEPH & G. OHRING (1988): A vertically integrated snow/ice model over land/sea for climate models - 1. Development. - *Journal of Geophysical Research* 93, 3663-3675.
- NELL, P. A. R. & B. C. STOREY (1991): Strike-slip tectonics within the Antarctic Peninsula fore-arc. - In: Thomson, M. R. A., J. A. Crame & J. W. Thomson (Hrsg.): *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 443-448.
- NEUWIRTH, F. (1977): Abschätzung der mittleren Ströme latenter und fühlbarer Wärme über Schnee. - *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, 213-228.
- NICHOLS, K. W. & J. G. PAREN (1993): Extending the Antarctic meteorological record using ice-sheet temperature profiles. - *Journal of Climate* 6, 141-150.
- NICHOLS, R. L. (1947): Elevated beaches of Marguerite Bay, Antarctica. - *Bulletin of the Geological Society of America* 58, 1213.
- NICHOLS, R. L. (1947): Geology of Stonington Island area, Marguerite Bay, Antarctica. - *Bulletin of the Geological Society of America* 58, 1213.
- NICHOLS, R. L. (1948): Preliminary report on the geology of the Marguerite Bay area, Antarctica. Ronne Antarctic Research Expedition Technical report, Nr. 6, Washington, D. C. .
- NICHOLS, R. L. (1960): Geomorphology of Marguerite Bay area, Palmer Peninsula, Antarctica. - *Bulletin of the Geological Society of America* 71, 1421-1450.
- NICHOLS, R. L. (1973): Antarctic Glacial Surges? - *Journal of Glaciology* 66, 524-525.
- NOBLE, H. M. (1965): Glaciological observations at admiralty bay, King George Island, in 1957-58. - *British Antarctic Survey Bulletin* 5, 1-11.
- OBERHUBER, J. M., D. M. HOLLAND & L. A. MYSAK (1993): A thermodynamic-dynamic snow sea-ice model. - In: Peltier, W. R. (Hrsg.): *Ice in the Climate System*, NATO ASI Series, Vol. I/12, Springer Verlag, Berlin, 653-673.

- OERLEMANS, J. (1988): Simulation of historic glacier variations with a simple climate-glacier model. - *Journal of Glaciology* 34, 333-341.
- OERLEMANS, J. (1988): Das antarktische Inlandeis im Klimasystem. - *Promet* 18, 25-30.
- OERLEMANS, J. (1991): The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modelling. - *The Holocene* 1, 40-49.
- OERLEMANS, J. (1991): A model for the surface balance of ice masses: part I. alpine glaciers. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 27, 63-83.
- OERLEMANS, J. (1992): Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. - *Journal of Glaciology* 38, 223-232.
- OERLEMANS, J. (1993): Modelling of glacier mass balance. - In: Peltier, W. R. (Hrsg.): *Ice in the climate system*, NATO ASI Series, Vol. 12, Springer Verlag, Berlin, 101-116.
- OERLEMANS, J. & J. P. F. FORTUIN (1992): Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. - *Science* 258, 115-117.
- OHMURA, A., T. KONZELMANN, M. ROTACH, J FORBER, M. WILD, A. ABE-OUCHI & H. TORITANI (1994): Energy balance for the Greenland ice sheet by observation and model computation. - In: Jones, H. G., T. D. Davies, A. Ohmura & E. M. Morris (Hrsg.): *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems (Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, July 1993)*, IAHS Publ., No. 223, Wallingford, 85-95.
- OHTA, T. (1994): A distributed snowmelt prediction model in mountain areas based on an energy balance method. - *Annals of Glaciology* 19, 107-113.
- OKE, T. R. (1970): Turbulent transport near the ground in stable conditions. - *Journal of Applied Meteorology* 9, 778-786.
- OKE, T. R. (1978): *Boundary layer climates*. Methuen & Co LTD, New York.
- ORHEIM, O. & B. LUCCHITTA (1990): Investigating climate change by digital analysis of blue ice extent on satellite images of Antarctica. - *Annals of Glaciology* 14, 211-215.
- PAREN, J. G. & N. A. RICHARDSON (1988): Glacier fluctuations in the Antarctic Peninsula: The last decade. - *Annals of Glaciology* 11, 206-207.
- PAREN, J. G., C. S. M. DOAKE & D. A. PEEL (1993): The Antarctic Peninsula contribution to future sea level rise. - In: Warrick, R. A., E. M. Barrow & T. M. L. Wigley (Hrsg.): *Climate and sea level change; observations, projections and implications*, Cambridge University Press, Cambridge, 162-168.
- PARKINSON, C. L. & D. J. CAVALIERI (1982): Interannual sea-ice variations and sea-ice/atmosphere interactions in the southern ocean, 1973-1975. - *Annals of Glaciology* 3, 249-254.
- PARKINSON, C. L. (1993): Southern Ocean sea-ice distributions and extents. - In: Drewry, D. J., R. M. Laws & J. A. Pyle (Hrsg.): *Antarctica and environmental change*, Oxford University Press, Oxford, 43-50.
- PARLOW, E. (1988): *Ableitung strahlungsklimatologischer Daten und Raummuster für ein subpolares Ökosystem Nordskandinaviens mit Hilfe der digitalen Bildverarbeitung*. Unveröffentlichte Habilitationsschrift, Universität Freiburg.
- PARLOW, E. (1990): Spatial patterns of radiation fluxes using Landsat-TM-data and GIS-techniques. - In: Commission of the European Communities (Hrsg.): *Proceedings of the 9th EARSeL Symposium*, Espoo, Finland, 27 June - 1 July 1989, 441-447.

- PARLOW, E. & D. SCHERER (1991): Studies of the radiation budget in polar areas using satellite data and GIS-techniques. - IGARSS'91 Remote Sensing: Global Monitoring for Earth Management, Vol. I, Helsinki University of Technology, Espoo, Finland, June 3-6, 1991, 29-32.
- PATERSON, W. S. B. (1993): World sea level and the present mass balance of the Antarctic ice sheet. - In: Peltier, W. R. (Hrsg.): Ice in the climate system, NATO ASI Series, Vol. 12, Springer Verlag, Berlin, 131-140.
- PATERSON, W. S. B. (1994): The physics of glaciers. 3rd Edition, Elsevier Kidlington, New York.
- PAYNE, A. J., D. E. SUGDEN & C. M. CLAPPERTON (1989): Modeling the growth and decay of the Antarctic Peninsula ice sheet. - *Quaternary Research* 31, 119-134.
- PEARCE, C. J. (1963): Meteorological observations at Fossil Bluff, Alexander Island. - *British Antarctic Survey Bulletin* 1, 17-24.
- PEEL, D. A. (1992): Ice core evidence from the Antarctic Peninsula region. - In: Bradley, R. S. & P. D. Jones (Hrsg.): *Climate since A. D. 1400*, Routledge, New York, 549-571.
- PEEL, D. A. (1992): Spatial temperature and accumulation rate variations in the Antarctic Peninsula. - In: Morris, E. M. (Hrsg.): *The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise*, British Antarctic Survey, Ice & Climate Special Report, No. 1, BAS, Cambridge, 11-15.
- PEEL, D. A., CLAUSEN & H. B. (1982): Oxygen-isotope and total beta-radioactivity measurements on 10 m ice cores from the Antarctic Peninsula. - *Journal of Glaciology* 28, 43-55.
- PEPPER, J. (1954): *The meteorology of the Falkland Islands and dependencies 1944 - 1950*. C. F. Hodgson and son LTD, London.
- PETERSON, H. C. (1948): *Antarctic weather statistics*. Ronne Antarctic Research Expedition, Technical Report, Nr. 1, Washington, D.C.
- PETERSON, H. C. (1948): *Guide for Stonington Island aviation meteorology*. Ronne Antarctic Research Expedition Technical Report, Nr. 5, Washington, D. C. .
- PFEFFER, W. T. & N. F. HUMPHREY (1996): Determination of timing and location of water movement in ice-layer formation by temperature measurements in sub-freezing snow. - *Journal of Glaciology* 42, 292-304.
- PIESBERGEN, J., F. HOLECZ & H. HAEFNER (1995): Snow cover monitoring using multitemporal ERS-1 SAR data. - *Proceedings of IGARSS'95, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995*, 1750-1752.
- POGGI, A. (1977): Heat balance in the ablation area of the Ampere Glacier (Kerguelen Islands). - *Journal of Applied Meteorology* 16, 48-55.
- POMEROY, J. W. (1991): Transport and sublimation of snow in wind-scoured alpine terrain. - *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991)*, IAHS Publ., No. 205, 131-140.
- POMEROY, J. W., D. M. GRAY & P. G. LANDINE (1991): Modelling the transport and sublimation of blowing snow on the prairies. - In: Ferrick, M. (Hrsg.): *Proceedings of the 48th Eastern Snow Conference*, 175-188.
- POMEROY, J. W., D. M. GRAY & P. G. LANDINE (1993): The Prairie Blowing Snow Model: characteristics, validation, operation. - *Journal of Hydrology* 144, 165-192.
- POPE, P. G. & J. B. ANDERSON (1992): Late quaternary glacial history of the northern Antarctic Peninsula's western continental shelf: Evidence from the marine record. - In: Elliot, D. H. (Hrsg.): *Contributions to Antarctic Research III*, Antarctic Research Series, 57, American Geophysical Union, Washington, D.C., 39-62.

- PRICE, A. G. & T. DUNNE (1976): Energy balance computations of snowmelt in subarctic area. - *Water Resources Research* 12, 686-694.
- PROWSE, T. D. & I. F. OWENS (1982): Energy balance over melting snow, Craigieburn Range, New Zealand. - *Journal of Hydrology (N.Z.)* 21, 133-147.
- PUDSEY, C. J., P. F. BARKER & R. D. LARTER (1994): Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf. - *Continental Shelf Research* 14, 1647-1675.
- RANGO, A. & J. MARTINEC (1994): Areal extent of seasonal snow cover in a changed climate. - *Nordic Hydrology* 25, 233-246.
- RANGO, A. & J. MARTINEC (1995): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. - *Water Resources Bulletin* 31, 657-669.
- RANGO, A., J. MARTINEC & R. ROBERTS (1995): Climate effects on future runoff regimes of pacific mountain tributaries. - In: American Water Resources Association (Hrsg.): *Water Resources and Environmental Hazards: Emphasis on Hydrologic and Cultural Insight in the Pacific Rim (AWRA Symposium Honolulu, Hawaii, June 1995)*, June, 161-171.
- RAPER, S. C. B., T. M. L. WIGLEY, P. R. MAYES, P. D. JONES & M. J. SALINGER (1984): Variations in surface air temperatures. Part 3: The Antarctic, 1957 - 82. - *Monthly Weather Review* 112, 1341-1353.
- RAYMOND, C. F. (1980): Temperate valley glaciers. - In: Colbeck, S. C. & U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (Hanover-New Hampshire) (Hrsg.): *Dynamics of snow and ice masses*, Academic Press, New York, 79-139.
- REN JIAWEN, QIN DAHE, J. R. PETIT, J. JOUZEL, WANG WENTI, LIU CHEN, WANG XIAOJUN, QIAN SONGLIN & WANG XIAOXIANG (1995): Glaciological studies on Nelson Island, South Shetland Islands, Antarctica. - *Journal of Glaciology* 41, 408-412.
- RENNER, R. G. B. & C. M. BALES (1987): An aeromagnetic survey of the Neny Fjord area, Graham Land, Antarctica. - *British Antarctic Survey Bulletin* 75, 31-46.
- REYNOLDS, J. M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. - *British Antarctic Survey Bulletin* 54, 123-131.
- REYNOLDS, J. M. (1981): Lakes on George VI Ice Shelf, Antarctica. - *Polar Record* 20, 425-532.
- REYNOLDS, J. M. (1983): Observations of glacial features near fossil bluff between 1936 and 1979. - *British Antarctic Survey Bulletin* 59, 75-78.
- REYNOLDS, J. M. (1988): The structure of Wordie Ice Shelf, Antarctic Peninsula. - *British Antarctic Survey Bulletin* 80, 57-64.
- RIDLEY, J. K. & C. G. RAPLEY (1993): Satellite microwave observations of Antarctic firn surface state. - In: Heywood, R. B. (Hrsg.): *University Research in Antarctica, 1989-92*. - *Proc. British Antarctic Survey Antarctic Special Topic Award Scheme Round 2 Symp.*, 30. Sept. - 1. Oct. 1992, BAS, Cambridge, 47-54.
- RIGNOT, E. & J. B. WAY (1994): Monitoring freeze-thaw cycles along north-south Alaskan transects. - *Remote Sensing of Environment* 49, 131-137.
- ROBINSON, D. A., M. C. SERREZE, R. G. BARRY, G. SCHARFEN & G. KUKLA (1992): Large-scale patterns and variability of snowmelt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin. - *Journal of Climate* 5, 1109-1119.
- RONNE, F. (1945): The main southern sledge journey from East Base, Palmer Land, Antarctica. - *Proceedings of the American Philosophical Society* 89, 13-22.
- ROTT, H. (1991): Aktive Mikrowellenverfahren zur Erforschung der Landkryosphäre. - *Die Geowissenschaften* 9, 150-155.

- ROTT, H., K. STURM & H. MILLER (1993): Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. - *Annals of Glaciology* 17, 337-343.
- ROTT, H. & T. NAGLER (1994): Capabilities of ERS-1 SAR for snow and glacier monitoring in alpine areas. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment*, Hamburg, 11-14 Oct. 1993, 965-970.
- ROTT, H. & T. NAGLER (1995): Monitoring temporal dynamics of snowmelt with ERS-1 SAR. - *Proceedings of IGARSS'95*, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995, 1747-1749.
- ROTT, H., P. SKVARCA & T. NAGLER (1995): Recent changes of Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, unveiled by ERS-1. - *Selver* 11, 46-50.
- ROTT, H., P. SKVARCA & T. NAGLER (1996): Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf. - *Science* 271, 788-792.
- ROUGH, J. (1962): Discovery of Marguerite Bay (Antarctica). - *International Hydrographic Review* 39, 105-113.
- RUNDLE, A. (1969): Snow accumulation and ice movement on the Anvers Island ice cap, Antarctica: a case study of mass balance. - *Proc. of the Int. Symp. on Antarctic Glaciological Exploration*, Dartmouth, N.H., 1969, Cambridge, 377-390.
- RYMILL, J. R. (1938): *Southern Lights - The official account of the British Graham Land Expedition 1934-1937*. Chatto and Windus London.
- RYMILL, J. R. (1938): British Graham Land Expedition, 1934 - 37 - part I. - *Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 91, 298-312.
- RYMILL, J. R. (1938): British Graham Land Expedition, 1934 - 37 - part II. - *Geographical Journal of the Royal Geographical Society* 91, 425-438.
- SANSOM, J. (1989): Antarctic surface temperature time series. - *Journal of Climate* 2, 1164-1172.
- SANTER, B. D., T. M. L. WIGLEY, T. P. BARNETT & E. ANYAMBA (1996): Detection of climate change and attribution of causes. - In: Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Hrsg.): *Climate change 1995, The science of climate change*, IPCC report, Cambridge University Press, Cambridge, 411-443.
- SAUNDERS, A. D., S. D. WEAVER & J. TARNEY (1982): The pattern of Antarctic Peninsula plutonism. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*, The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 305-314.
- SAUNDERS, I. R. & BAILEY W. G. (1997): Longwave radiation modeling in mountainous environments. - *Physical Geography* 18, 37-52.
- SAURER, H., S. WUNDERLE & H. GOßMANN (1998): Radarfernerkundung der Antarktischen Halbinsel. - *Geographische Rundschau* 50, 71-77.
- SCHERER, D. & E. PARLOW (1994): Terrain as an important controlling factor for climatological, meteorological and hydrological processes in NW-Spitsbergen. - *Z. Geomorph. N. F.*, 175-193.
- SCHLATTER, T. W. (1972): The local surface energy balance and subsurface temperature regime in Antarctica. - *Journal of Applied Meteorology* 11, 1048-1062.
- SCHLESINGER, M. E. (1993): Model projections of CO₂-induced equilibrium climate change. - In: Warrick, R. A., E. M. Barrow & T. M. L. Wigley (Hrsg.): *Climate and sea level change; observations, projections and implications*, Cambridge University Press, Cambridge, 169-191.

