

JOHANNES GUTENBERG-UNIVERSITÄT MAINZ
FACHBEREICH GEOWISSENSCHAFTEN
GEOGRAPHISCHES INSTITUT

**Eisströme und Schelfeise
an der Küste der Amundsen See
(West-Antarktis),
beobachtet mit ERS-SAR**

DIPLOMARBEIT
MARC MÜLLER

JUNI 2001

Betreuer:

Prof. Dr. ***** (Johannes Gutenberg-Universität Mainz)
Dr. ***** (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt)
Dipl.-Geophys. ***** (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt)

ANGEFERTIGT AM
DEUTSCHEN ZENTRUM FÜR LUFT- UND RAUMFAHRT (DLR)
DEUTSCHES FERNERKUNDUNGSDATENZENTRUM (DFD)
OBERPFAFFENHOFEN



ICE STREAMS AND ICE SHELVES AT THE COAST OF AMUNDSEN SEA (WEST-ANTARCTICA), MONITORED WITH ERS-SAR

Abstract

In this diploma thesis ice streams and ice shelves at the coast of Amundsen Sea were monitored using 47 SAR amplitude images, recorded by ERS satellites between 1992 and 2001. Starting from this data basis a glacier inventory and multi-temporal images were compiled and changes in ice front positions were analysed. The study's main emphasis was put on the analysis of ice flow velocities and their spatial and temporal comparison. The method applied to find out ice velocities was based on an algorithm which allowed tracking crevasses (semi-automatic feature tracking) imaged in the satellite data. The digitizing of distinctive patterns on the glacier's surface and their visual tracking yielded unsatisfying results.

The monitoring of the ice front positions revealed mainly glacier advances: 23 km regarding Thwaites glacier (1992–2000), 7 km regarding Crosson ice shelf (1995–2000) and 6.5 km regarding Pine Island glacier (1997–2000). Between 1992 and 1997 Pine Island's ice front was nearly steady state. The analysis of ice flow velocities along trajectories from upper area to terminus resulted overall in 1.0–3.6 km/a for Thwaites glacier (1996–2000), 0.8–3 km/a for Pine Island glacier and 0.2–1.1 km/a for Pope glacier / Crosson ice shelf (each 1995–2000). Both Thwaites and Pine Island glacier accelerated by almost 1 km/a after crossing the grounding line. Furthermore, the implementation of feature tracking revealed the formerly unknown phenomenon that Thwaites glacier tongue rotates around a central point near the grounding line.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Tabellenverzeichnis	v
Abkürzungen	vi
1 Einleitung	1
2 Grundlagen der Radarfernerkundung	3
2.1 Radarprinzip.....	3
2.2 Historischer Hintergrund.....	3
2.3 Prinzip des abbildenden Radars.....	4
2.3.1 Real Aperture Radar (RAR).....	7
2.3.2 Synthetic Aperture Radar (SAR).....	10
2.4 Informationsgehalt von Radarbildern.....	12
2.4.1 Parameter des Aufnahmesystems.....	12
2.4.2 Parameter der Geländeoberfläche.....	14
2.4.3 Radiometrie und Bildgeometrie.....	15
3 Die Satelliten ERS-1 und ERS-2	18
3.1 Instrumente.....	18
3.2 SAR-Bildprodukte.....	19
4 Grundlagen der Gletscherkunde	21
4.1 Gletscherdefinition.....	21
4.2 Massenhaushalt von Gletschern.....	21
4.3 Transformation von Schnee zu Gletschereis.....	23
4.4 Struktur und Deformation des Gletschereises.....	26
4.5 Gletscherbewegung.....	28
4.5.1 Mechanismen der Gletscherbewegung.....	28
4.5.2 Geschwindigkeitsverteilung.....	30
4.6 Gletscherstrukturen.....	33
4.7 Gletschertypen.....	35
4.7.1 Deckgletscher.....	35
4.7.2 Gebirgsgletscher.....	36
4.7.3 Meergletscher.....	36

5	Untersuchungen im Küstenbereich der Amundsen See (West-Antarktis) auf der Grundlage von ERS-SAR	38
5.1	Einführung in das Untersuchungsgebiet.....	38
5.2	Erstellung eines Gletscherinventares und Interaktionen zwischen Radarstrahlung und Schnee-/ Eisbedeckung.....	42
5.3	Eisgeschwindigkeiten im zeitlichen und räumlichen Vergleich.....	46
5.3.1	Daten.....	47
5.3.2	Methoden.....	48
5.3.3	Ergebnisse.....	50
5.3.3.1	Thwaites Gletscher.....	56
5.3.3.2	Pine Island Gletscher.....	64
5.3.3.3	Pope Gletscher und Crosson Schelfeis.....	66
5.3.3.4	Vergleich der Eisgeschwindigkeiten.....	68
5.3.4	Diskussion.....	69
5.3.4.1	Thwaites Gletscher.....	70
5.3.4.2	Pine Island Gletscher.....	72
5.3.4.3	Pope Gletscher und Crosson Schelfeis.....	73
6	Zusammenfassung	74
7	Ausblick	76
8	Literatur	77
9	Anhang	82

Danksagung

Eidesstattliche Erklärung

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Radarprinzip (aus KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 2).	3
Abb. 2.2:	Das elektromagnetische Spektrum und die Meßbereiche verschiedener Sensoren (aus ALBERTZ 1991, S. 11).	5
Abb. 2.3:	Das Mikrowellenspektrum (aus FAO 1993, S. 4).	5
Abb. 2.4:	Elektromagnetisches Spektrum und atmosphärische Transmission (aus HENDERSON/ LEWIS 1998, S. 3).	6
Abb. 2.5:	Aufnahmeprinzip RAR (aus KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 214).	7
Abb. 2.6:	Die Impulslänge als bestimmende Größe der Auflösung in Blickrichtung (FAO 1993, S. 14).	8
Abb. 2.7:	Die Breite der Radarkeule als bestimmende Größe der Auflösung in Azimutrichtung (aus KRONBERG 1985, S. 158).	9
Abb. 2.8:	Aufnahmeprinzip SAR (aus KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 216).	11
Abb. 2.9:	Eindringtiefen von Mikrowellen in Gletschereis (aus FAO 1993, S. 8).	12
Abb. 2.10:	Einfallsgometrie des Radarstrahls (aus SCHREIER 1993, S. 113).	13
Abb. 2.11:	Grautonwiedergabe im Radarbild in Abhängigkeit von (lokalem) Einfallswinkel, Hangorientierung und Hangneigung (aus KRONBERG 1985, S. 148).	13
Abb. 2.12:	Verschiedene Arten der Reflexion an einer Oberfläche. Links: Spiegelnde Reflexion; Mitte: Diffuse Reflexion (<i>Lambertsche Fläche</i>); Rechts: Gemischte Reflexion (aus ALBERTZ 1991, S. 18).	14
Abb. 2.13:	Rückstrahl-Effekt bei Mikrowellenstrahlung (aus ALBERTZ 1991, S. 57).	14
Abb. 2.14:	Geometrische Effekte in SAR-Bildern (aus SCHREIER 1993, S. 117).	16
Abb. 2.15:	Radarschatten als Funktion der Aufnahmehöhe bzw. des Einfallswinkels (aus KRONBERG 1985, S. 165).	17
Abb. 4.1:	Akkumulations- und Ablationsgebiet (aus HAMBREY/ ALEAN 1994, S. 28).	22
Abb. 4.2:	Zonen im Akkumulationsgebiet nach BENSON (1961; aus PATERSON 1994, S. 10).	23
Abb. 4.3:	Stadien während der Transformation von Schnee zu Gletschereis (verändert nach HAMBREY/ ALEAN 1994, S. 25).	25
Abb. 4.4:	Veränderung der Firndichte mit der Tiefe in einem temperierten Gletscher bzw. im Grönländischen Eisschild (aus PATERSON 1994, S. 13).	25
Abb. 4.5:	Struktur eines Eiskristalls im Grundriß (a) und im Aufriß (b). Die Kreise stellen Sauerstoffatome dar (aus PATERSON 1994, S. 80).	26
Abb. 4.6:	Schubkraft-Verformungsgeschwindigkeits-Diagramm für eine <i>Newtonsche</i> viskose Flüssigkeit (A), eine perfekte plastische Substanz (B) und eine plastische Substanz (C; wie z. B. Eis) (aus SHARP 1992, S. 64).	27
Abb. 4.7:	Regelations-Mechanismus (verändert nach PATERSON 1994, S. 137).	28
Abb. 4.8:	Mechanismen der Gletscherbewegung (aus SHARP 1992, S. 55).	29

Abb. 4.9:	Typen der Geschwindigkeitsverteilung im Querprofil (aus WILHELM 1975, S. 157).	30
Abb. 4.10:	Horizontale und vertikale Geschwindigkeitsänderung bei laminarer Bewegung (aus HAMBREY/ ALEAN 1994, S. 56).	30
Abb. 4.11:	Streckung und Stauchung im Gletscherlängsprofil (aus SHARP 1992, S. 60).	31
Abb. 4.12:	Vereinfachtes Gletschermodell mit Geschwindigkeitsverlauf im Längsprofil. Die Vektoren geben Richtung und Ausmaß der Bewegung an (aus SHARP 1992, S. 59).	32
Abb. 4.13:	Oberflächenänderung nach einem <i>glacier surge</i> (aus WILHELM 1975, S. 173).	32
Abb. 4.14:	Foliation an verschiedenen Lokalitäten. A: Anfangsstadium, B: Obere Schichten im Akkumulationsgebiet/ Eisscheiden, C: Gletscheruntergrund/ Gletscherseiten (aus PATERSON 1994, S. 176).	34
Abb. 4.15:	Gletscherspaltensysteme in Abhängigkeit der Fließbewegung (aus HAMBREY/ ALEAN 1994, S. 69).	35
Abb. 4.16:	Querschnitt durch Eisstrom und Schelfeis eines marinen Eisschildes (aus OPPENHEIMER 1998, S. 327).	37
Abb. 5.1:	Antarktis.	38
Abb. 5.2a:	Mittlere jährliche Temperaturen in Bodennähe (aus BLÜMEL 1999, S. 47).	39
Abb. 5.2b:	Richtung winterlicher zyklonaler Stürme und mittlere jährliche Schneeakku- mulation in cm (Näherung) (aus BLÜMEL 1999, S. 52).	39
Abb. 5.3:	Aktuelle Eisbedeckung und isostatisches Verhalten des Festlandssockels (aus BLÜMEL 1999, S. 59).	40
Abb. 5.4:	Antarktischer Eisschild (...) (aus BENTLEY 1998, S. 160).	40
Abb. 5.5:	Multitemporalbild Thwaites Gletscher/ Gletscherzunge.	44
Abb. 5.6:	Multitemporalbild Pine Island Gletscher.	45
Abb. 5.7:	Multitemporalbild Antarktische Halbinsel (aus RABUS et al. 2000).	45
Abb. 5.8:	Lage und visuelle Bildauswertung der Oberflächenmerkmale am Beispiel der Thwaites Gletscherzunge.	52
Abb. 5.9:	Eisfrontverlagerung der Thwaites Gletscherzunge, des Haynes Gletschers und des Crosson Schelfeises als Indikator der Küstenliniendynamik.	53
Abb. 5.10:	Eisfrontverlagerung des Pine Island Gletschers als Indikator der Küstenlinien- dynamik.	54
Abb. 5.11:	<i>Feature tracking</i> -Flußprofil, Aufsetzlinie und Rotationszentrum des Thwaites Gletschers.	57
Abb. 5.12:	Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Thwaites Gletschers. Der Einfluß der Rotation auf Pfad 4 ist hier noch nicht beseitigt.	57
Abb. 5.13:	Rotationsprinzip der Thwaites Gletscherzunge.	58
Abb. 5.14:	Winkelgeschwindigkeit ω des jeweiligen Zeitintervalls in Grad/ a.	59
Abb. 5.15:	Durch die Winkelgeschwindigkeit ω bedingte Geschwindigkeitskomponenten je <i>feature tracking</i> -Zeitintervall.	60

Abb. 5.16:	Geschwindigkeitskomponenten je <i>feature tracking</i> -Zeitintervall nach der Rotationskorrektur.	60
Abb. 5.17:	Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Thwaites Gletschers mit rotationskorrigiertem Pfad 4.	61
Abb. 5.18:	Differenzkurven zwischen den rotationsbeeinflußten und den rotationsbereinigten Geschwindigkeitsbeträgen je Zeitintervall.	61
Abb. 5.19:	φ zum zeitlichen Start-, End- und Mittelpunkt im jeweiligen <i>feature tracking</i> -Intervall gegenüber der Referenz-Trajektorie.	62
Abb. 5.20:	Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge der Pfade 1-3 der Profile 1-3.	62
Abb. 5.21:	Mittelwerte der rotationsbereinigten Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 4 der Profile 4 bis 10.	63
Abb. 5.22:	<i>Feature tracking</i> -Flußprofile und Aufsetzlinie des Pine Island Gletschers.	64
Abb. 5.23:	Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Pine Island Gletschers.	64
Abb. 5.24:	Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 1.	65
Abb. 5.25:	Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 2.	65
Abb. 5.26:	Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 3.	66
Abb. 5.27:	<i>Feature tracking</i> -Flußprofil am Pope Gletscher und dem Crosson Schelfeis.	66
Abb. 5.28:	Jährliche Geschwindigkeitsprofile des Pope Gletschers und des Crosson Schelfeises.	67
Abb. 5.29:	Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge, unterteilt in Ober- und Unterlauf.	67

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Systemparameter ERS-Satelliten (Auswahl).	18
Tab. 5.1:	Daten des ERS-Mosaiks.	42
Tab. 5.2:	Datengrundlage der Multitemporalbilder.	44
Tab. 5.3:	Überblick der zur Berechnung der Eisgeschwindigkeiten verwendeten Daten.	47
Tab. 5.4:	Ergebnisse der visuellen Bildauswertung am Beispiel der Thwaites Gletscherzunge.	50

Abkürzungen

AMI	Active Microwave Instrument
ATSR	Along-Track Scanning Radiometer
DFD	Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
ERDAS	Earth Resources Data Analysis System
ERS	European Remote Sensing
ESA	European Space Agency
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
GARS	German Antarctic Receiving Station
GEC	Geocoded Ellipsoid Corrected
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GTC	Geocoded Terrain Corrected
H	Horizontal
IAHS	International Association of Hydrological Sciences
ICSI	International Commission of Snow and Ice
IDL	Interactive Data Language
IPCC WG1/ 2	Intergovernmental Panel on Climate Change Working Group 1/ 2
IRR	Infrared-Radiometer
MS	Microwave Sounder
NASA	National Aeronautics & Space Administration
NN	Normalnull
P	(Geschwindigkeits-)Profil
PRARE	Precise Range And Range-Rate Equipment
PRI	Precision Image
RA	Radar Altimeter
RAR	Real Aperture Radar
SAR	Synthetic Aperture Radar
SLAR	Side Looking Airborne Radar
SLC	Single Look Complex
UNEP	United Nations Environment Programme
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UPS	Universal Polar Stereographic
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transversal Mercator
V	Vertikal
WAIS	West Antarctic Ice Sheet
WGS 84	World Geodetic System 1984

1 EINLEITUNG

Gegenwärtig sind etwa zehn Prozent der festen Erdoberfläche von Gletschereis bedeckt. Bis auf ein Prozent befindet sich dieses Gletschereis in Regionen, die weit von gewöhnlichen menschlichen Aktivitäten entfernt sind: Der Grönländische und vor allem der Antarktische Eisschild. Letzterer stellt einen stark vergletscherten Kontinent dar, dessen Eisaufgabe eine Mächtigkeit von bis zu 4500 m erreicht und die etwa neunzig Prozent des globalen Eisvolumens speichert. Fast der gesamte antarktische Kontinent wird im Küstenbereich von mehr oder weniger ausgedehnten schwimmenden Schelfeisen gesäumt, in die die Eisströme des Inlandeises letztendlich fließen. Die Eismassen des West-Antarktischen Eisschildes (WAIS) - neben dem Ost-Antarktischen Eisschild und dem Transantarktischen Gebirge einer der drei naturräumlichen Groseinheiten der Antarktis - sitzen größtenteils unterhalb des gegenwärtigen Meeresspiegels auf. Diese Situation macht den WAIS wahrscheinlich anfällig für mechanische Desintegration infolge Klimaerwärmung. Das Abschmelzen des WAIS hätte dramatische Folgen für die überwiegend dichtbesiedelten Küstengebiete. Die Kenntnis der Gletscherdynamik des WAIS bzw. bestimmter Regionen des WAIS ist daher von besonderer Bedeutung. Dies gilt vor allem für die zwei am schnellsten fließenden Gletscher der West-Antarktis: Der Thwaites Gletscher (3,4 km/ a) und der Pine Island Gletscher (2,91 km/ a).

Für solch entlegene und jahreszeitlich begrenzt zugängliche Gebiete ist die satellitengestützte Fernerkundung die geeignetste Methode zur wissenschaftlichen Betrachtung. Unter Fernerkundung versteht man das Beobachten, Kartieren und Interpretieren von Erscheinungen auf der Erdoberfläche, ohne die Gebiete zu betreten. Die Vorteile der satellitengestützten Fernerkundung liegen unter anderem darin, daß nur vom Weltraum aus flächendeckend, räumlich integrierend und kontinuierlich Meßdaten sowohl bezüglich globaler als auch lokaler Fragestellungen zu gewinnen sind (DECH 1999, S. 37). Für die Fernerkundung der Polargebiete ist das aktive Synthetic Aperture Radar (SAR)-Aufnahmesystem der europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 und ERS-2 besonders geeignet, da es - im Gegensatz zu optischen Sensoren - unabhängig von Beleuchtung und Bewölkung Daten empfängt und die Radarbilder nicht nur Oberflächenstrukturen zeigen, sondern auch Informationen aus tieferen Schichten der Schneedecke bzw. der Eisaufgabe liefern.