- SCHLÜCHTER, C. (1988): Antarktische Gletscher und globale Eiszeitchronologie. - *Geographische Rundschau* 40, 15-19.
- SCHMIDT, R. A. (1982): Properties of blowing snow. - *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, 39-44.
- SCHNEIDER, C., E. PARLOW & D. SCHERER (1996): GIS-based modelling of the energy balance of Tarfala Valley, Sweden using Landsat-TM data. - In: Parlow, E. (Hrsg.): *Progress in Environmental Remote Sensing Research and Applications*, Proc. of the 15th EARSeL Symposium, Basel, Switzerland, 04.-06. Sept. 1995, A. A. Balkema, Rotterdam, 401-408.
- SCHNEIDER, C., S. WUNDERLE & M. FRIEDRICH (1997): Snow cover investigations by means of ground truth, modelling and ERS-SAR imagery. - In: Wunderle, S. (Hrsg.): *Proc. of the EARSeL workshop 'Remote Sensing of Land Ice and Snow'*, University of Freiburg, Germany, 17.-18. April 1997, EARSeL, Paris, 95-102.
- SCHNEIDER, C., S. WUNDERLE & M. FRIEDRICH (1998): Snow cover investigations by means of ERS-SAR imagery on the Antarctic Peninsula. - *EARSeL Advances*.
- SCHWERDTFEGER, P. & G. E. WELLER (1977): Radiative heat transfer processes in snow and ice. - *Antarctic Research Series* 25, 35-39.
- SCHWERDTFEGER, W. (1970): The climate of the Antarctic. - In: Orvig, S. (Hrsg.): *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. (1976a): Annual temperature and ice condition changes in the Antarctic Peninsula area. - *Antarctic Journal* 11, 152.
- SCHWERDTFEGER, W. (1976b): 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, Amsterdam-New York.
- SCHWERDTFEGER, W. & L. R. AMATURO (1979): *Wind and weather around the Antarctic Peninsula. Research Report*, Department of Meteorology, University of Wisconsin.
- SEIDEL, K. & J. MARTINEC (1993): Operational snow cover mapping by satellites and real time runoff forecasts. - *Snow and Glacier Hydrology (Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992)*, IAHS Publ., No. 218, 123-132.
- SERGENT, C., E. POUATCH, M. SUDUL & B. BOURDELLES (1993): Experimental investigation of optical snow properties. - *Annals of Glaciology* 17, 281-287.
- SHABTAIE, S. & C. R. BENTLEY (1988): Ice-thickness map of the West Antarctic ice streams by radar sounding. - *Annals of Glaciology* 11, 126-136.
- SHI, J., R. E. DAVIS & J. DOZIER (1993): Stereological determination of dry-snow parameters for discrete-scatterer microwave modeling. - *Annals of Glaciology* 17, 295-299.
- SIEMER, A. H. (1988): Ein eindimensionales Energie-Massenbilanzmodell einer Schneedecke unter Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover*, Band 34, Hannover.
- SIEVERS, J. & H. BENNAT (1989): Reference systems of maps and geographic information systems of Antarctica. - *Antarctic Science* 4, 351-362.

- SIEVERS, J., A. GRINDEL & W. MEIER (1989): Digital satellite image mapping of Antarctica. - *Polarforschung* 59, 25-33.
- SIMMONDS, I. (1990): Improvements in general circulation model performance in simulating antarctic climate. - *Antarctic Science* 22, 287-300.
- SIMMONDS, I. & T. H. JACKA (1995): Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the southern oscillation. - *Journal of Climate* 8, 637-647.
- SINCLAIR, M. R. (1994): An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. - *Monthly Weather Review* 122, 2239-2256.
- SKINNER, A. C. (1970): Field report on the geology of the Mount Wilcox area, between Calmette and Square Bay Coasts, McClary and Swithinbank Glaciers; also completion of Butson Ridge and Centre Island geology field work. unpublished report of the British Antarctic Survey, B.A.S. Reference Number: G3/1970/E, Cambridge.
- SKVARCA, P. (1993): Fast recession of the northern Larsen Ice Shelf monitored by space images. - *Annals of Glaciology* 17, 317-321.
- SMITH, H. G. (1986): The testate rhizopod fauna of *Drepanocladus* moss carpet near Rothera Station, Adelaide Island. - *British Antarctic Survey Bulletin* 72, 77-79.
- SMITH, L. C., R. R. FORSTER, B. L. ISACKS & D. K. HALL (1997): Seasonal climatic forcing of alpine glaciers revealed with orbital synthetic aperture radar. - *Journal of Glaciology* 43, 480-488.
- SMITH, R. C. & S. E. STAMMERJOHN (1996): Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. - In: Ross, R. M., E. E. Hofmann & L. B. Quetin (Hrsg.): *Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, Vol. 70, American Geophysical Union, Washington, D.C., 105-121.
- SMITH, R. I. L. (1982): Farthest south and highest occurrences of vascular plants in the Antarctic. - *Polar Record* 21, 170-173.
- SMITH, R. I. L. & S. PONCET (1985): New southernmost record for Antarctic flowering plants. - *Polar Record* 22, 425-427.
- SMITH, R. I. L. & S. PONCET (1987): *DESCHAMPSIA ANTARCTICA* and *COLOBANTHUS QUITENSIS* in the Terra Firma Islands. - *British Antarctic Survey Bulletin* 74, 31-35.
- SMITH, S. R. & C. R. STEARNS (1993): Antarctic Climate anomalies surrounding the minimum in the southern oscillation index. - In: Bromwich, D. H. & C. R. Stearns (Hrsg.): *Antarctic Meteorology and climatology: Studies based on automatic weather stations*, Antarctic Research Series, 61, American Geophysical Union, Washington, D. C., 149-173.
- SPETH, P. (1989): Die allgemeine atmosphärische Zirkulation im Bereich der Antarktis. - *Promet* 19, 33-41.
- SPLETTSTOESSER, J. (1992): Antarctic global warming? - *Nature* 355, 503.
- STAMMERJOHN, S. E. & R. C. SMITH (1996): Spatial and temporal variability of western Antarctic Peninsula sea ice coverage. - In: Ross, R. M., E. E. Hofmann & L. B. Quetin (Hrsg.): *Foundations for Ecological Research West of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, Vol. 70, American Geophysical Union, Washington, D.C., 81-104.
- STARK, P. (1994): Climatic warming in the central Antarctic Peninsula area. - *Weather* 49, 215-220.
- STEARNS, C. R. & G. A. WEIDNER (1990): Antarctic automatic weather stations: Austral summer 1989-1990. - *Antarctic Journal of the United States* 25, 254-258.

- STEFFEN, K. (1995): Surface energy exchange at the equilibrium line on the Greenland ice sheet during onset of melt. - *Annals of Glaciology* 21, 13-18.
- STOREY, B. C. (1991): The crustal blocks of West Anarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model. - In: Thomson, M. R. A., J. A. Crame & J. W. Thomson (Hrsg.): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, Cambridge, 587-592.
- STOUFFER, R. J., S. MANABE & K. BRYAN (1989): Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. - *Nature* 342, 660-662.
- STRETEN, N. A. (1977): Aspects of the year-to-year variation of seasonal and monthly mean station temperature over the Southern Hemisphere. - *Monthly Weather Review* 105, 195-206.
- STRETEN, N. A. & G. WENDLER (1968): The midsummer heat balance of an Alaskan maritime glacier. - *Journal of Glaciology* 7, 431-440.
- STRETEN, N. A. & A. J. TROUP (1973): A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 99, 56-72.
- STRETEN, N. A. & J. W. ZILLMANN (1984): Climate of the South Pacific Ocean. - In: Van Loon, H. (Hrsg.): *Climates of the oceans*, World Survey of Climatology, 15, Elsevier, Amsterdam, 263-429.
- STROZZI, T. & C. MÄTZLER (1995): In-situ backscattering measurements of snowcover with coherent scatterometers at 5.3 and 35 GHz. - *Proceedings of IGARSS'95*, Firenze, Italy, 10.-14. July 1995, 1502-1504.
- STURM, M. & C. S. BENSON (1997): Vapour transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. - *Journal of Glaciology* 43, 42-59.
- STURMAN, A. P. (1979): Aspects of the synoptic climatology of southern South America and the Antarctic Peninsula. - *Weather* 34, 210-223.
- STÜVE, P. (1988): Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushaltes. *Berliner geographische Abhandlungen*, Heft 50, Freie Universität Berlin.
- SUGDEN, D. E. & C. M. CLAPPERTON (1980): West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. - *Nature* 286, 378-381.
- SURDYK, S. & M. FILY (1993): Comparison of the passive microwave spectral signature of the Antarctic ice sheet with ground traverse data. - *Annals of Glaciology* 17, 161-166.
- THOMPSON, L. G., D. A. PEEL, E. MOSLEY-THOMPSON, R. MULVANEY, J. DAI, P. N. LIN, M. E. DAVIS & C. F. RAYMOND (1994): Climate since AD 1510 on Dyer Plateau, Antarctic Peninsula: evidence for recent climate change. - *Annals of Glaciology* 20, 420-426.
- THOMSON, J. W. & A. P. R. COOPER (1993): The SCAR Antarctic digital topographic database. - *Antarctic Science* 5, 239-244.
- THOMSON, M. R. A. (1982): Mesozoic paleogeography of West Antarctica. - In: Craddock, C. (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*, The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 331-337.
- TRENBERTH, K. E. (1996): Coupled climate system modelling. - In: Giambelluca, T. W. & A. Henderson-Sellers (Hrsg.): *Climate Change: Developing southern hemisphere perspectives*, Wiley & Sons Ltd., 63-88.
- TRENBERTH, K. E. & D. J. SHEA (1987): On the evolution of the Southern Oscillation. - *Monthly Weather Review* 115, 3078-3096.
- TRIEBFÜRST, B., C. SCHNEIDER, S. WUNDERLE, H. SAURER & H. GOßMANN (1996): Compression of spaceborne SAR images. - *ITC Journal*, 225-229.

- TSENG, P.-H., T. H. ILLANGASEKARE & M. F. MEIER (1994): Modeling of snow melting and uniform wetting front migration in a layered subfreezing snowpack. - *Water Resources Research* 30, 2363-2376.
- TURNER, J. & M. ROW (1989): Mesoscale vortices in the British Antarctic Territory. - In: Twitchell, P. F. & E. A. Rasmussen (Hrsg.): *Polar and Arctic lows*, A. DEEPAK Publishing, 347-356.
- TURNER, J. & J. P. THOMAS (1994): Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Wedell region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment. - *International Journal of Climatology* 14, 871-894.
- TURNER, J. & T. LACHLAN-COPE (1994): The ARIES project - Satellite imagery of the Antarctic. - *NERC news* 28, 24-26.
- TURNER, J., T. A. LACHLAN-COPE, J. P. THOMAS & S. R. COLWELL (1995): The synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula. - *Antarctic Science* 7, 327-337.
- TURNER, J. & S. LEONHARD (1996): Synoptic-scale weather systems around the Antarctic Peninsula from satellite imagery and model fields. - 8th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, 28.01. - 02.02.96, Atlanta, Georgia, 574-577.
- TURNER, J., S. R. COLWELL & S. HARANGOZO (1997): Variability of precipitation over the western Antarctic Peninsula from synoptic observations. - *Journal of Geophysical Research* 102, 13999-14007.
- TURNER, J., G. J. MARSHALL & T. A. LACHLAN-COPE (1998): Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the Antarctic Peninsula sector of the circumpolar trough. - *International Journal of Climatology* 18, 253-280.
- TZENG, R.-Y., D. H. BROMWICH & T. R. PARISH (1993): Present-day Antarctic Climatology of the NCAR Community Climate Model Version 1. - *Journal of Climate* 6, 205-226.
- UJIHASHI, Y., N. TAKASE, H. ISHIDA & E. HIBOBE (1994): Distributed snow cover model for a mountainous basin. - In: Jones, H. G., T. D. Davies, A. Ohmura & E. M. Morris (Hrsg.): *Snow and ice covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems*, IAHS, 223, IAHS Press, Wallingford, 153-162.
- ULABY, F. T., F. T. MOORE & A. K. FUNG (1982): *Microwave remote sensing: Active and passive; Volume II, radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. Artech House, Norwood.
- ULABY, F. T., F. T. MOORE & A. K. FUNG (1986): *Microwave remote sensing: Active and passive; Volume III, from theory to applications*. Artech House, Norwood.
- UNFRIED, B. (1996): *Die Marguerite Bay - Geographische Erforschung und aktueller geowissenschaftlicher Kenntnisstand*. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Universität Freiburg, Freiburg.
- U.S ARMY CORPS OF ENGINEERS - NORTH PACIFIC DIVISION (HRSG.) (1956): *Snow hydrology - Summary report of the snow investigations*. Portland, Oregon.
- VAN LOON & H. (1967): The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. - *Journal of the Atmospheric Sciences* 24, 472-486.
- VAN LOON, H. & J. WILLIAMS (1977): The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part IV. Comparison of the surface changes in the northern hemisphere with the upper air and with the Antarctic Winter. - *Monthly Weather Review* 105, 636-647.