Die Verknüpfung von Gletscherkunde und Radarfernerkundung ist Gegenstand der vorliegenden Diplomarbeit. Auf der Grundlage von SAR-Amplitudenbildprodukten, die von den Erdbeobachtungssatelliten ERS-1 und ERS-2 zwischen 1992 und 2000 empfangen wurden, erfolgte die Beobachtung von Eisströmen und Schelfeisen an der Küste der Amundsen See (West-Antarktis). Zunächst werden in *Kapitel 2* die Grundlagen der Radarfernerkundung dargestellt. Dazu zählen das Radarprinzip, der historische Hintergrund der Radartechnik, das Prinzip des abbildenden Radars, die Unterschiede zwischen Radar mit

realer Apertur (RAR) und synthetischer Apertur (SAR) sowie die system- und geländebedingten Parameter, die den Informationsgehalt im Radarbild bestimmen. Die für Radarbilder typischen Charakteristika werden ebenfalls hier erläutert. In *Kapitel 3* erfolgt die Skizzierung der Erdbeobachtungssatelliten ERS-1 und ERS-2, wobei auf deren Systemparameter, die an Bord befindlichen Instrumente sowie deren verfügbare SAR-Bildprodukte eingegangen wird.

Die Grundlagen der Gletscherkunde sind Gegenstand des nächsten Kapitels (*Kapitel 4*). Nach der einleitenden Gletscherdefinition wird der Massenhaushalt von Gletschern vorgestellt. Die Beschreibung der Transformation von Schnee zu Gletschereis, dessen Struktur und Deformation schließen daran an. Die Art und Weise, wie sich Gletscher bewegen, welche Oberflächen- und welche inneren Strukturen sie aufweisen und wie sich Gletscher typisieren lassen, bildet den Abschluß dieses Kapitels.

Den Hauptteil dieser Arbeit stellt *Kapitel 5* dar. Nach einer schrittweisen Einführung in das Untersuchungsgebiet (Antarktis, West-Antarktis, Amundsen See-Küste) wird die Beobachtung von Eisströmen und Schelfeisen mit ERS-SAR präsentiert. Dies umfaßt die Erstellung eines Gletscherinventares aus der Kombination eines ERS-Mosaiks mit Datenbank- und Karteninformationen, die Erstellung von Multitemporalbildern, die Auswertung von Veränderungen der Eisfrontpositionen und - schwerpunktmäßig - die Bestimmung von Eisfließgeschwindigkeiten und deren räumlicher und zeitlicher Vergleich sowie die Diskussion der Ergebnisse.

Es sei hier bereits darauf hingewiesen, daß während der Durchführung der sogenannten *feature tracking*-Methode zur Bestimmung der Eisfließgeschwindigkeit das bisher in der Literatur noch nicht veröffentlichte Phänomen zum Vorschein kam, daß die Gletscherzunge des Thwaites Gletschers um ein Zentrum im Bereich der Aufsetzlinie rotiert.

Die Zusammenfassung der ERS-SAR-Beobachtung erfolgt in *Kapitel 6*. Ein Ausblick bezüglich der Bedeutung der Polargebiete und zukünftiger satellitengestützter Fernerkundungsmissionen ist in *Kapitel 7* dargestellt. Die zitierte und weiterführende Literatur ist in *Kapitel 8* zusammengestellt. Der Anhang in *Kapitel 9* beinhaltet unter anderem das bereits oben erwähnte Gletscherinventar in Form einer Faltkarte.

2 GRUNDLAGEN DER RADARFERNERKUNDUNG

2.1 Radarprinzip

Der Begriff „Radar“ ist eine Abkürzung und steht für „**R**adio **D**etection and **R**anging“. Die deutsche Bezeichnung ist „Funkmeßverfahren“. Radar ist ein nach dem Echoprinzip arbeitendes Verfahren, das die Reflexion elektromagnetischer Wellen benutzt, um Informationen über entfernte Geländeobjekte zu erhalten. Die Wellenlängen der elektromagnetischen Wellen liegen dabei im Bereich zwischen 3 mm und 30 cm. Als Geländeobjekt wird im allgemeinen jedes Objekt verstanden, welches Energie reflektiert. Abbildung 2.1 verdeutlicht das Radarprinzip: Ein Sender strahlt über eine Antenne elektromagnetische Wellen gebündelt in das Beobachtungsgebiet aus. Diese werden an dort existierenden Inhomogenitäten und Zielen zum Teil absorbiert und zum Teil reflektiert. Der zur Empfangsantenne reflektierte Signalenergieanteil wird zur Ortung und Vermessung des Zieles im Empfänger nach Amplitude, Frequenz, Phase, Polarisation und Laufzeit verarbeitet (KLAUSING/HOLPP 2000, S. 1).

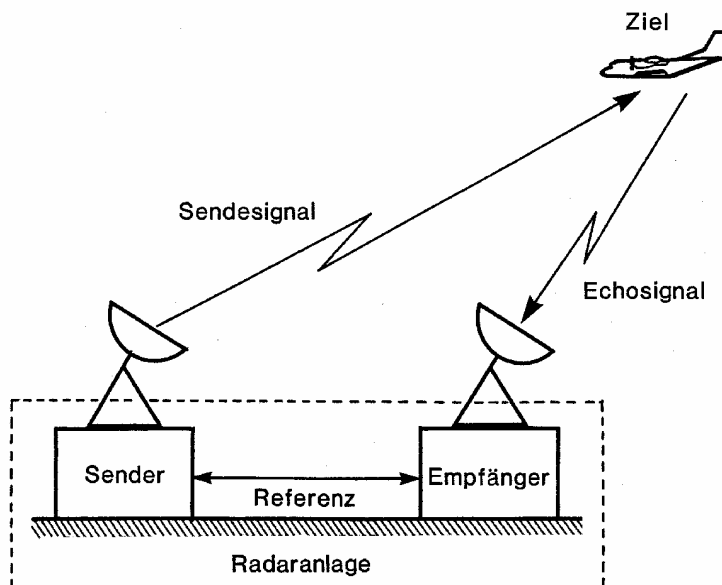


Abb. 2.1: Radarprinzip (aus KLAUSING/HOLPP 2000, S. 2).

2.2 Historischer Hintergrund

Zwischen den Jahren 1885 und 1889 gelang es *Hertz*, die Existenz von elektromagnetischen Wellen nachzuweisen. Damit bestätigte er die Theorie von *Maxwell*, die besagte, daß elektromagnetische Wellen nicht nur im Frequenzbereich des sichtbaren Lichtes existieren, sondern auch bei niedrigeren Frequenzen vorhanden sind und grundsätzlich die gleichen Eigenschaften wie die Lichtwellen haben. Die Radartechnik im

heutigen Sinne begründete 1904 *Hülsmeier*, der erstmals die Idee hatte, Schiffe unter Verwendung elektromagnetischer Wellen zu orten. 1922 erkannte *Marconi* die Möglichkeit, mit Hilfe kurzwelliger elektromagnetischer Strahlung ein Gerät zur Ortung metallischer Körper zu entwickeln. Die gezielte Entwicklung der Radartechnik begann Mitte der dreißiger Jahre, nachdem man den militärischen Nutzen dieser neuen Technik erkannt hatte. 1935 empfahl *Watson-Watt* in Großbritannien die Nutzung elektromagnetischer Wellen zur Erkennung von Schiffen und Flugzeugen. 1939 wurde in England erstmals ein Radar in einem Flugzeug installiert. Während des zweiten Weltkriegs wurden die ersten bilderzeugenden Radarsysteme eingesetzt. 1951 kam zum herkömmlichen Prinzip die Entwicklung des Radars mit synthetischer Apertur durch *Wiley* hinzu (SAR = Synthetic Aperture Radar), welches die Erzeugung hochauflösender Bilder durch besondere Verfahren der Signalverarbeitung ermöglicht (KLAUSING/HOLPP 2000, S. 13 ff.). Das Prinzip des abbildenden Radars wird in Kapitel 2.3 erläutert.

Durch die Möglichkeit, bilderzeugende Radarsysteme in Flugzeugen zu installieren (s. o.), wurden Radarverfahren - zunächst für militärische Zwecke - für die Fernerkundung interessant (KRONBERG 1985, S. 145). Ende der 1960er Jahre wurden die Radartechniken vom Militär „freigegeben“ (FAO 1993, S. 2), so daß das Prinzip des abbildenden Radars auch für zivile Zwecke zur Verfügung stand. Ab 1967 (Darien Provinz, Panama) folgten zahlreiche flugzeuggestützte Radarmissionen. 1978 startete SEASAT, welcher der erste Satellit mit SAR-Technik an Bord war. Mit ALMAZ-1 wurde 1987 die erste Langzeit-SAR-Mission durchgeführt. Eine Übersicht über flugzeug- und satellitengestützte Missionen mit SAR-Systemen ist zu finden bei RANEY (1998) und PLAUT et al. (1999).

2.3 Prinzip des abbildenden Radars

Das Grundprinzip des abbildenden Radars ist das Aussenden elektromagnetischer Strahlung in Richtung Erdoberfläche und die Registrierung des Anteils und der zeitlichen Verzögerung der rückgestreuten Energie (Radarecho). Im Radarbild wird die Stärke des Radarechos in Form einer Grautonwiedergabe dargestellt (sogenanntes Intensitäts- oder auch Amplitudenbild). Als Informationsträger vom Objekt zum Aufnahmegerät dienen elektromagnetische Wellen. Die Laufzeit des Signals, die Amplitude, die Wellenlänge, die Polarisation und die Phase bestimmen den Informationsgehalt der elektromagnetischen Welle (FAO 1993, S. 3).