- VASS, P. & B. BATTRICK (1992): ERS-1 system. ESA Publications Division, Noordwijk.
- VASS, P. & B. BATTRICK (1992): ESA ERS-1 product specification. ESA Publications Division, Noordwijk.
- VAUGHAN, D. G. (1992): The ice shelves of the Antarctic Peninsula: changing climate and sea level. - In: Morris, E. M (Hrsg.): The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise, British Antarctic Survey, Ice & Climate Special Report, No. 1, BAS, Cambridge, 35-44.
- VAUGHAN, D. G. (1993): Implications of the break-up of Wordie Ice Shelf, Antarctica for sea level. - *Antarctic Science* 5, 403-408.
- VAUGHAN, D. G., D. R. MANTRIPP, J. SIEVERS & C. S. M. DOAKE (1993): A synthesis of remote sensing data on Wilkins Ice Shelf, Antarctica. - *Annals of Glaciology* 17, 211-218.
- VAUGHAN, D. G., R. M. FROLICH & C. S. M DOAKE (1994): ERS-1 SAR: Stress indicator for Antarctic ice streams. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment*, Hamburg, Germany, 11-14 Oct. 1993, 183-186.
- VAUGHAN, D. G. & C. S. M. DOAKE (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. - *Nature* 379, 328-330.
- WADHAMS, P. (1991): Atmosphere-ice-ocean interactions in the Antarctic. - In: Harris, C. M. & B. Stonehouse (Hrsg.): *Antarctica and global climatic change*, Polar Research Series, Belhaven Press, London, 65-81.
- WADHAMS, P. (1994): Remote sensing of snow and ice and its relevance to climate change processes. - In: Vaughan, R. A. & A. P. Cracknell (Hrsg.): *Remote Sensing and Global Climate Change*, NATO ASI Series, Vol. I/24, Springer Verlag, Berlin, 303-339.
- WAL, R. S. W. van de, J. OERLEMANS & J. C. van der HAGE (1992): A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps. - *Journal of Glaciology* 38, 319-.
- WAL, R. S. W. van de & A. J. RUSSELL (1994): A comparison of energy balance calculations, measured ablation and meltwater runoff near Sondre Stromfjord, West Greenland. - *Global and Planetary Change* 9, 29-38.
- WALSH, J. E. (1983): The role of sea ice in climate variability: Theories and evidence. - *Atmosphere-Ocean* 21, 229-242.
- WALTON, D. W. H. & E. M. MORRIS (1990): Science, environment and resources in Antarctica. - *Applied Geography* 10, 265-286.
- WAMSER, C. & V. N. LYKOSOV (1995): On the friction velocity during blowing snow. - *Beitr. Phys. Atmosph.* 68, 85-94.
- WANKIEWICZ, A. (1978): Water pressure in ripe snowpacks. - *Water Resources Research* 14, 593-600.
- WANKIEWICZ, A. (1978): A review of water movement in snow. - In: Colbeck, S. C. & M. Ray (Hrsg.): *Proceedings: Modeling of Snow Cover Runoff*, Hanover, New Hampshire, 26-28 Sept. 1978, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 222-252.
- WARD, C. G. (1995): Short note: Mapping ice front changes of Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula. - *Antarctic Science* 7, 197-198.
- WARREN, S. G. (1982): Optical properties of snow. - *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, 67-89.
- WARRICK, R. A., C. LE PROVOST, M. F. MEIER, J. OERLEMANS & P. L. WOODWORTH (1996): Changes in sea level. - In: Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Hrsg.): *Climate Change 1995, the science of climate change*, IPCC report, Cambridge University Press, Cambridge, 363-398.

- WEATHERLY, J. W., J. E. WALSH & H. J. ZWALLY (1991): Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships. - *Journal of Geophysical Research* 96, 15119-15130.
- WEBB, E. K. (1970): Profile relationships: The log-linear range and extension to strong stability. - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96, 67-90.
- WEISCHET, W. (1983): Einführung in die Allgemeine Klimatologie. Teubner Studienbücher der Geographie, 3. Aufl., Teubner Verlag, Stuttgart.
- WEISCHET, W. (1996): Regionale Klimatologie Teil 1 - Die Neue Welt. Teubner Studienbücher der Geographie, Teubner Verlag, Stuttgart.
- WELLER, G. (1992): Antarctica and the detection of environmental change. - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 338, 201-208.
- WEN JIAHONG, KANG JIANCHENG, XIE ZICHU, HAN JIANKANG & A. LLUBERAS (1994): Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. - *Antarctic Research* 5, 52-61.
- WENDLER, G. (1989): On the blowing snow in Adelie Land, Eastern Antarctica - A contribution to I.A.G.O. (Interaction-Atmosphere-Glacier-Ocean). - In: Oerlemans, J. (Hrsg.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Kluwer Academic Publishers, 261-279.
- WENDLER, G. & G. WELLER (1989): The summer radiation and heat budget of the Arctic and Antarctic. - *Theoretical and Applied Climatology* 40, 53-60.
- WEST, R., L. TSANG & D. P. WINEBRENNER (1993): Dense medium transfer theory for two scattering layers with a Raleigh distribution of particle sizes. - *IEEE Transaction on geoscience and remote sensing* 31, 426-437.
- WEST, R. and others (1996): Microwave emission from density-stratified Antarctic firn at 6 cm wavelength. - *Journal of Glaciology* 42, 63-76.
- WHITE, W. B. & R. PETERSON (1996): An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. - *Nature* 380, 699-702.
- WIERINGA, J. (1993): Representative roughness parameters for homogeneous terrain. - *Boundary-Layer Meteorology* 63, 323-363.
- WIGLEY, T. M. L. & S. C. B. RAPER (1992): Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. - *Nature* 357, 293-300.
- WIGLEY, T. M. L. & S. C. B. RAPER (1995): A heuristic model for sea level rise due to the melting of small glaciers. - *Geophysical Research Letters* 22, 2749-2752.
- WILD, M., A. OHMURA, H. GILGEN & E. ROECKNER (1995): Regional climate simulation with a high resolution GCM: surface radiative fluxes. - *Climate Dynamics* 11, 469-486.
- WILHELM, F. (1975): *Schnee- und Gletscherkunde*. *Lerbuch der Allgemeinen Geographie*, Band 3, Walter de Gruyter, Berlin.
- WILLIAMS, J. (1975): The influence on the Atmospheric Circulation and its role in climatic change: An Analysis based on results from the NCAR global circulation model. - *Journal of Applied Meteorology* 14, 137-152.
- WINTHER, J.-G., H. ELVEHOY, C. E. BOGGILD, K. SAND & G. LISTON (1996): Melting, runoff and the formation of frozen lakes in a mixed snow and blue-ice field in Dronning Maud Land, Antarctica. - *Journal of Glaciology* 42, 271-278.
- WU, X., K.-H. THIEL & S. WUNDERLE (1996): The use of tandem data in the Antarctic area. *Proceedings of the 'Fringe 96' Workshop*, 30. Sep. - 2. Oct. 1996, Remote Sensing Laboratories, University of Zürich, Volume II, Zürich.

- WU, X., I. SIMMONDS & W. F. BUDD (1996): Southern hemisphere climate system recovery from 'instantaneous' sea-ice removal. - *Quaternary Journal of the Royal Meteorological Society* 122, 1501-1520.
- WU, X., I. SIMMONDS & W. F. BUDD (1997): Modelling of Antarctic sea ice in a general circulation model. - *Journal of Climate* 10, 593-609.
- WULF, A. (1997): Zugbahnen von Zyklonen im Bereich der Antarktischen Halbinsel. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Universität Freiburg, Freiburg.
- WUNDERLE, S. (1996a): Die Schneedeckendynamik der Antarktischen Halbinsel und ihre Erfassung mit aktiven und passiven Fernerkundungsverfahren. *Freiburger Geographische Hefte*, 48, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.
- WUNDERLE, S. (1996b): A comparison between the dry snow lines derived from meteorological data and ERS-1 SAR images on the Antarctic Peninsula. - In: Parlow, E. (Hrsg.): *Progress in Environmental Remote sensing research and Applications. Proceedings of the 15th EARSeL Symposium*, Basel, Switzerland, 4-6 September 1995, Basel, 249-252.
- WUNDERLE, S., H. GOSSMANN & H. SAURER (1994): Snow-cover development as a component of the local geosystem on Potter Peninsula, King George Island, Antarctica. - *Proceedings Second ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment*, Hamburg, Germany, 11-14 Oct. 1993, 987-991.
- WUNDERLE, S., H. GOSSMANN, H. SAURER & K. L. NARASIMHARAO (1995): Investigations into glacier retreat of the Antarctic Peninsula. - unpublished Conference paper Conference of the International Geographical Union 'Global Changes and Geography', Moscow, 14.-18.08.1995, Moscow.
- WUNDERLE, S. & H. GOSSMANN (1995): Investigacion de la dinamica de la capa de nieve de King George Island y de una region costera de Marguerite Bay (Antarctica) por medio de imagenes SPOT y ERS-1. - *Revista Selper* 11, 65-71.
- WUNDERLE, S. & H. SAURER (1995): Snow properties of the antarctic peninsula derived from ERS-1 SAR images. - *Proceedings of the 21st Annual Conference of the Remote Sensing Society*, 11.-14.09.1995, University of Southampton, 1231-1237.
- WUNDERLE, S., H. SAURER & H. GOBMAN (1997): Derivation of glacial catchments of the Antarctic Peninsula by means of interferometric techniques. - *Proc. of 3rd ERS symposium*, Florence, Italy.
- WUNDERLE, S. & J. SCHMIDT (1997): Comparison of interferograms using different DTM's - A case study of the Antarctic Peninsula. - In: Wunderle, S. (Hrsg.): *Proceedings of the EARSeL Workshop Remote Sensing of Land Ice and Snow*, 17.-18. April 1997, University of Freiburg, Paris, 131-135.
- WUNDERLE, S. & J. SCHMIDT (1998): Glacier velocity determined by ERS-tandem data - A case study of the Antarctic Peninsula. - *EARSeL Advances*, in print.
- WYETH, R. B. (1977): The physiography and significance of the transition zone between Graham Land and Palmer Land. - *British Antarctic Survey Bulletin* 46, 39-58.
- YAGÜE, C. & J. M. REDONDO (1995): A case study of turbulent parameters during the Antarctic winter. - *Antarctic Science* 7, 421-433.
- YAMAZAKI, K. (1994): Moisture budget in the Antarctic atmosphere. - In: Jones, H. G., T. D. Davies, A. Ohmura & E. M. Morris (Hrsg.): *Snow and ice covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems*, IAHS, 223, IAHS Press, Wallingford, 61-67.
- YOUNG, K. L. & M.-K. WOO (1997): Modelling net radiation in a high arctic environment using summer field camp data. - *International Journal of Climatology* 17, 1211-1229.

- YUAN, X., M. A. CANE & D. G. MARTINSON (1996): Cycling around the south pole. - *Nature* 380, 673-674.
- ZUZEL, J. F. & L. M. COX (1975): Relative importance of meteorological variables in snowmelt. - *Water Resources Research* 11, 174-176.
- ZWALLY, H. J. (1991): Breakup of Antarctic ice. - *Nature* 350, 274.
- ZWALLY, H. J., C. L. PARKINSON & J. C. COMISO (1983): Variability of Antarctic sea ice and changes in carbon dioxide. - *Science* 220, 1005-1012.
- ZWALLY, H. J. & S. FIEGLES (1994): Extent and duration of Antarctic surface melting. - *Journal of Glaciology* 40, 463-476.

13 Anhang

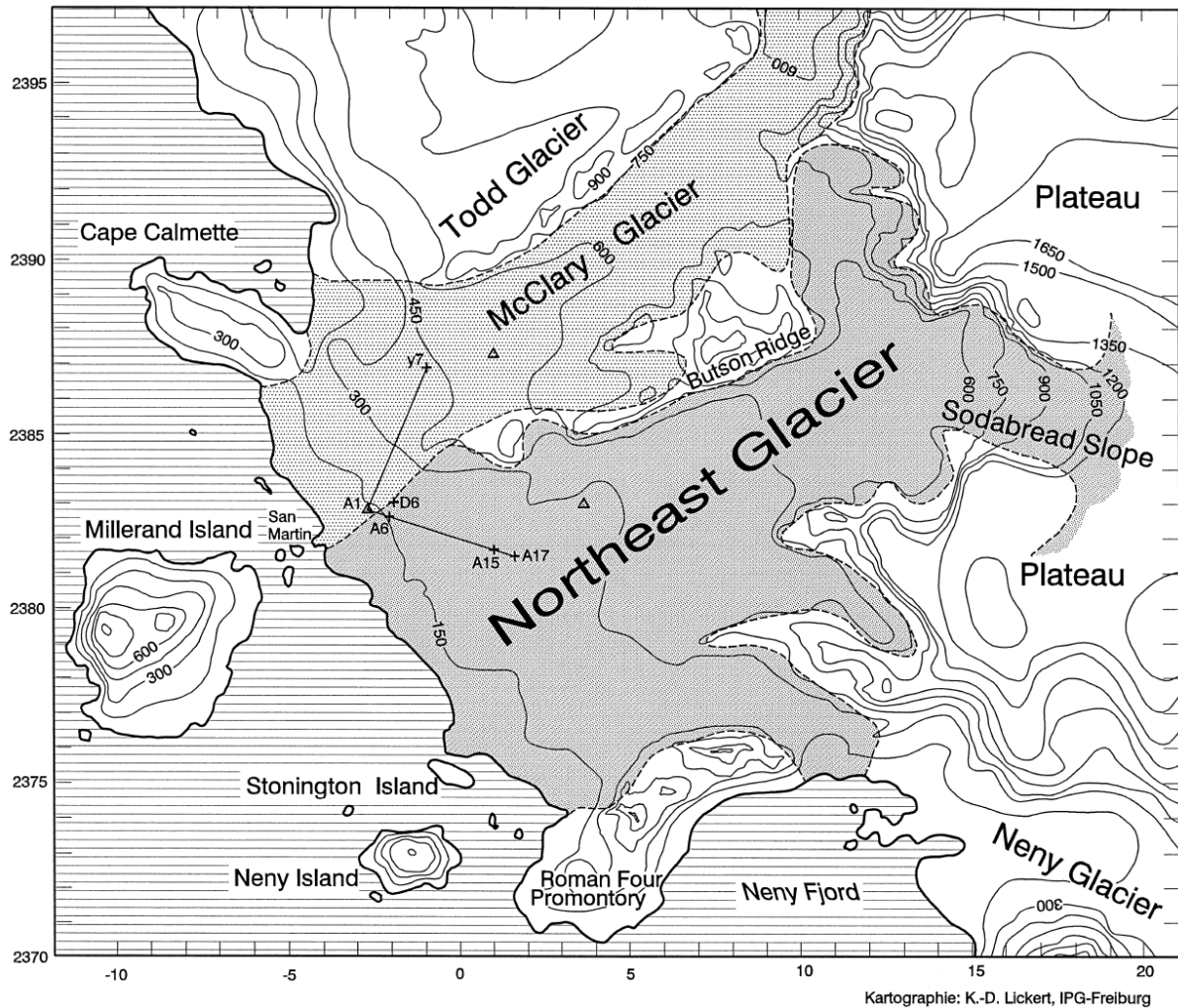


Abb. 13.1: Topographische Skizze des Untersuchungsgebietes abgeleitet aus einem digitalen Geländemodell (IfAG Frankfurt). Die in hellem Grau unterlegte Fläche deutet die Oberfläche des McClary-Gletscher, die in dunklem Grau gehaltene Fläche gehört dem Northeast-Gletscher an. Die Abbildung stellt eine stereographische Projektion mit dem 67° West als längentreu abgebildetem Mittelmeridian dar. Die 0-Marke auf der X-Achse bezeichnet die Lage von 67° West. Die Zahlen an den Achsen bezeichnen Entfernungen in km. Die Zahlen an der Y-Achse geben die Entfernung zum Pol in km an. Der nördliche Rand der Abbildung liegt bei ca. 68° Süd. Kleine Dreiecke markieren die Lage der drei AWS während der Sommerkampagne 1994/95. Die beiden Linien A1 bis A17 und A1 bis Y7 kennzeichnen Reihen von Ablationsstangen. Das 'Meßfeld' befindet sich zwischen den Punkten A1, A6 und D6 (siehe Abb. 7.3 und 7.4).