Elektromagnetische Strahlung breitet sich geradlinig und mit Lichtgeschwindigkeit aus, ihre Grundgleichung lautet

$$\lambda = \frac{c}{f}.$$

Hierbei ist λ die Wellenlänge, c die Lichtgeschwindigkeit und f die Frequenz. Die Charakterisierung der Strahlung erfolgt durch ihre Wellenlänge oder durch ihre Frequenz.

Das abbildende Radarsystem arbeitet mit Mikrowellen, das heißt im langwelligen Bereich des elektromagnetischen Spektrums (s. Abb. 2.2). Der Mikrowellenbereich umfaßt Wellenlängen zwischen 1 mm und 1 m. Für die Erdbeobachtung werden gewöhnlich Wellenlängen zwischen 1 cm und 1 m verwendet (FAO 1993, S. 3).

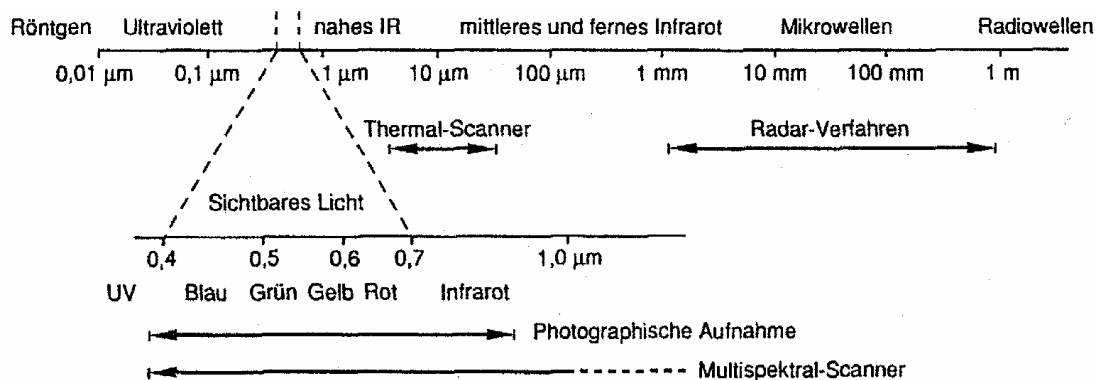


Abb. 2.2: Das elektromagnetische Spektrum und die Meßbereiche verschiedener Sensoren (aus ALBERTZ 1991, S. 11).

Abbildung 2.3 zeigt die Auffächerung des Mikrowellenspektrums mit seiner üblichen Bandbezeichnung. So umfaßt z. B. das C-Band den Frequenzbereich von 3,9 bis 5,75 GHz. Dies entspricht Wellenlängen zwischen 5,22 und 7,69 cm.

BAND	P	L	S	C	X	K	Q	V	W
	0,39	1,55	3,9	5,75	10,9	36	46	56	
FREQUENCY (GHz)	0,3	1,0	3,0	10,0	30,0	100,0			
WAVELENGTH (cm)	100	30	10	3	1	0,3			
TYPICAL VALUES	70 P	23 L	10 S	5,6 C	3 X				
						Ka			

Abb. 2.3: Das Mikrowellenspektrum (aus FAO 1993, S. 4).

Der wichtigste Faktor für die Anwendbarkeit eines bestimmten Wellenlängenbereiches für die Fernerkundung ist der Grad der Transmission, mit dem diese Wellen die Atmosphäre zu durchdringen vermögen (LÖFFLER 1994, S. 19). Aus Abbildung 2.4 geht hervor, daß fast der gesamte Mikrowellenbereich einen sehr hohen Transmissionsgrad bezüglich der Atmosphäre besitzt und sich somit deutlich vom sichtbaren und infraroten Bereich unterscheidet. Nur die kürzeren Wellenlängen kleiner 2 cm unterliegen signifikanten Störungen z. B. durch Regenschauer oder Wasserwolken (HENDERSON/ LEWIS 1998, S. 2). Die „Allwettertauglichkeit ist, verglichen mit optischen Sensoren, einer der Hauptvorteile

des abbildenden Radars“ (FAO 1993, S. 5). Die Radarfernerkundung nimmt hier eine Sonderstellung ein.

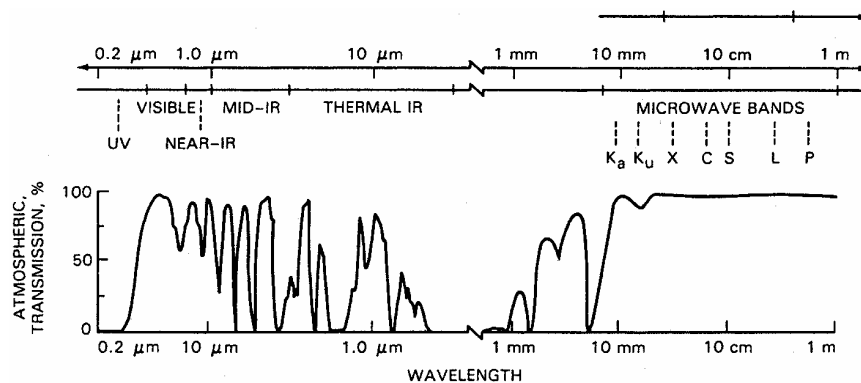


Abb. 2.4: Elektromagnetisches Spektrum und atmosphärische Transmission
(aus HENDERSON/LEWIS 1998, S. 3).

Optische Sensoren erfassen die von Geländeobjekten reflektierte Sonnenstrahlung und emittierte Eigenstrahlung (Wärmestrahlung) und sind somit *passive* Fernerkundungssysteme. Mikrowellen dagegen werden in der Fernerkundung sowohl passiv (passive Mikrowellenerkundung) als auch aktiv (Radarfernerkundung) genutzt. Da die Sonnenstrahlung im Mikrowellenbereich jedoch sehr gering ist und es dementsprechend auch nur eine geringe passive Reflexion gibt, kann es zu Überlagerungen mit anderen Strahlungsquellen kommen. Zusätzlich bedingt die große Wellenlänge ein grobes Auflösungsvermögen (LÖFFLER 1994, S. 22). Der Haupteinsatz der Mikrowellen liegt somit in der Radarfernerkundung. Sie ist ein *aktives* Fernerkundungssystem, das heißt die verwendete elektromagnetische Strahlung wird vom Aufnahmesystem selbst erzeugt. Das Radarsystem liefert seine eigene „Beleuchtung“ und ist dadurch unabhängig von natürlichen Beleuchtungsverhältnissen und folglich zu jeder Tages- und Nachtzeit einsatzfähig.

Unter den abbildenden aktiven Fernerkundungssystemen sind zwei Typen zu unterscheiden: Das Real Aperture Radar (RAR), häufig auch Side Looking Airborne Radar (SLAR) genannt, und das Synthetic Aperture Radar (SAR). Sowohl RAR als auch SAR sind Seitensicht-Radarsysteme, bei denen die Beleuchtung gewöhnlich senkrecht zur Flugrichtung (Azimutrichtung) erfolgt. Der Unterschied besteht jedoch in der Auflösung in Azimutrichtung (FAO 1993, S. 12). Während die Azimutaufklärung bei RAR-Systemen durch die einsetzbare Antennenlänge begrenzt und mit zunehmender Entfernung schlechter wird, also *entfernungsabhängig* ist, erzeugen SAR-Systeme unter Ausnutzen der Vorwärtsbewegung der Plattform und der kohärenten (kohärent bedeutet hier Strahlung gleicher Wellenlänge) Verarbeitung des Rückstreusignals eine lange, synthetische Antenne.

SAR-Systeme erzielen also eine *entfernungsunabhängige* Azimutauflösung und sind somit für große Flughöhen geeignet (KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 213 f.).

Die dieser Arbeit zugrundeliegenden Daten stammen von einem Radarsystem mit synthetischer Apertur. Zum besseren Verständnis wird aber zunächst die reale Apertur erläutert.

2.3.1 Real Aperture Radar (RAR)

Aufnahmeprinzip:

Ein RAR-System führt einen kombinierten Sender/ Empfänger mit, dessen Antenne schräg nach unten gerichtet ist. Diese sendet senkrecht zur Flugrichtung hochfrequente Radarsignale in einem sehr schmalen, aber langen Raumwinkel aus und empfängt die von den Geländeobjekten kommenden Radarechos. Aus der Intensität der Reflexion wird dann ein Bild des abgetasteten Geländestreifens erzeugt. „Durch die Vorwärtsbewegung des Flugzeugs entsteht dann (...) eine vollständige zeilenweise Bildaufzeichnung eines neben dem Flugzeug verlaufenden Geländestreifens“ (ALBERTZ 1991, S. 54; s. Abb. 2.5). Der gegenseitige Abstand der Geländeobjekte im Radarbild wird also bei diesem Aufnahmeprinzip durch die zeitliche Verzögerung des Eintreffens ihrer rückgestreuten Signale bestimmt. Diese zeitliche Verzögerung ist jedoch „eine Funktion der jeweiligen radialen Entfernung zwischen Antenne und Geländeobjekt“ (KRONBERG 1985, S. 156), so daß das Radarbild in der Schrägentfernungs-Darstellung vorliegt (engl.: slant range, entspricht der Entfernung zwischen Antenne und Objekt). Daraus resultieren Bildverzerrungen und Maßstabsunterschiede, die durch Transformation in Bodenentfernungs-Darstellung (engl.: ground range, entspricht der Entfernung zwischen Nadir und Objekt) korrigiert werden können (FAO 1993, S. 13 f.; ALBERTZ 1991, S. 53 f.; KRONBERG 1985, S. 156 f.).