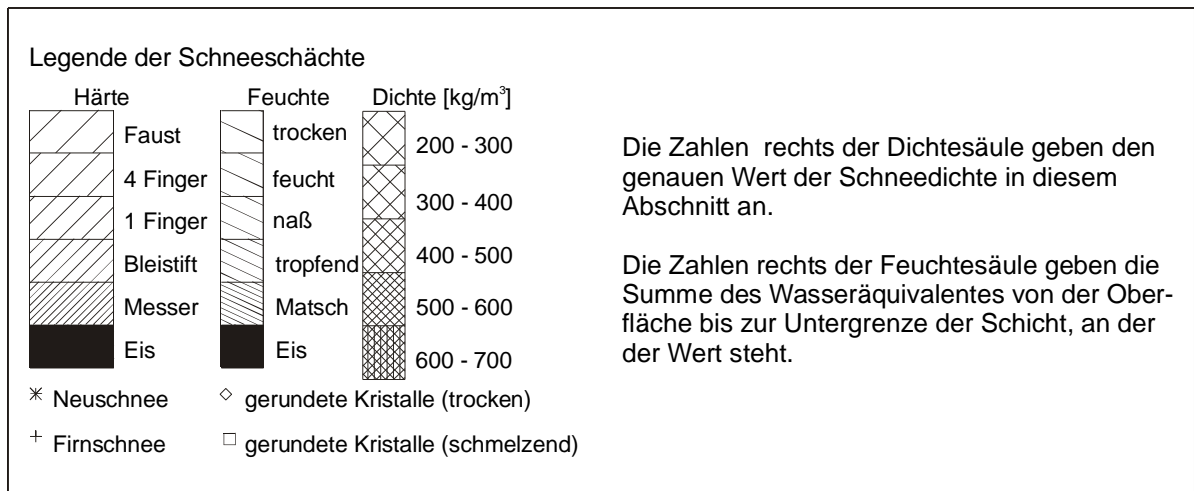
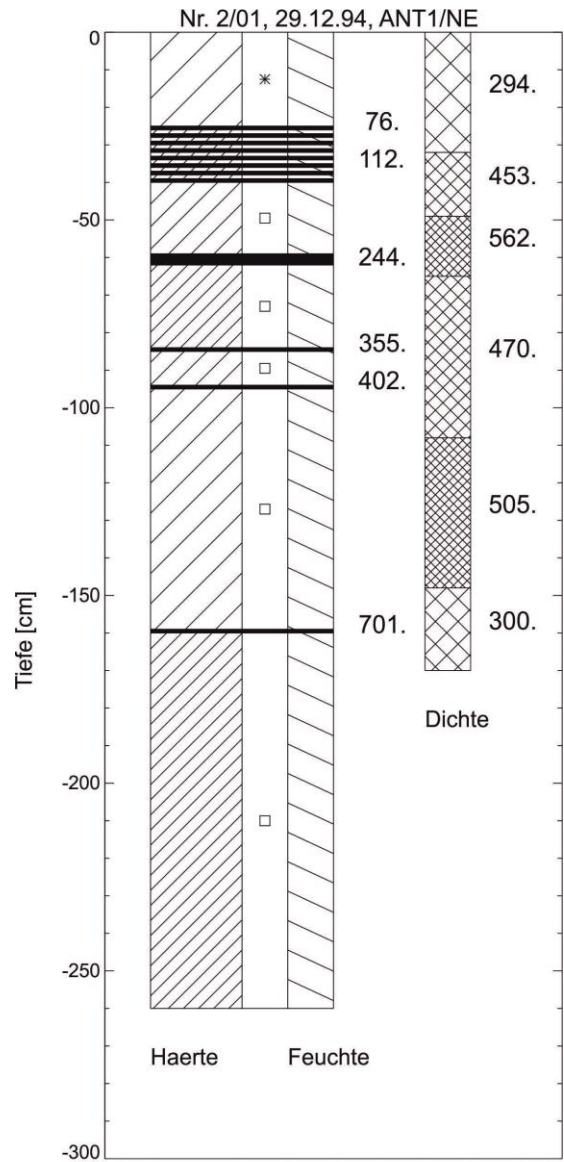
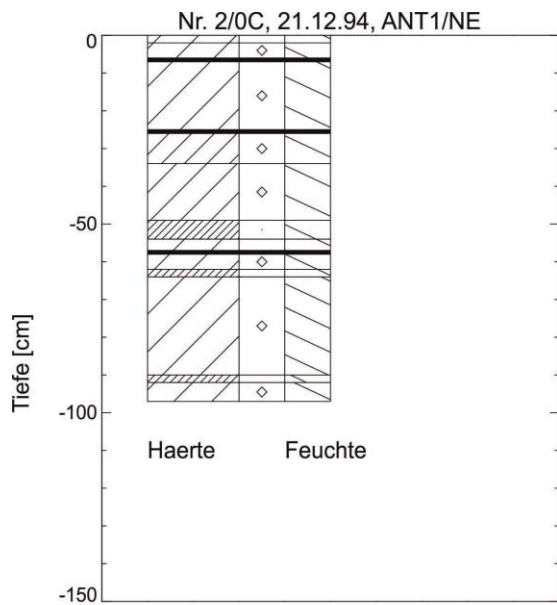
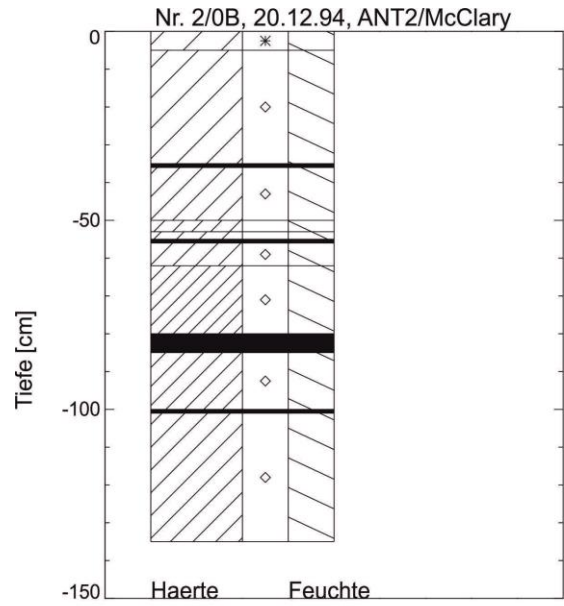
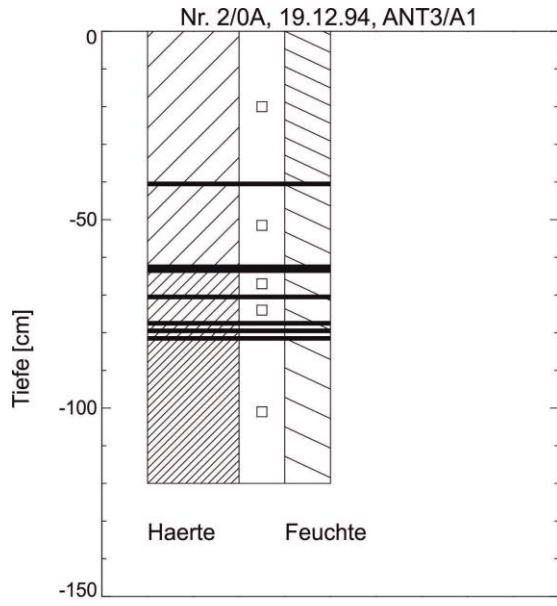
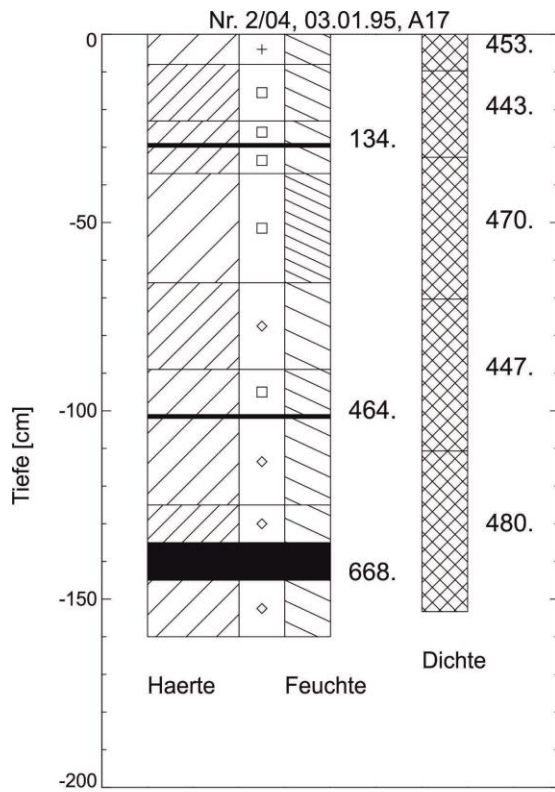
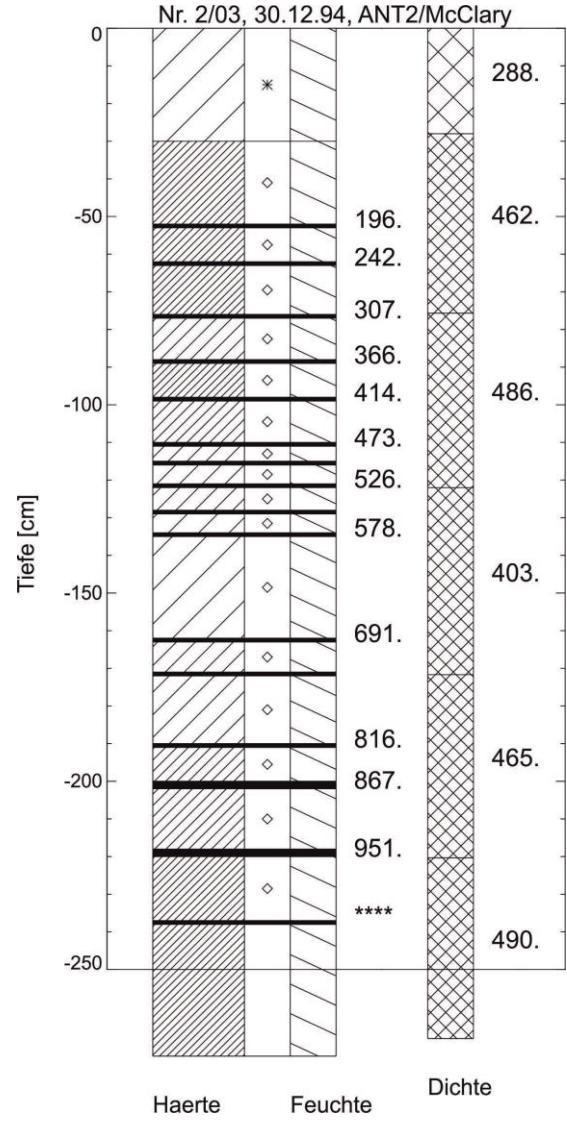
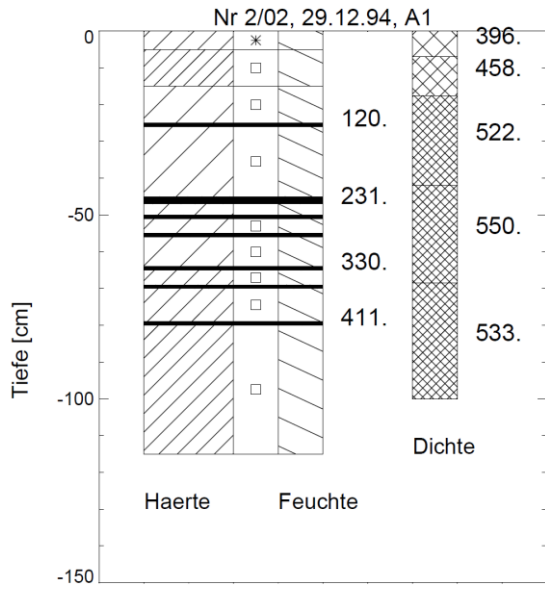
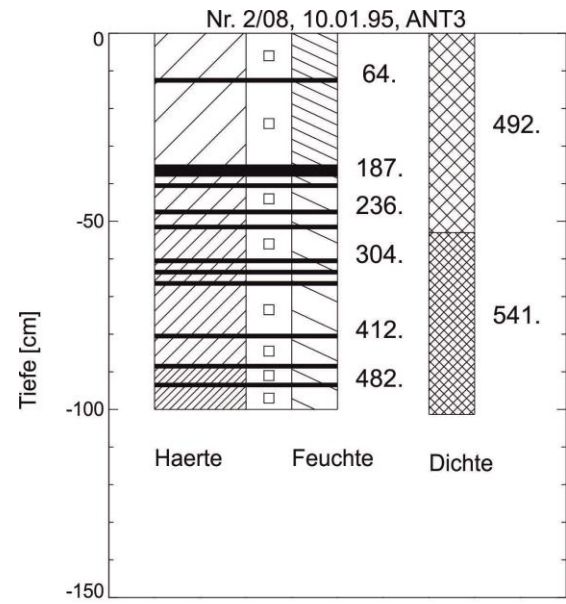
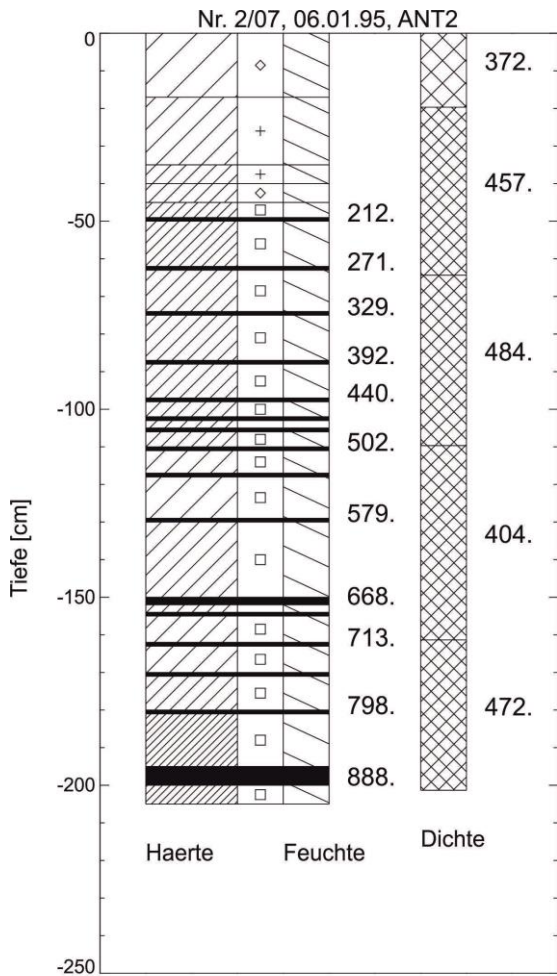
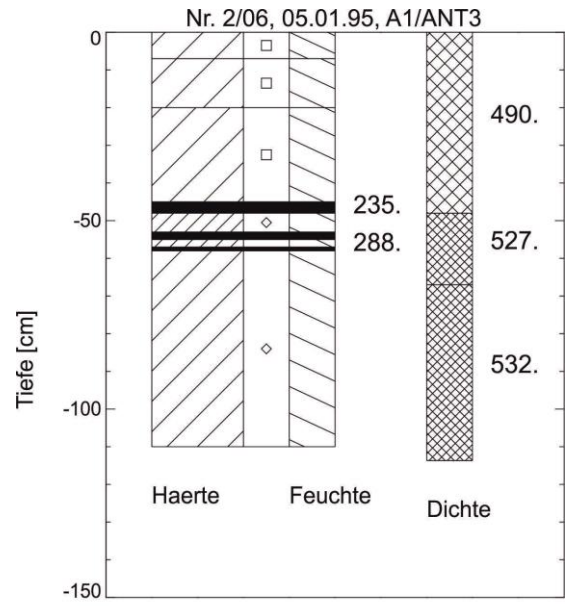
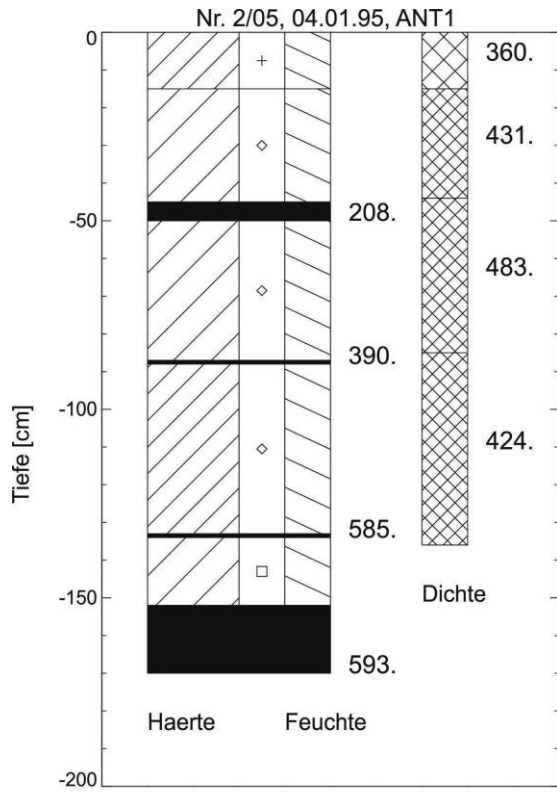


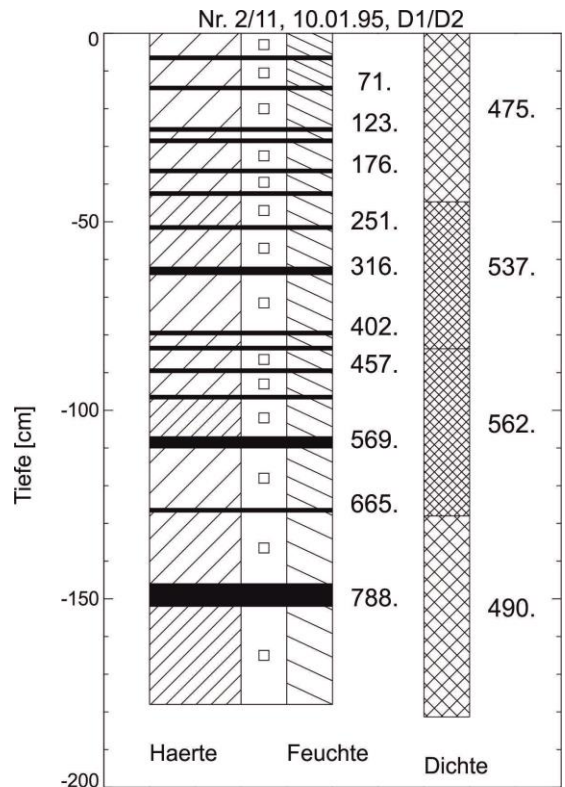
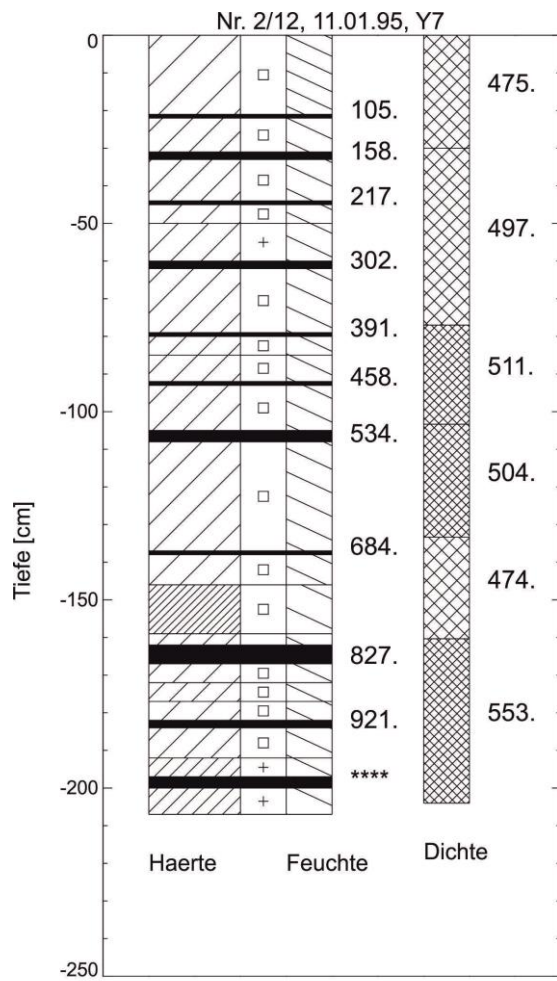
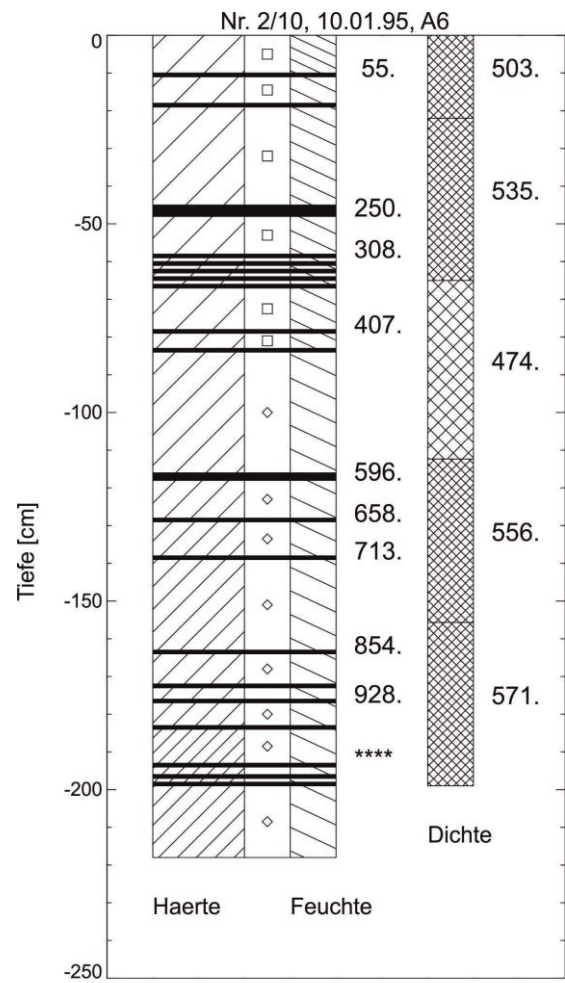
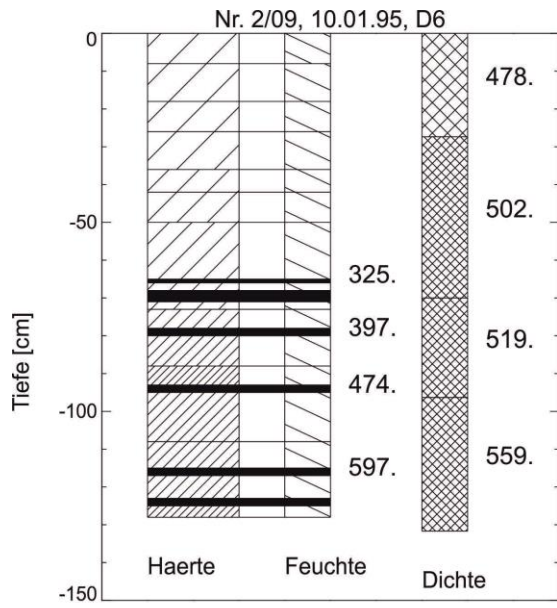
Abb. 13. 2: Legende zu den Schneeschächten (Abb. 13.3).

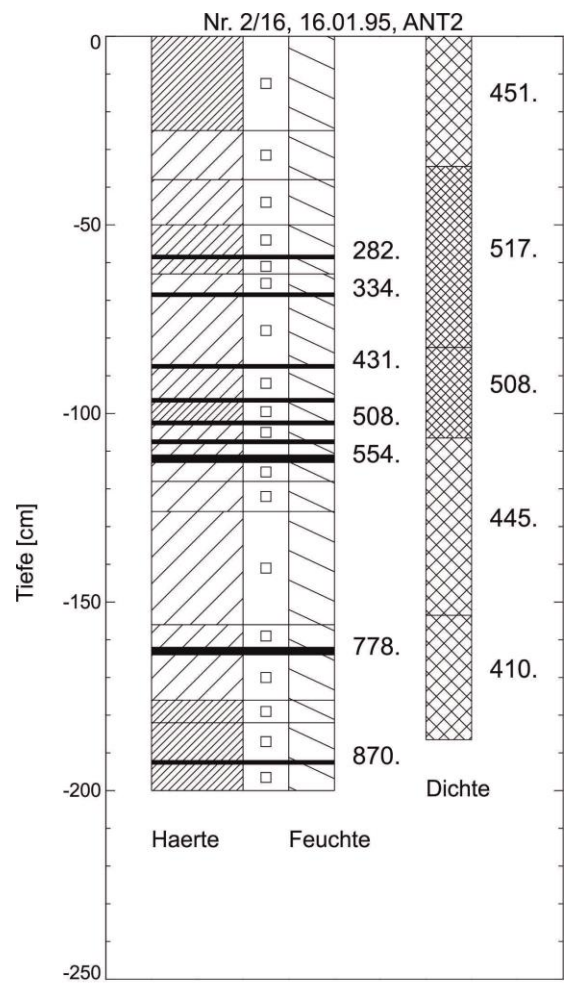
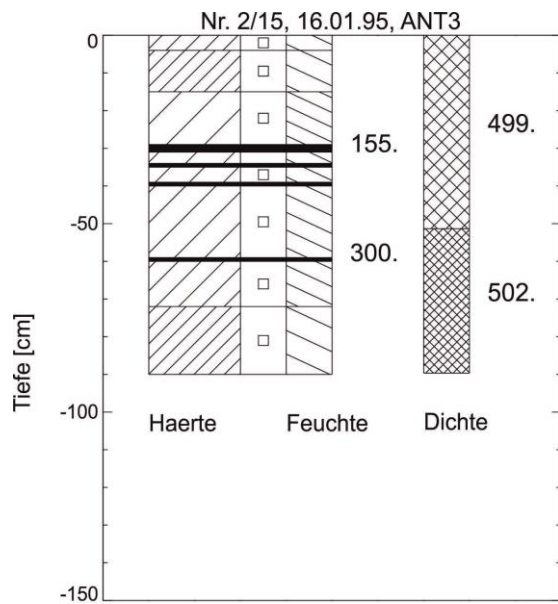
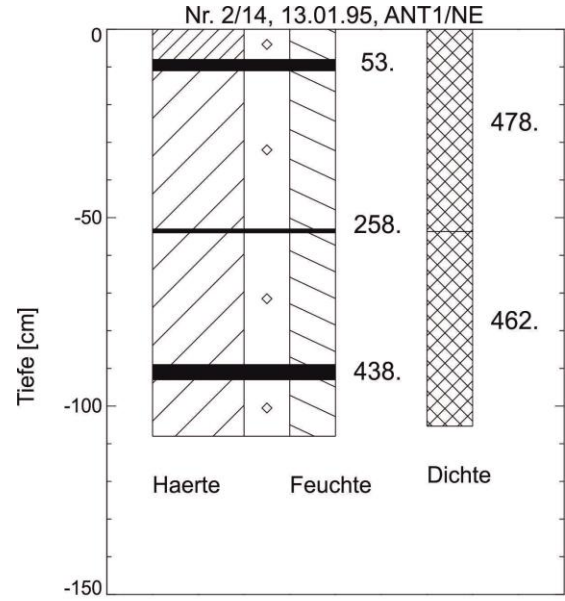
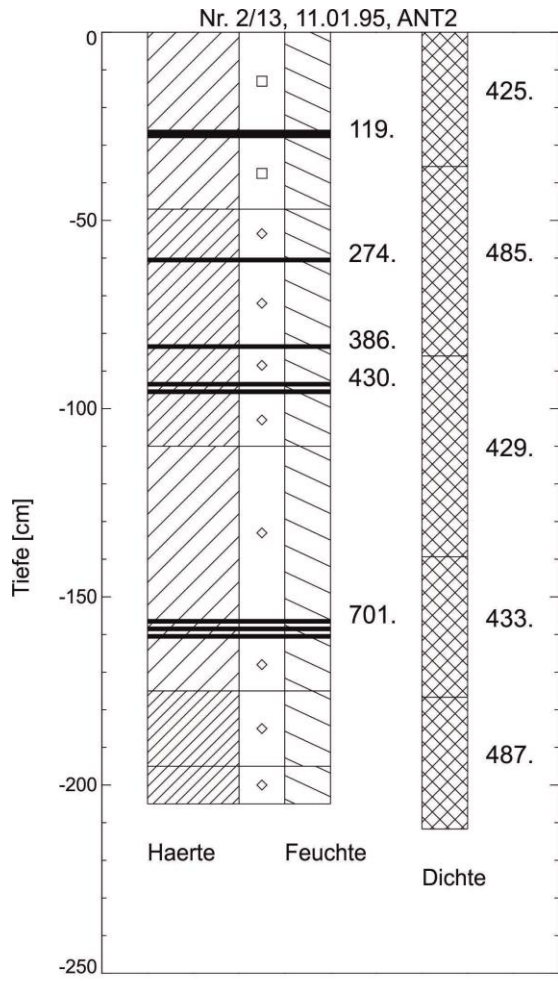
Abb. 13.3: Auf den folgenden zehn Seiten sind alle Schneeschächte der Sommerkampagne 1994/95 auf den beiden Gletschern Northeast und McClary dokumentiert. Die Nummerierung setzt sich aus der Zahl 2 als Kennziffer für die Sommerkampagne 1994/95 und einer fortlaufenden chronologischen Nummerierung zusammen. Die ersten drei Schneeschächte wurden bei der Installation der AWS aufgenommen und haben die Bezeichnungen 2/0A, 2/0B und 2/0C. Die anschließenden Schneeschächte erhielten die Bezeichnungen 2/01 bis 2/40. Zusätzlich ist in der Kopfzeile jeder Graphik das Aufnahmedatum und die Bezeichnung des Aufnahmeortes angegeben. Die Bezeichnung der Lage ergibt sich aus den Abbildungen 7.3 und 7.4. Die Kürzel A1 und ANT3 bezeichnen den identischen Standort der AWS 'Campamento' und der Ablationsstange A1. Die Kürzel 'MC' und 'ANT2' verweisen auf die AWS auf dem McClary-Gletscher und die Kürzel 'NE' und 'ANT1' beziehen sich auf den Ort der AWS auf dem Northeast-Gletscher.