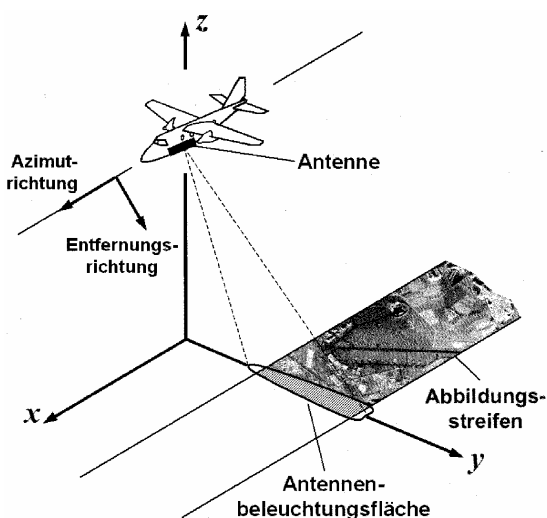


Abb. 2.5: Aufnahmeprinzip RAR (aus KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 214).

Räumliche Auflösung:

Einer der wichtigsten Faktoren für abbildende Radarsysteme ist neben der Transmission durch die Atmosphäre die räumliche Auflösung des Sensors. Sie ist das Maß für die kleinste Bodenzelle, die durch verschiedene radiometrische Werte unterschieden werden kann (SCHREIER 1993, S. 105; KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 77). Das räumliche Auflösungsvermögen eines RAR-Systems ist in Azimutrichtung und Blickrichtung verschieden und wird im folgenden erläutert.

Auflösung in Blickrichtung des Sensors (engl.: range direction):

Damit das Radarsystem zwei dicht nebeneinanderliegende Objekte unterscheiden kann, müssen deren Echos notwendigerweise zu verschiedenen Zeitpunkten empfangen werden. Zur Verdeutlichung dient Abbildung 2.6. Hierbei ist L die Impulslänge, d die Schräg-entfernung zwischen zwei Objekten, P die gesendete elektromagnetische Strahlung, P_A bzw. P_B das rückgestreute Signal des Objektes.

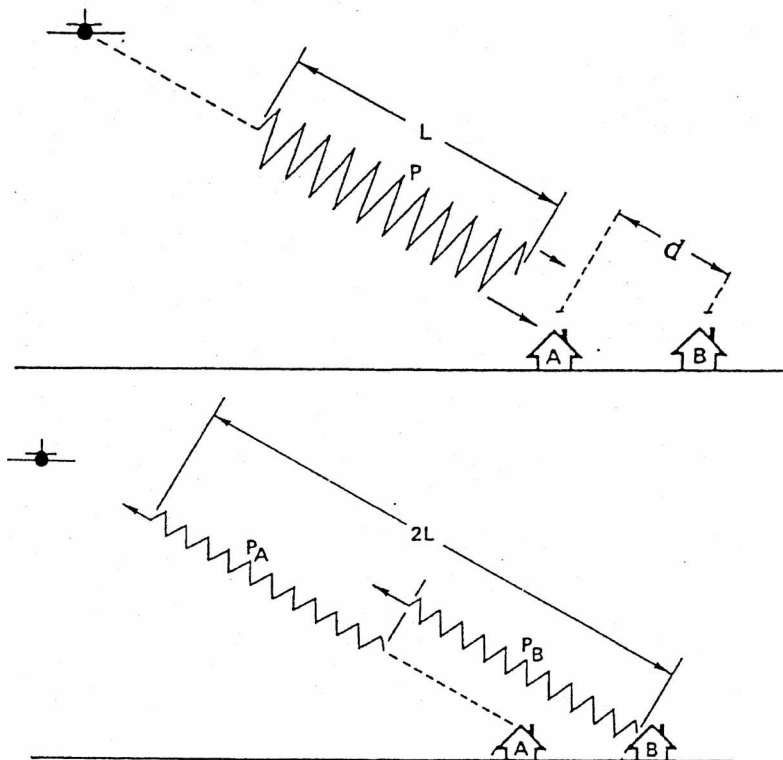


Abb. 2.6: Die Impulslänge als bestimmende Größe der Auflösung in Blickrichtung (FAO 1993, S. 14).

Da der Radarimpuls zwei Wege zurücklegen muß (zum Objekt und zurück), hat P_B eine zusätzliche Strecke von $L/2$ zu absolvieren und ist somit um die Entfernung L hinter P_A .

Die zwei Objekte führen also zu unterscheidbaren Radarechos, wenn

$$d > \frac{L}{2}.$$

Daraus folgt, daß die Auflösung in Blickrichtung durch die Impulsdauer der gesendeten Mikrowellenstrahlung bestimmt wird und somit annähernd gleich der halben Impulslänge ist (FAO 1993, S. 14 f.).

Die räumliche Auflösung in Blickrichtung läßt sich also durch Verkürzung der Impulslänge verbessern. Gleichzeitig muß der Impuls aber genügend Energie übertragen, um die Ortung des reflektierten Signals zu ermöglichen. Kurze Impulsdauer und gleichzeitig hohe Spitzensendeleistung stellen jedoch gegenläufige Anforderungen an das Radarsystem dar. Zur Lösung dieser Problematik bedient man sich eines Verfahrens der Impulskompression, eines sogenannten Chirp-Signals (KLAUSING/ HOLPP 2000, S. 226): Anstelle eines kurzen Impulses mit konstanter Frequenz wird ein langer Impuls mit modulierter Frequenz gesendet. Diese Frequenzmodulation muß nach Empfang des reflektierten Signals prozessiert werden, um den Impuls in einer wesentlich kürzeren (Impuls-)Länge zu bündeln (FAO 1993, S. 15). Durch dieses Verfahren wird die Verwendung eines sehr kurzen Impulses simuliert und somit die Auflösung in Blickrichtung verbessert.

Auflösung in Azimutrichtung (engl.: azimuth direction):

In Flugrichtung bestimmt die Breite der Radarkeule die Auflösung. Denn nur, wenn die Entfernung zwischen zwei Objekten größer ist als die Breite des Radarkeule, können die Radarechos getrennt voneinander empfangen und die Objekte somit im Radarbild unterschieden werden (s. Abb. 2.7).

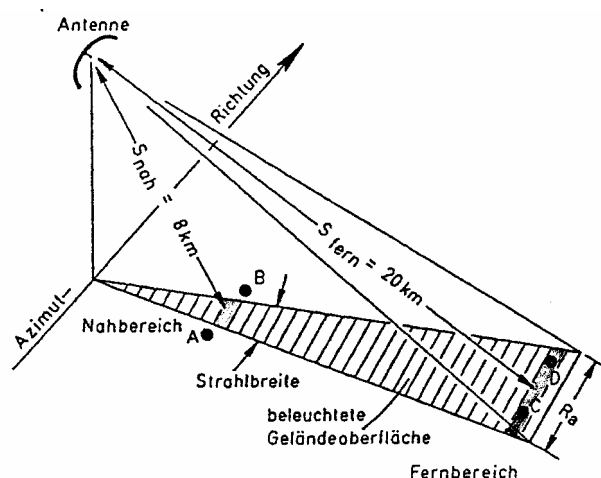


Abb. 2.7: Die Breite der Radarkeule als bestimmende Größe der Auflösung in Azimutrichtung (aus KRONBERG 1985, S. 158).

Die Breite der Radarkeule (β) ist direkt proportional zur Wellenlänge (λ) und umgekehrt proportional zur physikalischen Länge der Antenne (l). Es gilt

$$\beta = \frac{\lambda}{l},$$

das heißt je kürzer die Wellenlänge und je länger die Antenne ist, desto besser ist die Azimutauflösung. Die Auflösung in Azimutrichtung (r_{az}) ist durch die Gleichung

$$r_{az} = R \beta$$

definiert. Hierbei ist R die Schrägentfernung zwischen Antenne und Objekt, so daß die Azimutauflösung entfernungsabhängig ist.

Die Optimierungsmöglichkeiten der Azimutauflösung eines RAR-Systems sind begrenzt, denn kurze Wellenlängen besitzen einen niedrigeren Transmissionsgrad durch die Atmosphäre (vgl. Abb. 2.4). Gleichzeitig stehen einer unbegrenzten Verlängerung der Antennenlänge technische Probleme im Wege. Diese Limitationen wurden durch die Entwicklung des Radarsystems mit synthetischer Apertur beseitigt (KRONBERG 1985, S. 158 f.; FAO 1993, S. 14 ff.; LÖFFLER 1994, S. 76 ff.).

2.3.2 Synthetic Aperture Radar (SAR)

Aufnahmeprinzip:

Beim SAR-System strahlt eine relativ kurze Antenne Mikrowellenimpulse in einem breiten Richtdiagramm ab. Durch die Vorwärtsbewegung der Plattform wird eine lange, synthetische Antenne erzeugt, so daß entlang der Flugbahn nacheinander Signale gesendet und empfangen werden. Die Länge der synthetischen Antenne ergibt sich aus der Beleuchtungsdauer eines Geländeobjektes. Diese wird durch die Flugstrecke bestimmt, bei der ein Zielpunkt im Richtdiagramm bleibt. Die maximale Länge der synthetischen Antenne entspricht der Länge, die von der realen Antenne beleuchtet wird. Da die Länge der synthetischen Apertur sich proportional zur Entfernung vergrößert, ist die Auflösung in Flugrichtung entfernungsunabhängig (s. Abb. 2.8) (KLAUSING/HOLPP 2000, S. 213 ff.).