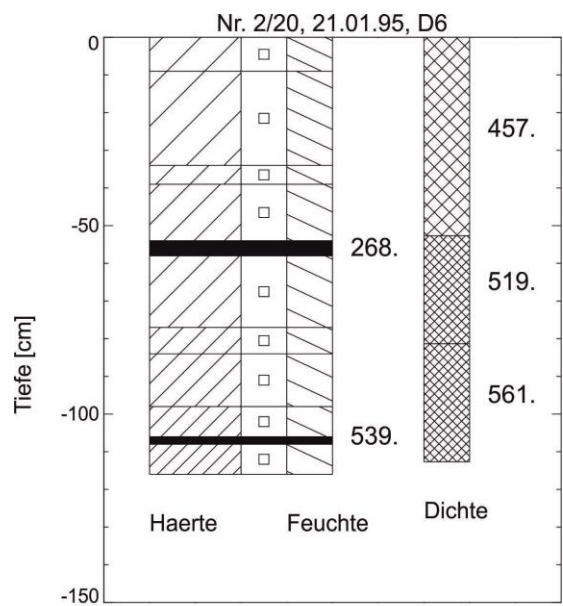
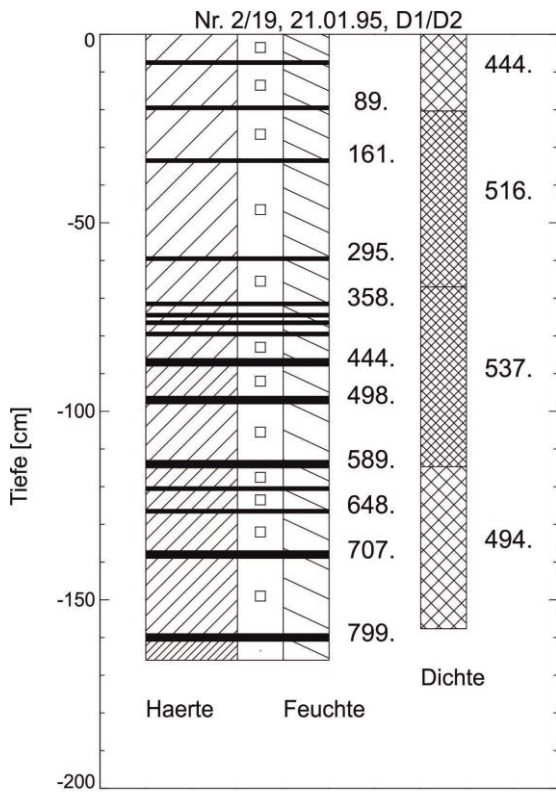
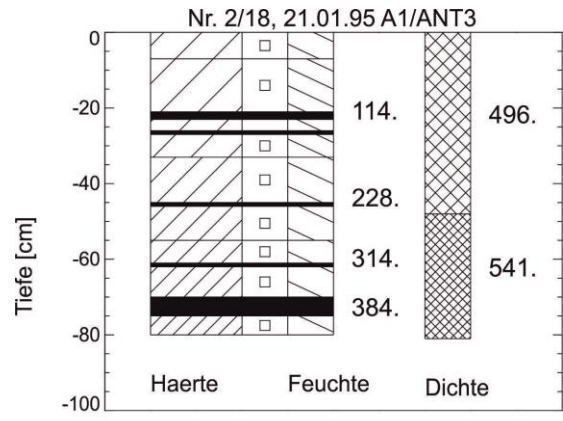
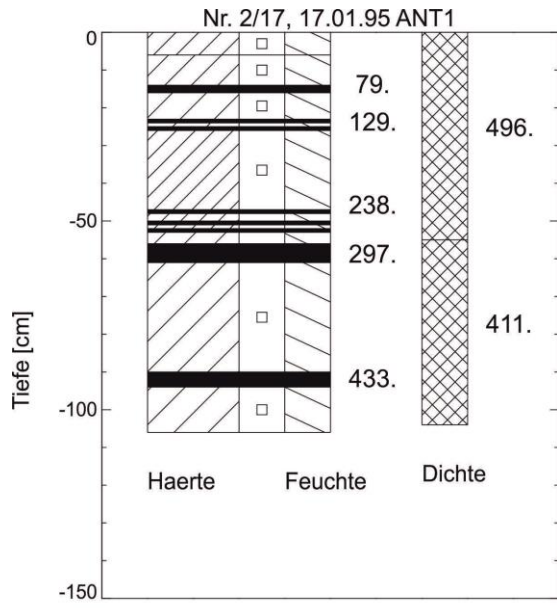


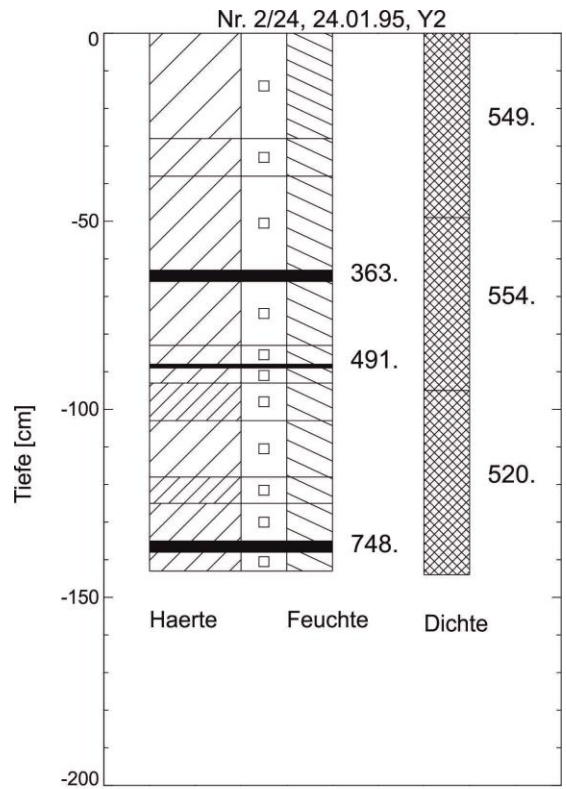
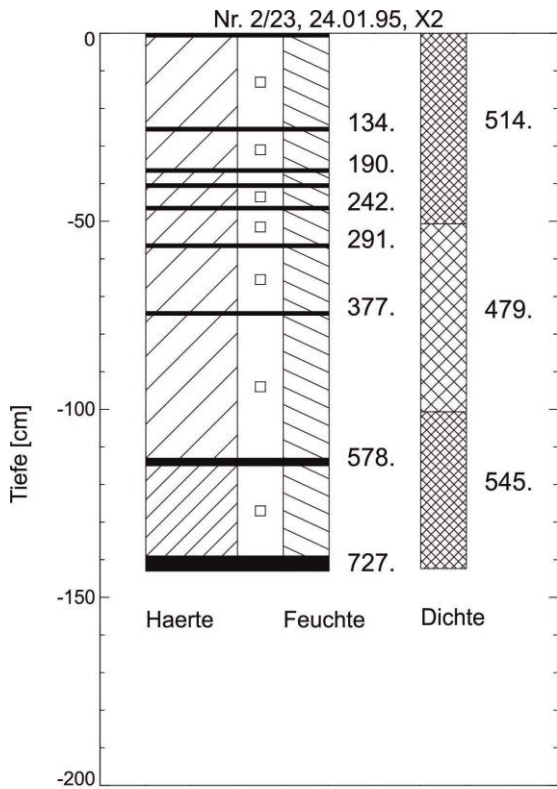
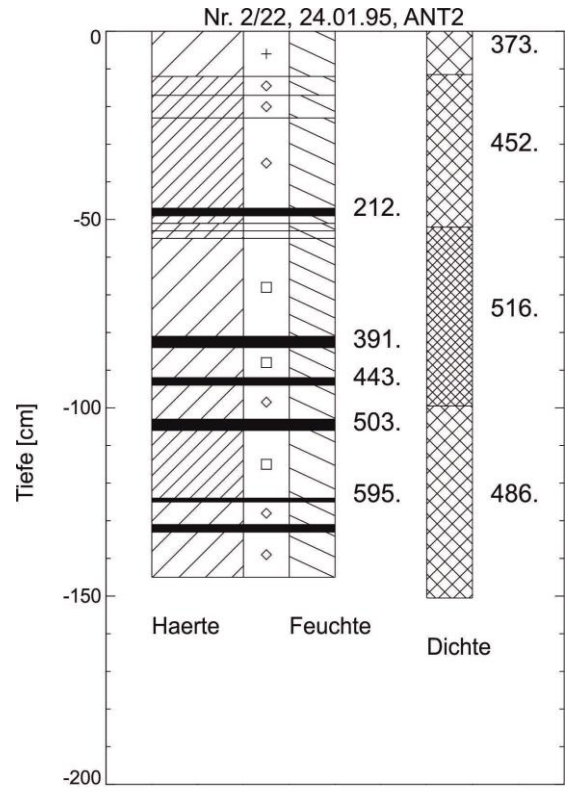
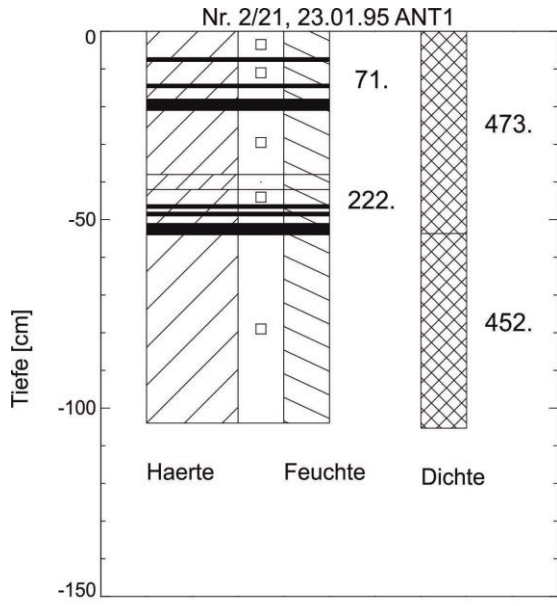


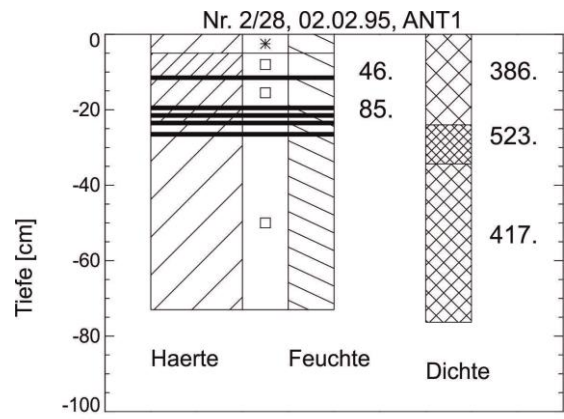
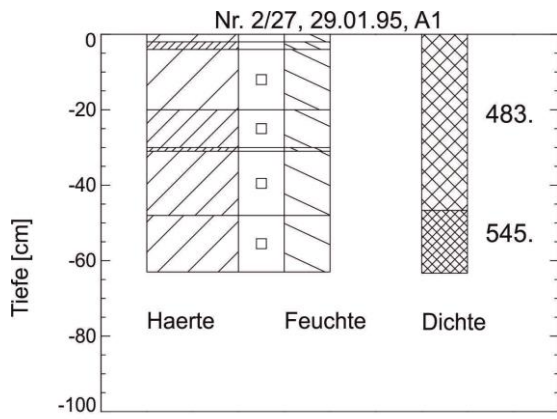
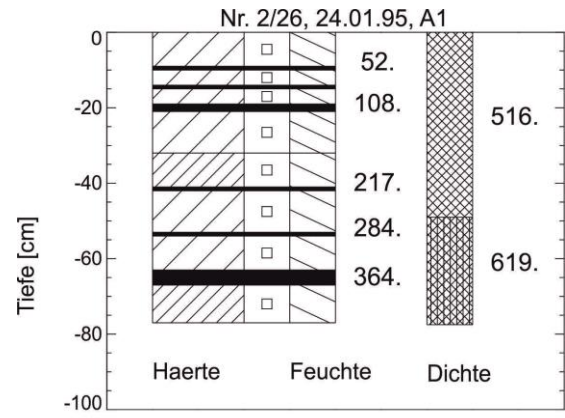
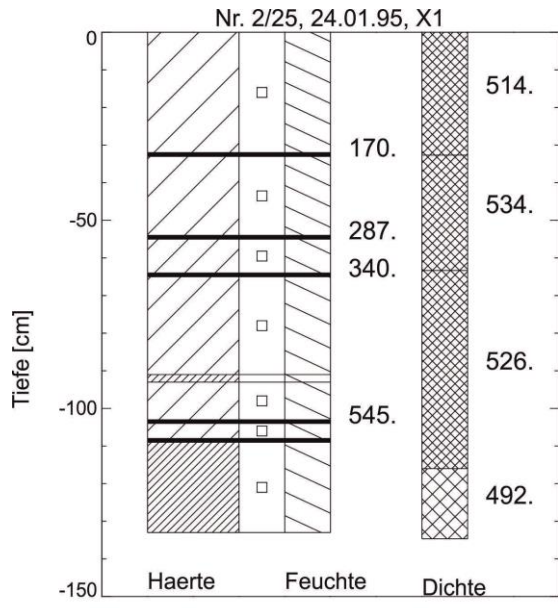


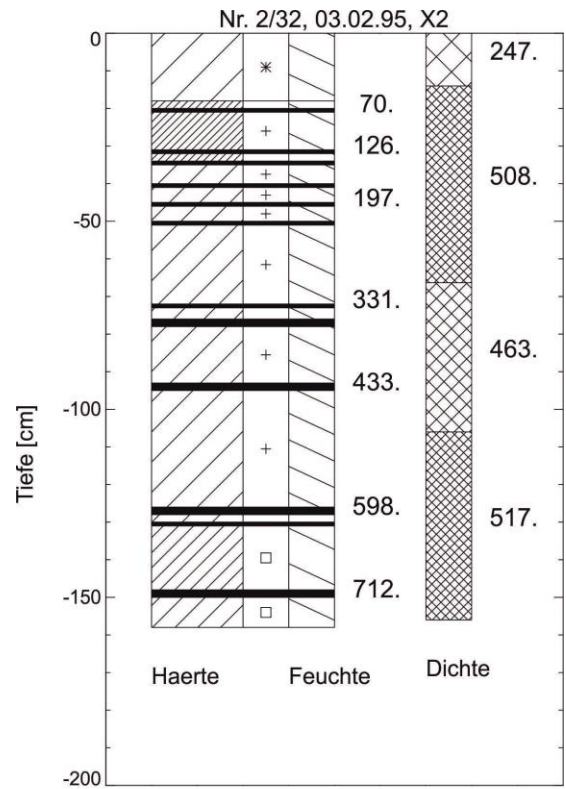
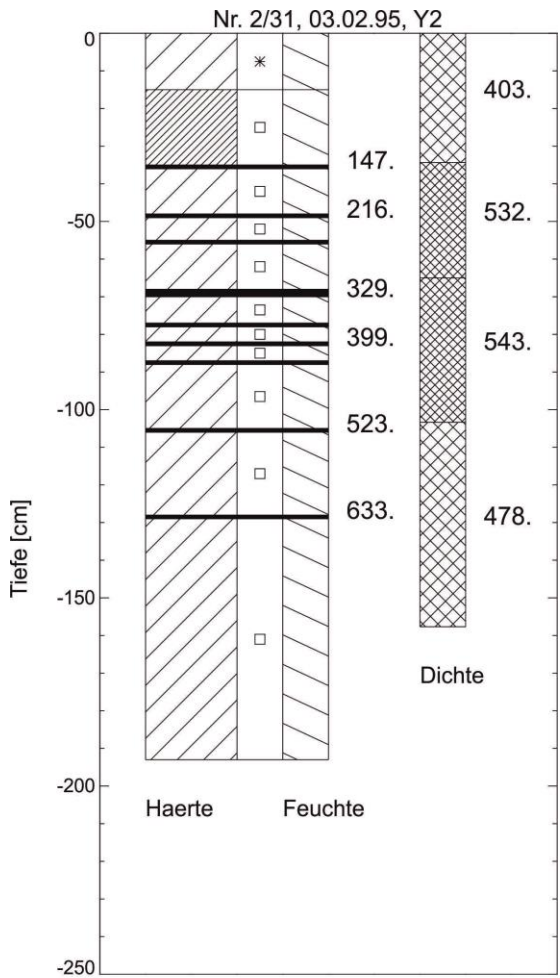
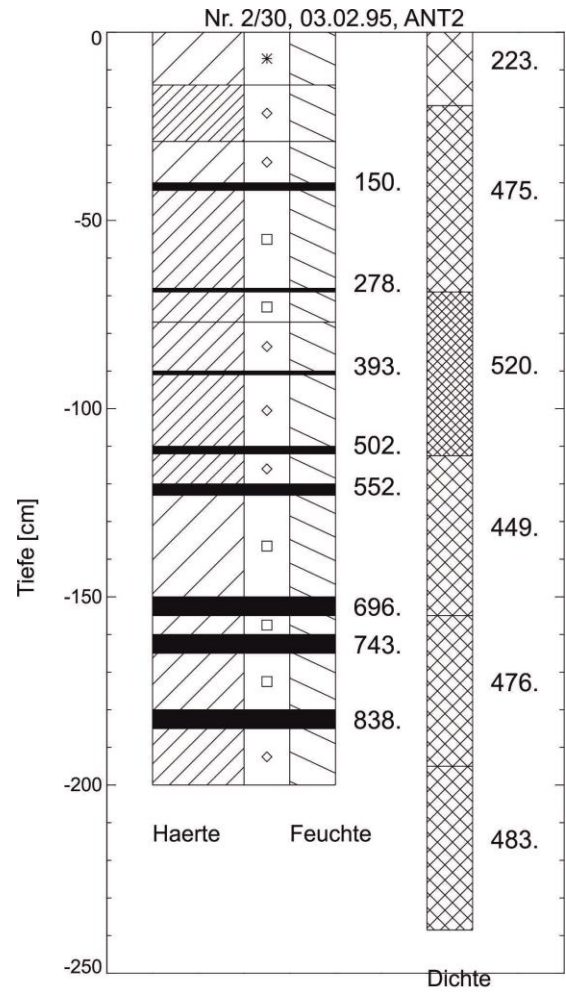
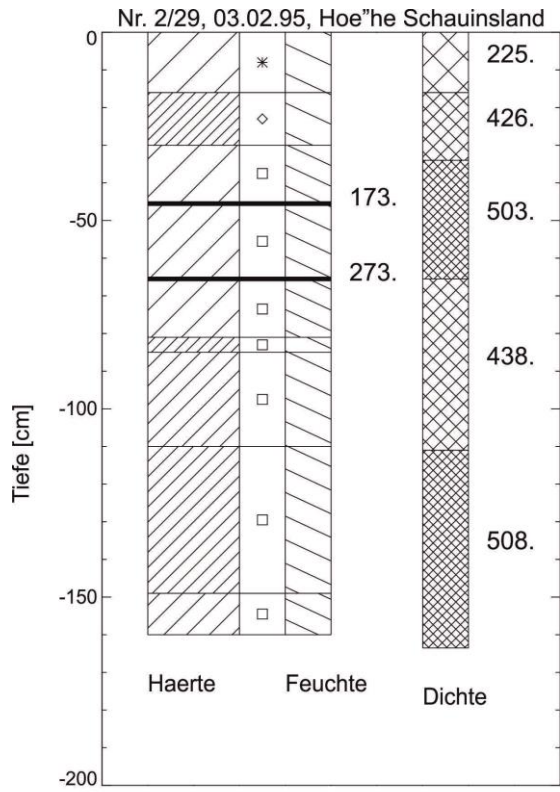


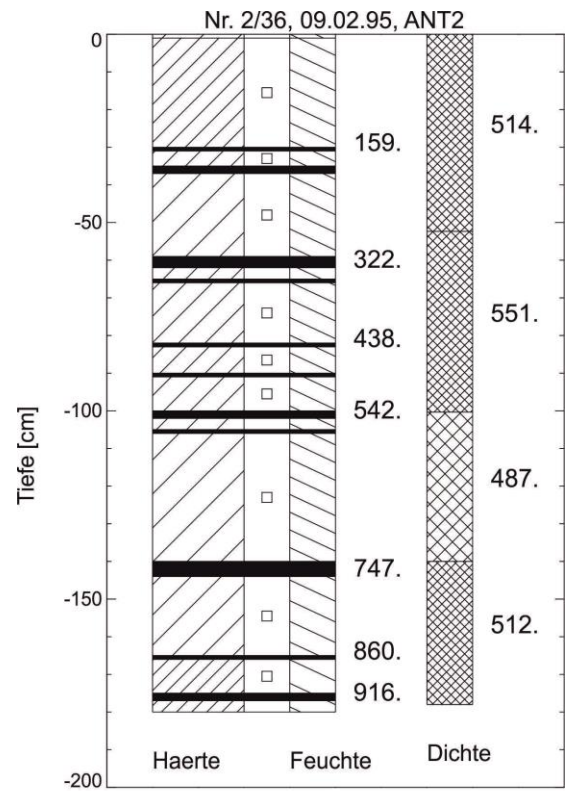
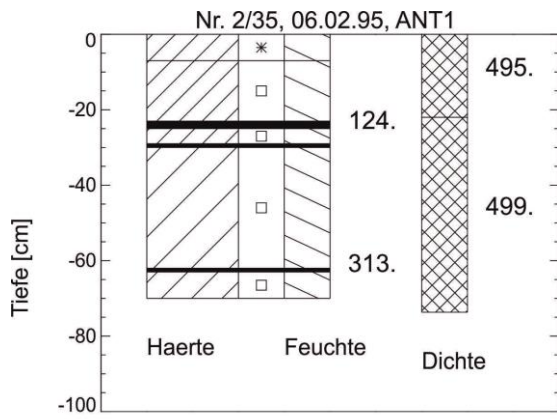
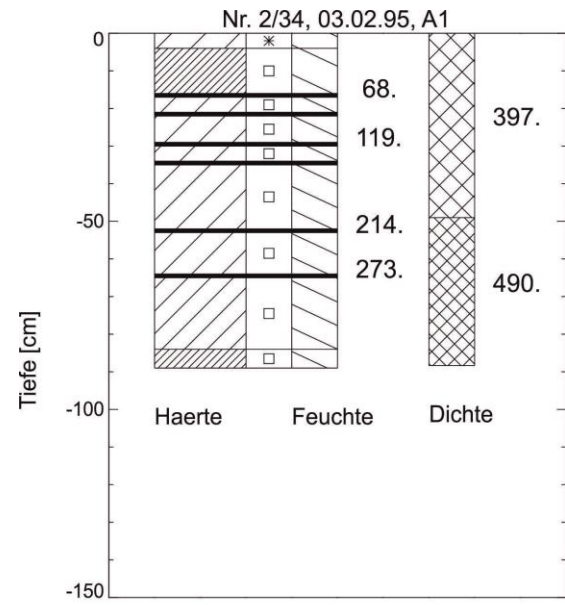
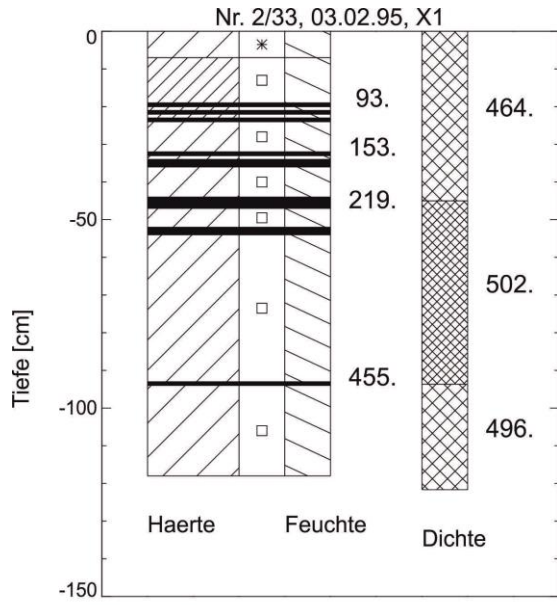


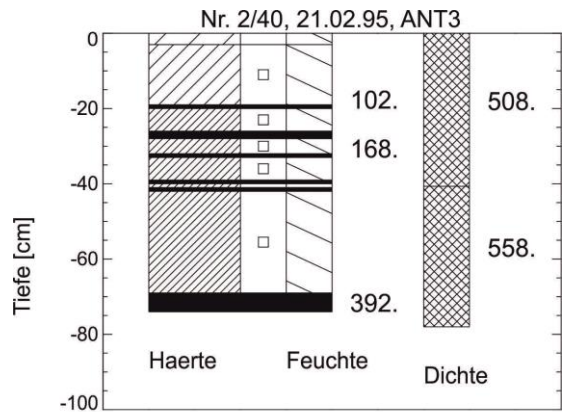
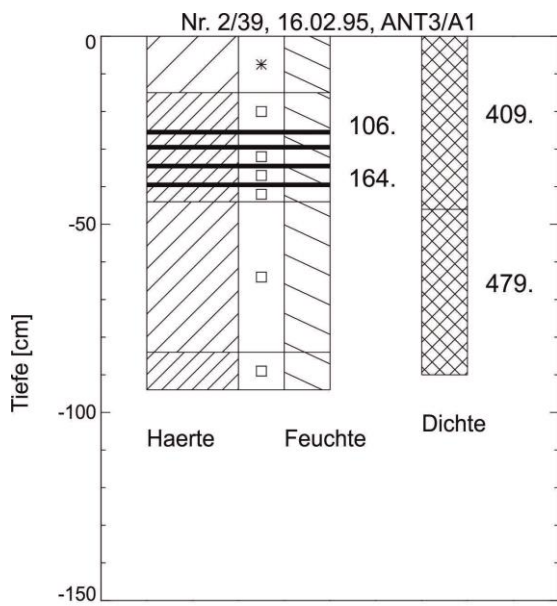
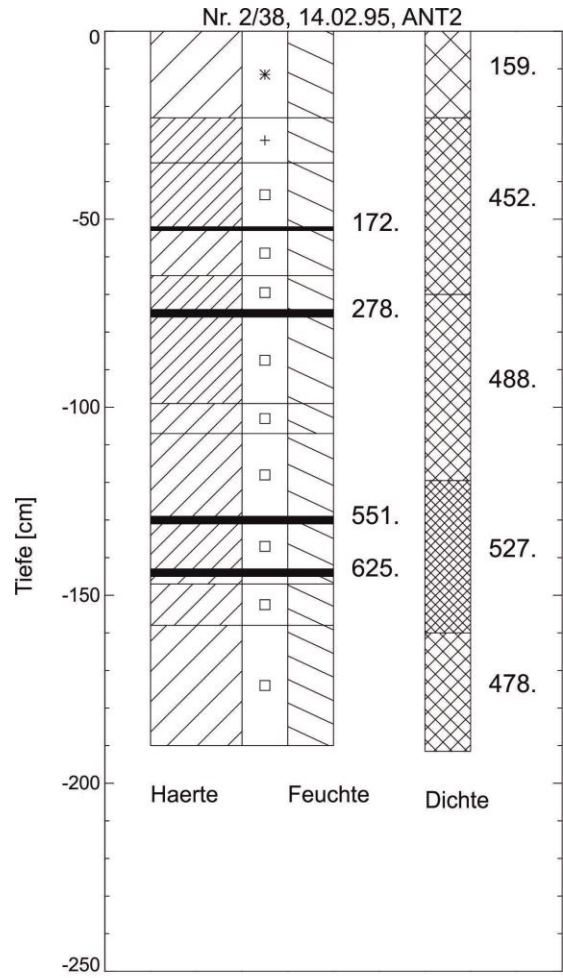
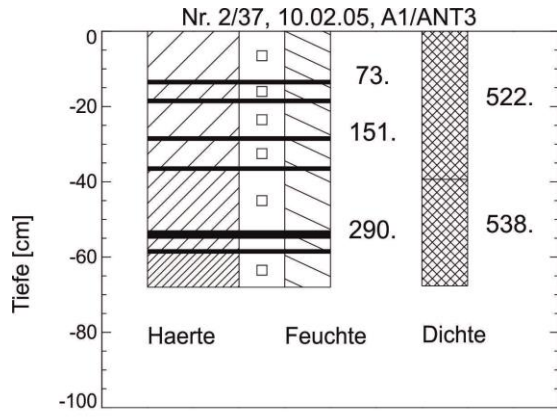












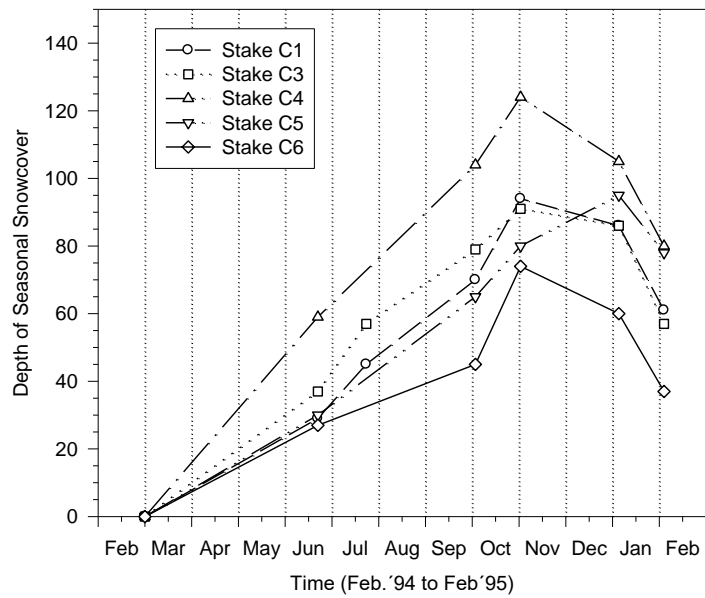


Abb. 13.4 (a): Schneehöhenentwicklung und den Ablationsstangen C1 bis C6 im Meßfeld (Abb. 7.4).