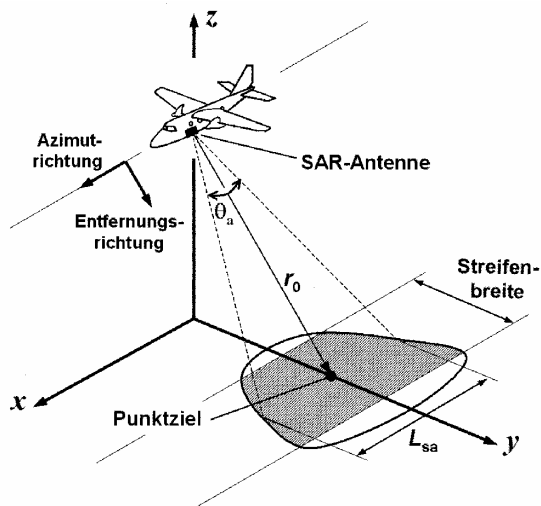


Abb. 2.8: Aufnahmeprinzip SAR (aus KLAUSING/HOLPP 2000, S. 216).

Die Signalauswertung ist allerdings wesentlich komplizierter als bei einem RAR-System. Denn da es so scheint, als ob sich die Geländeobjekte im Antennenstrahl bewegen, kommt es zu Frequenzänderungen zwischen den von der Antenne gesendeten und den von den Geländeobjekten reflektierten Impulsen (Dopplereffekt), das heißt die Frequenz des rückgestreuten Signals ist dopplerverschoben. Mittels einer Prozessierung werden diese dopplerverschobenen Signale herausgefiltert (LANG 1997, S. 6).

Auflösung in Blickrichtung:

Wie beim Radar mit realer Apertur wird die räumliche Auflösung eines SAR-Systems in Blickrichtung durch die Impulslänge bestimmt.

Auflösung in Azimutrichtung:

Die Azimutauflösung ist das wesentliche Unterscheidungsmerkmal zwischen Radarsystemen mit realer bzw. synthetischer Apertur. Denn für SAR-Systeme gilt (SCHREIER 1993, S. 108)

$$\delta = \frac{l}{2}.$$

Hierbei ist δ die Auflösung in Azimutrichtung, l die physikalische Länge der Antenne. Demnach wird die räumliche Auflösung in Azimutrichtung durch die halbe physikalische Antennenlänge bestimmt. Daraus folgt, daß die Azimutauflösung sowohl von der Wellenlänge als auch von der Entfernung unabhängig ist. Aufgrund dessen eignet sich ein

Abbildungsradar mit synthetischer Apertur hervorragend zur satellitengestützten Erdbeobachtung.

2.4 Informationsgehalt von Radarbildern

Im Radarecho wird aus den zahlreichen Rückstreukoeffizienten der verschiedenen Streuzentren einer Auflösungszelle ein Mittelwert gebildet, der dann als sogenannter Rückstreukoeffizient σ^0 der Auflösungszelle gilt. σ^0 ist dimensionslos, wird aber, da er einen sehr großen dynamischen Wertebereich aufweist, in Dezibel (dB) angegeben:

$$\sigma^0 = 10 \log A^2.$$

A ist hier die Amplitude des reflektierten Signals. Da σ^0 eine Funktion verschiedener Parameter ist, die das Radarecho gleichzeitig beeinflussen (s. u.), sind direkte Beziehungen zwischen den Intensitätswerten des Radarbildes und den natürlichen Erscheinungen auf der Geländeoberfläche nicht einfach herzustellen (FAO 1993, S. 6; HOLECZ et al. 1993, S. 299 f.; KRONBERG 1985, S. 150 f.).

Beim Auftreffen der Radarstrahlung auf die Geländeoberfläche beeinflussen verschiedene Parameter die Rückstreuung und damit die Wiedergabe der Geländeoberfläche im Radarbild:

2.4.1 Parameter des Aufnahmesystems

Die *Wellenlänge* bestimmt das Eindringvermögen der Mikrowellenstrahlung und die *relative Oberflächenrauigkeit* (s. Kap. 2.4.2). Allgemein gilt, daß das Eindringvermögen mit größerer Wellenlänge zunimmt (s. Abb. 2.9). Je tiefer die Strahlung eindringt, „desto stärker hängt das Reflexionssignal auch von den Materialien unter der Oberfläche ab“ (ALBERTZ 1991, S. 58).

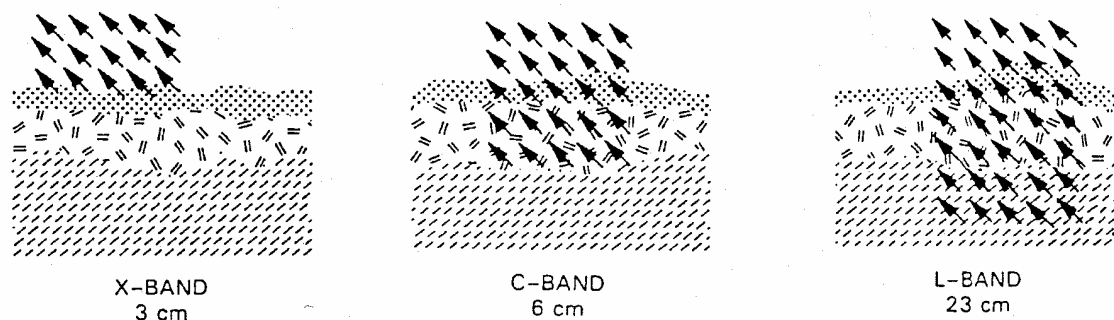


Abb. 2.9: Eindringtiefen von Mikrowellen in Gletschereis (aus FAO 1993, S. 8).

Die *Polarisation* bezeichnet die Orientierung der Schwingungsrichtung elektromagnetischer Wellen. Dabei steht „H“ für horizontal und „V“ für vertikal. Demzufolge sind vier Kombinationen der Polarisation gesendeter (1. Buchstabe) und empfangener (2. Buchstabe) Mikrowellen möglich. Neben dem Empfang gleichpolarisierter Signale (HH, VV) können auch depolarisierte Signale (z. B. durch Volumenstreuung) in der sogenannten Kreuzpolarisation (HV, VH) empfangen werden. „Der Modus wird durch die Sende- und Empfangsantenne festgelegt“ (KRONBERG 1985, S. 147).

„Der *Einfallswinkel* ist definiert als der Winkel zwischen der Senkrechten zur abgebildeten Oberfläche und der Richtung der einfallenden Strahlung“ (FAO 1993, S. 9). Die jeweilige Reliefsituation wird durch den *lokalen Einfallswinkel* berücksichtigt (s. Abb. 2.10).

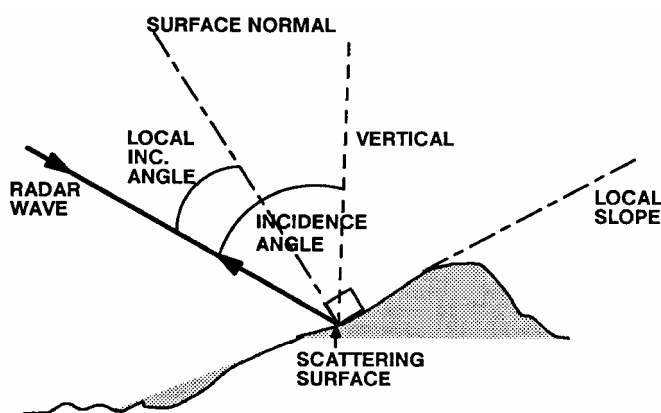


Abb. 2.10: Einfallswinkelgeometrie des Radarstrahls (aus SCHREIER 1993, S. 113).

Die Einfallswinkelgeometrie des Radarstrahls bestimmt in Verbindung mit der Neigung der Geländeoberfläche zur Antenne das Maß der Reflexion und somit die Grautonwiedergabe im Radarbild (s. Abb. 2.11).

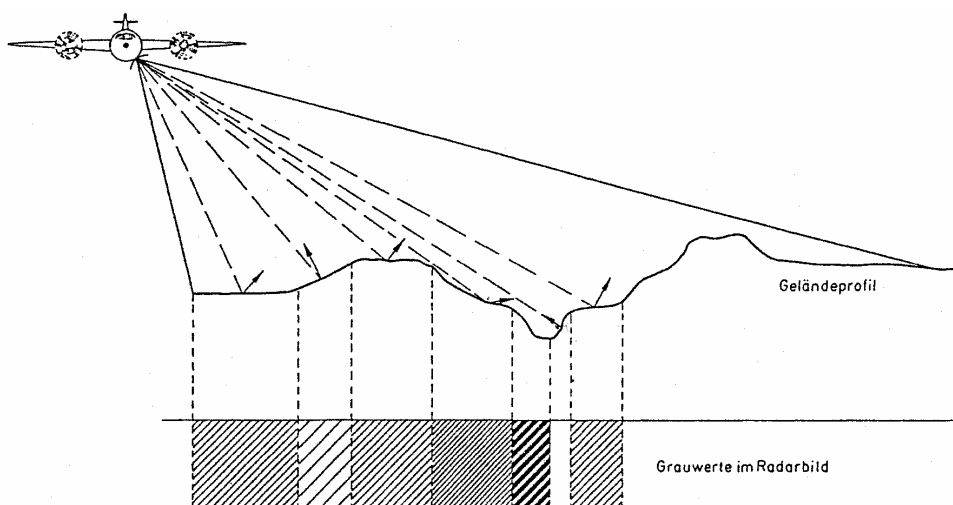


Abb. 2.11: Grautonwiedergabe im Radarbild in Abhängigkeit von (lokalem) Einfallswinkel, Hangorientierung und Hangneigung (aus KRONBERG 1985, S. 148).