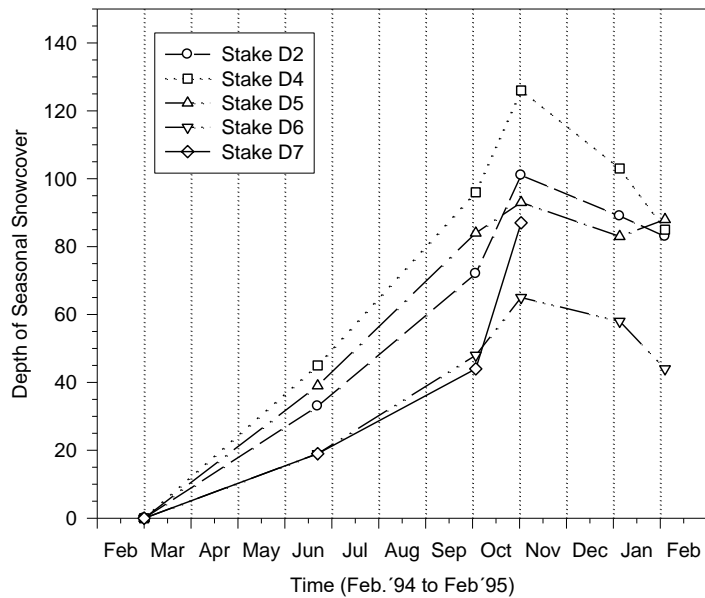


Abb. 13.4 (b): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen D2 bis D7 im Meßfeld (Abb. 7.4).

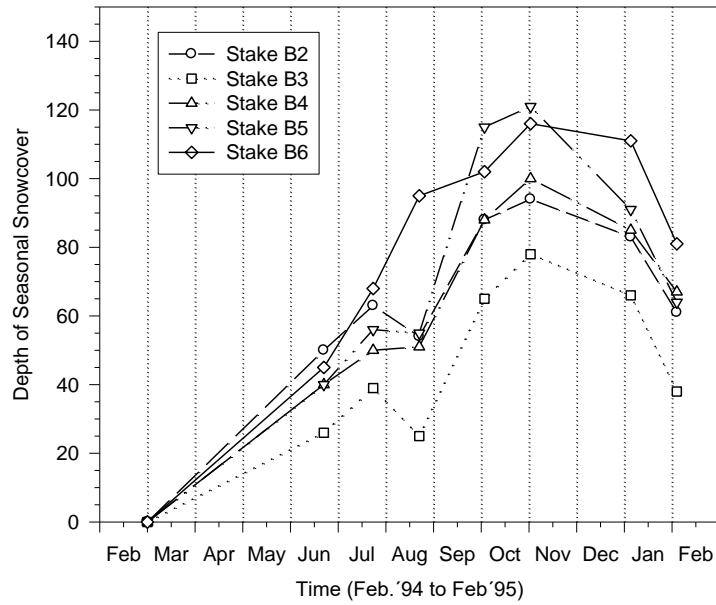


Abb. 13.4 (c): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen B2 bis B6 im Meßfeld (Abb. 7.4).

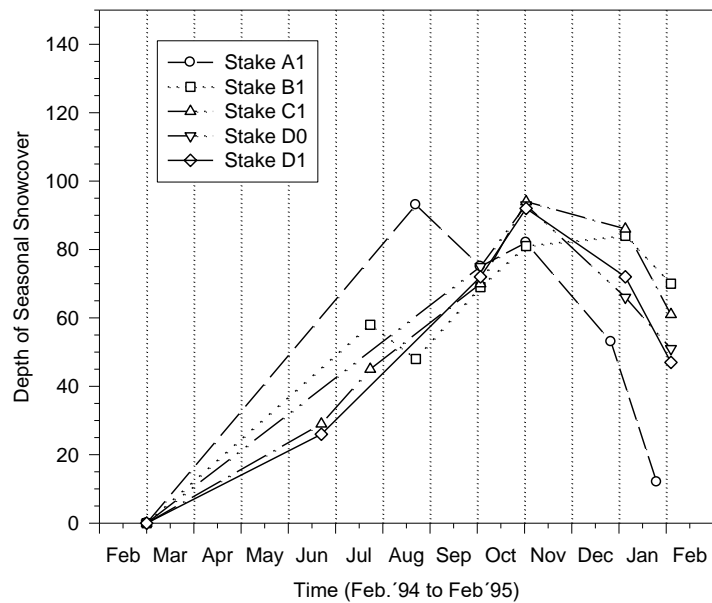


Abb. 13.4 (d): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A1, B1, C1, D0 und D1 im Meßfeld (Abb. 7.4).

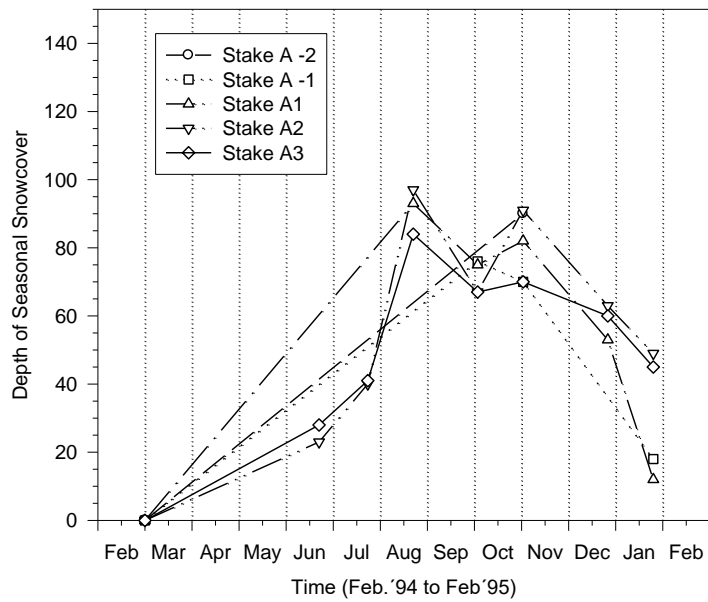


Abb. 13.4 (e): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A-2 bis A3 im Meßfeld (Abb. 7.4).

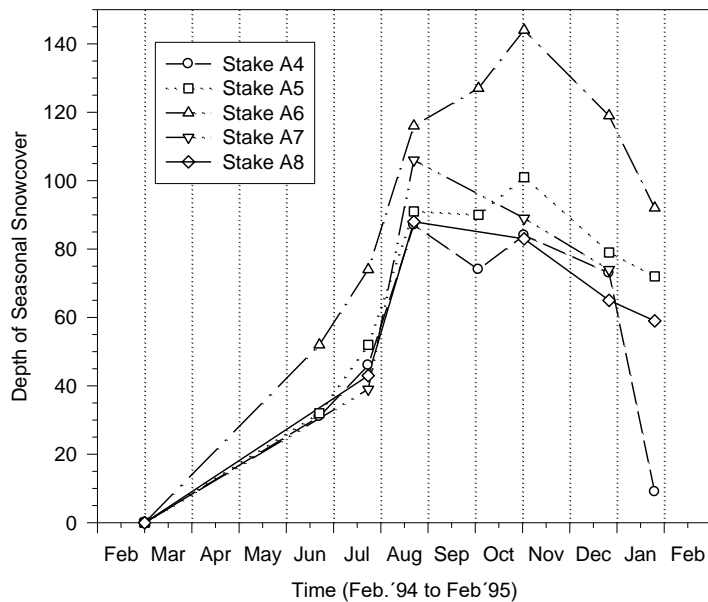


Abb. 13.4 (f): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A4 bis A8 im Meßfeld (Abb. 7.3).

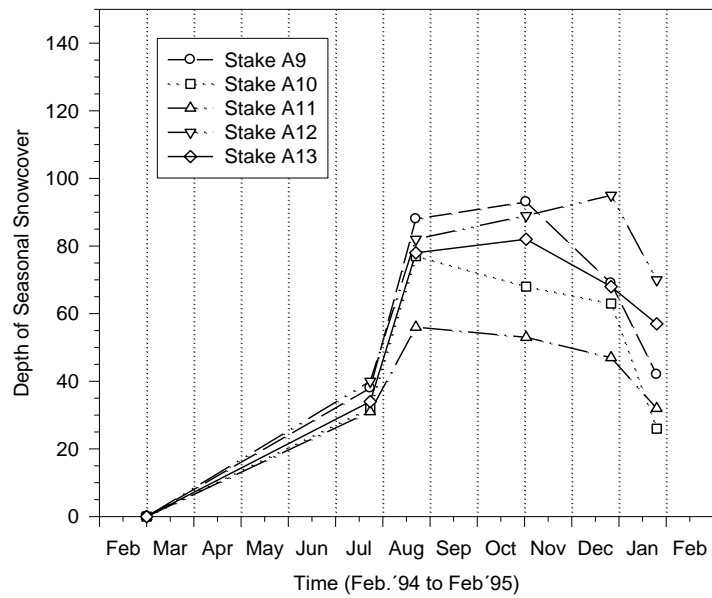


Abb. 13.4 (g): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A9 bis A13 auf dem Northeast-Gletscher (Abb. 7.3).

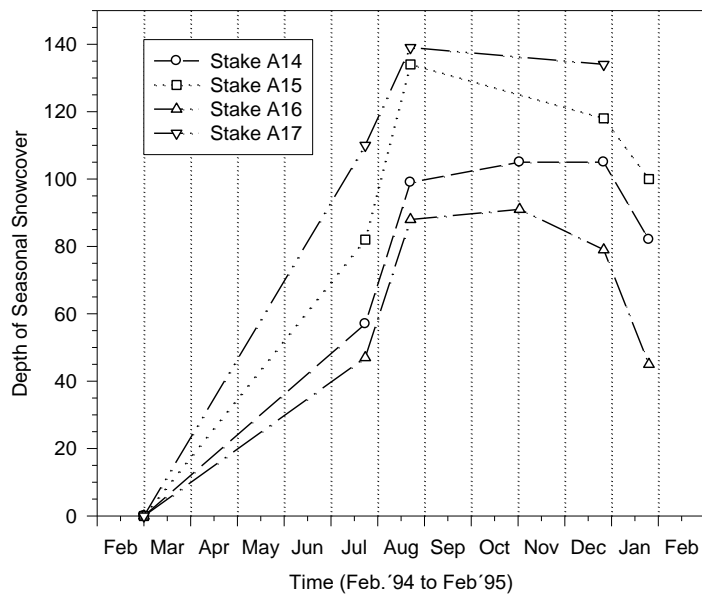


Abb. 13.4 (h): Schneehöhenentwicklung an den Ablationsstangen A14 bis A17 auf dem Northeast-Gletscher (Abb. 7.3).

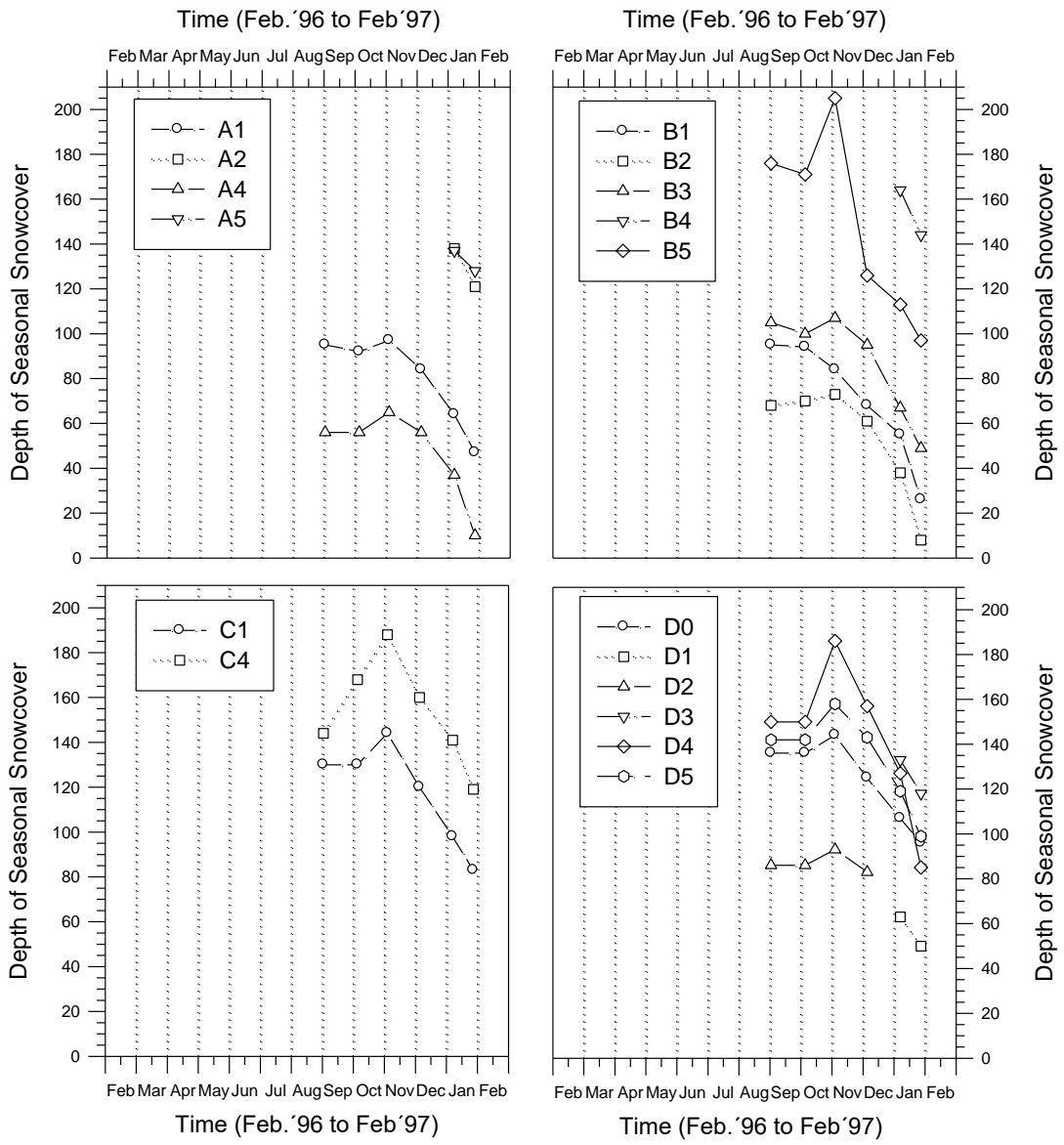


Abb. 13.5: Schneehöhenmessungen an Ablationsstangen zwischen Winter 1996 und Sommer 1996/97 im Meßfeld (Abb. 7.4).