2.4.2 Parameter der Geländeoberfläche

Die *Oberflächenrauigkeit* ist ein von Wellenlänge und Einfallswinkel der Radarstrahlung abhängiges *relatives* Maß und hat großen Einfluß auf die Reflexionscharakteristik einer Fläche. Gemäß dem *Rayleigh-Kriterium* gilt eine Oberfläche als

„rau“, wenn $h > \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$ bzw. als „glatt“, wenn $h < \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$.

Hierbei ist h die mittlere Höhe der Oberflächenvariationen, λ die Wellenlänge und θ der Einfallswinkel. Eine Oberfläche kann also als „rau“ bezeichnet werden, wenn ihre Oberflächenstruktur vergleichbare Dimensionen bezüglich der einfallenden Wellenlänge hat (FAO 1993, S. 9). An rauen Oberflächen wird die Strahlung in alle Richtungen reflektiert (diffuse Reflexion). „Der Idealfall der diffus reflektierenden Oberfläche ist die *Lambertsche Fläche*, die richtungsunabhängig reflektiert und darum stets aus allen Richtungen gleich hell erscheint“ (ALBERTZ 1991, S. 18). Glatte Oberflächen wirken als spiegelnder Reflektor, das heißt der Einfallswinkel ist gleich dem Reflexionswinkel. Demzufolge kehrt zum System kein Signal zurück, so daß spiegelnde Flächen im Radarbild dunkel erscheinen. Am häufigsten findet an den in der Natur vorkommenden Oberflächen jedoch gemischte Reflexion statt, das heißt die auftreffende Strahlung wird zwar in alle Richtungen reflektiert, jedoch ungleich stark (s. Abb. 2.12).

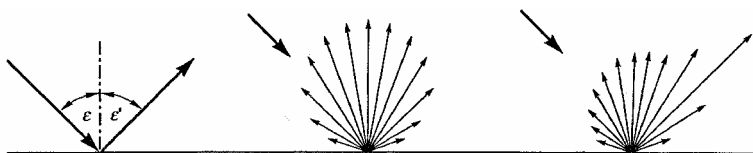


Abb. 2.12: Verschiedene Arten der Reflexion an einer Oberfläche. Links: Spiegelnde Reflexion; Mitte: Diffuse Reflexion (*Lambertsche Fläche*); Rechts: Gemischte Reflexion (aus ALBERTZ 1991, S. 18).

Eine Besonderheit der Radar-Aufnahme stellen die sogenannten *Rückstrahl-Effekte* (engl.: double-bounce) dar, die dann in Erscheinung treten, wenn benachbarte horizontale und vertikale Flächen in Richtung Sensor orientiert sind und die Mikrowellenstrahlung spiegelnd reflektieren (s. Abb. 2.13). Im Bild entsteht dann ein heller, überstrahlter Fleck (ALBERTZ 1991, S. 57). Auf diesen Rückstrahl-Effekten beruht die Verwendung sogenannter (engl.) corner reflectors.

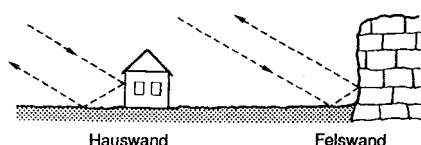


Abb. 2.13: Rückstrahl-Effekt bei Mikrowellenstrahlung (aus ALBERTZ 1991, S. 57).

Die *dielektrischen Eigenschaften* der Materialien haben großen Einfluß auf das Reflexionsvermögen. Die Dielektrizitätskonstante dient als „Maß für die Verschiebung von Ladung in einer Substanz bei der Einwirkung von elektrischen Feldern“ (SAURER et al. 1998, S. 73) und ist hochgradig vom Feuchtigkeitsgehalt des jeweiligen Materials abhängig. Materialien mit hoher Dielektrizitätskonstante (z. B. Wasser) reflektieren stark, so daß die Strahlung nur wenig eindringt. Bei Materialien mit niedriger Dielektrizitätskonstante (z. B. trockenen Alluvium) ist das Reflexionsvermögen gering und die Strahlung dringt tiefer ein. Demzufolge ist die Eindringtiefe elektromagnetischer Wellen eine inverse Funktion des Feuchtigkeitsgehalts (FAO 1993, S. 10).

2.4.3 Radiometrie und Bildgeometrie

Das Aufnahmeprinzip des abbildenden Radars führt im Radarbild zu bestimmten Charakteristika, die im Zusammenhang mit der Radiometrie oder der Bildgeometrie stehen. Diese Charakteristika wirken sich negativ auf die Interpretierbarkeit von Radarbildern aus:

Speckle

Bei der Betrachtung eines Radarbildes fällt auf, daß selbst bei der Abbildung homogener Objekt-Oberflächen eine störende, inhomogene, kleinflächige Graustufenvariation auftritt, die zu einer körnigen Bildstruktur führt („Salz und Pfeffer-Muster“; engl.: speckle). Der Speckle resultiert aus der kohärenten Reflexion zahlreicher Streuzentren innerhalb der Auflösungszelle. Dieser Effekt kann die Gesamtreflexion sowohl verstärken (konstruktive Interferenz) als auch abschwächen (destruktive Interferenz). Der Beitrag des Speckle zur Radiometrie besteht folglich darin, daß eng benachbarte Objekte im Radarbild unterschiedliche Helligkeiten hervorbringen können. Speckle ist ein systembedingtes Phänomen, das nicht mit der oberflächenbedingten Textur verwechselt werden darf (ALBERTZ 1991, S. 59; FAO 1993, S. 22; MASSONNET 1997, S. 58). Der Speckle in SAR-Bildern kann durch zwei Methoden reduziert werden: Zum einen durch „SAR Image Multi-Look“-Prozessierung während der Korrelation und zum anderen durch Filterung nach der Korrelation (HOLECZ 1993, S. 302 f.). Bei der „SAR Image Multi-Look“-Prozessierung werden aus separaten Beobachtungswinkeln der synthetischen Apertur mehrere voneinander unabhängige Radarbilder prozessiert. Diese sogenannten „Looks“ werden gemittelt, um die durch Speckle hervorgerufenen Graustufenvariationen zu reduzieren. Bei n nicht-überlappenden Beobachtungswinkeln wird die Speckle-Varianz um den Faktor n reduziert. Gleichfalls wird jedoch auch die räumliche Auflösung um den Faktor n herabgesetzt, so daß zwischen der gewünschten Auflösung und einem akzeptablen Speckle ein Kompromiß gefunden werden muß (FAO 1993, S. 22). Durch die Verwendung

adaptiver *SAR-Filter* wird unter Inbetrachtziehung eines lokalen Maßes der Heterogenität einer Radaraufnahme der Speckle geglättet. Informationen der Radiometrie und der Textur bleiben erhalten (FAO 1993, S. 22 f.).

Foreshortening, Layover und Shadow

Die Bildgeometrie, das heißt die Schrägentfernungsdarstellung, ruft in Verbindung mit stark reliefiertem Gelände für das Radar charakteristische geometrische Effekte (s. u. und Abb. 2.14) hervor, die zu Verzerrungen und Abbildungsfehlern des Geländes im Radarbild führen und somit die Interpretation erschweren.

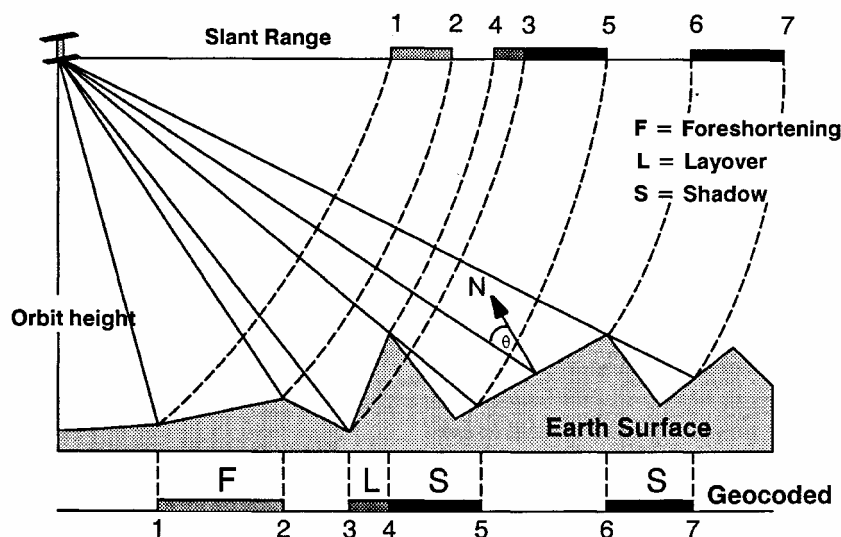


Abb. 2.14: Geometrische Effekte in SAR-Bildern (aus SCHREIER 1993, S. 117).

Das Aufnahmesystem mißt die Laufzeiten der Radarsignale. Die zeitliche Verzögerung zwischen den Radarechos der Punkte 1 und 2 in Abbildung 2.14 bestimmt die Größe des abgebildeten Geländes im Radarbild. Da diese zeitliche Verzögerung jedoch „eine Funktion der jeweiligen radialen Entfernung zwischen Antenne und Geländeobjekt“ (KRONBERG 1985, S. 156) ist, wird der der Antenne zugeneigte Hang $1/2$ im Radarbild verkürzt abgebildet (sogenannter Foreshortening-Effekt). *Foreshortening* ist ein dominierender Effekt in SAR-Bildern gebirgiger Regionen. Die betroffenen Gebiete erscheinen im Radarbild aufgrund des geringen lokalen Einfallswinkels und der höheren Energie auf kleinerer Fläche als an den Gebirgen hell angrenzende Ränder.

Der *Layover*-Effekt ist ein Extremfall des Foreshortening-Effekts und tritt in Erscheinung, wenn die Schrägentfernung zur Bergspitze kleiner ist als zum Bergfuß (Steilhang; siehe Hang 3/4 in Abbildung 2.14). Folglich wird die Bergspitze vor dem Bergfuß abgebildet.

Der Layover-Effekt bewirkt im Radarbild also eine Anordnung der Elemente, die umgekehrt zur Anordnung an der Erdoberfläche ist. Layover-Flächen erscheinen im Radarbild ebenfalls sehr hell.

Ist die Neigung eines der Antenne abgeneigten Hanges steiler als der Einfallswinkel des Radarstrahls, so empfängt diese Geländefläche keine Energieimpulse. Folglich findet keine Reflexion statt und es erscheint eine schwarze Tönung im Radarbild (sogenannter Radarschatten; engl.: *shadow*). Die Größe des Radarschattens nimmt bei Objekten gleicher Höhe vom Nah- zum Fernbereich zu (s. Abb. 2.15).

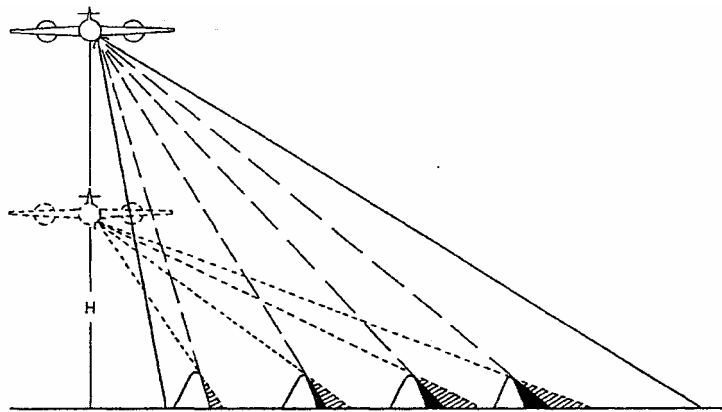


Abb. 2.15: Radarschatten als Funktion der Aufnahmehöhe bzw. des Einfallswinkels
(aus KRONBERG 1985, S. 165).

Bevor Radarbilder in der Schrägentfernungsdarstellung kartographisch interpretiert werden, müssen sie durch geometrische Transformation in ein geodätisches Bezugssystem gebracht werden und eine Kartenprojektion zugewiesen bekommen. Diesen Vorgang der Entzerrung bezeichnet man als Geokodierung. Ausführlich beschrieben wird die Geokodierung von SAR-Bildern z. B. in ROTH et al. (1993) und SCHREIER (1993).

3 DIE SATELLITEN ERS-1 UND ERS-2

Am 17. Juli 1991 startete der erste europäische Fernerkundungssatellit ERS-1 mit den Anwendungsschwerpunkten Ozeanographie, Polareisforschung und Meteorologie. Um die Kontinuität des Datenflusses zu gewährleisten, startete am 20. April 1995 die Nachfolgemission ERS-2. Da ERS-1 gegen Ende seiner ursprünglich geplanten Lebensdauer immer noch störungsfrei arbeitete, entstand die Idee der Tandem-Mission. Bei dieser Mission wurden die Umlaufbahn-Parameter so gewählt, daß ERS-1 und ERS-2 fast dasselbe Gebiet in einem Abstand von 24 Stunden überflogen. Daraus ergab sich die einzigartige Gelegenheit, Veränderungen über eine sehr kurze Zeitspanne mit Hilfe des Interferometrie-Prinzips (siehe ÖTTL 1997) zu beobachten. Bis zur Einstellung des Betriebes von ERS-1 im März 2000 wurden mehrere Tandem-Missionen durchgeführt.

Die ERS-Satelliten befinden sich in fast polarem, sonnensynchronem Umlauf um die Erde mit einer mittleren Flughöhe von 785 km. Eine Erdumkreisung dauert 100 Minuten, die Wiederholungsrate beträgt 35 Tage. Tabelle 3.1 zeigt eine Auswahl weiterer Systemparameter der ERS-Satelliten.

Tab. 3.1: Systemparameter ERS-Satelliten (Auswahl).

abbildendes Radarprinzip	SAR
Antennengröße	10 m x 1 m
Wellenlänge	5,6 cm (C-Band)
Polarisation	VV
Inklinationswinkel	98,5°
Einfallswinkel in der Mitte des Aufnahmestreifens	23°
Breite des Aufnahmestreifens	100 km
Lage des Aufnahmestreifens	rechts der Umlaufbahn
räumliche Auflösung (SLC-Produkt) in Azimut-/ Blickrichtung	3,9 m/ 7,9 m
Bildgröße (GEC-Produkt)	100 km x 100 km

3.1 Instrumente

An Bord der ERS-Satelliten befinden sich folgende Instrumente (ESA 1993, S. 4 ff.):

Active Microwave Instrument (AMI): Das AMI besteht aus den separaten Radarsystemen SAR (Image Mode oder Wave Mode) und Wind Scatterometer (Wind Mode). Der Image Mode liefert hochdetaillierte Bilder der Oberfläche. Die Kombination aus Wave Mode und

Wind Mode mißt Windgeschwindigkeit und -richtung an der Meeresoberfläche und liefert Informationen über Richtung und Form der Meereswellen.

Radar Altimeter (RA): Das RA mißt die Höhen von Meeres- und Eisoberflächen aus deren Radarechos (Ocean bzw. Ice Mode).

Along-Track Scanning Radiometer (ATSR ERS-1/ ATSR ERS-2): Das ATSR setzt sich aus zwei Bestandteilen zusammen: Das Infrarad-Radiometer (IRR) mißt Temperaturen der Meeres- und Wolkenoberfläche, der (passive) Microwave Sounder (MS) mißt den Gesamt-Wassergehalt der Atmosphäre.

Precise Range And Range-Rate Equipment (PRARE): Das PRARE liefert Messungen zur Orbit-Bestimmung und für geodätische Anwendungen (bei ERS-1 frühzeitig defekt!).

Laser Retroreflector: Dieses Instrument ermöglicht Messungen zur genauen Bestimmung der Satellitenhöhe.

Global Ozone Monitoring Experiment (GOME, nur ERS-2): GOME dient der Untersuchung der Solarstrahlung.

3.2 SAR-Bildprodukte

Für diese Arbeit ist ausschließlich der Image Mode des AMI von Bedeutung. Der durch das SAR-Aufnahmeprinzip bedingte gewaltige Datenstrom an Radarechos wird in den ERS-Satelliten „vorverarbeitet, komprimiert und annähernd zeitgleich mit einer Übertragungsrate von 105 Mbit/ s an eine Bodenstation gesendet“ (SAURER, H. et al. 1998, S. 72), da die Datenmenge zu groß ist, um an Bord der Satelliten gespeichert zu werden. Die Radardaten werden auf Magnetbändern aufgezeichnet, während gleichzeitig sogenannte Quicklooks mit geringer Auflösung zur Kontrolle erstellt werden. Diese aufgezeichneten Rohdaten (*SAR Annotated Raw Data*) werden mittels der operationellen Prozessierungskette des DFD am DLR in Oberpfaffenhofen zu Bildprodukten unterschiedlicher Geometrie und räumlicher Auflösung weiterverarbeitet. Die anschließende Beschreibung dieser Bildprodukte orientiert sich an ESA 1993, S. 15 ff.:

SAR Single Look Complex Image (SLC): Bei diesem nicht speckle-reduzierten Produkt liegen die SAR-Daten in komplexer Form und in der SAR-typischen Schrägentfernungsprojektion vor. Aus letzterem resultiert, daß die Bildpunkte (Pixel) in Azimut- und Blickrichtung unterschiedliche Seitenlängen aufweisen. Im Gegensatz zu den

nachfolgenden Produkten enthalten die SLCs neben der Amplituden- auch die Phaseninformation des SAR-Signals und eignen sich somit für die Interferometrie. Denn die Phaseninformation „ist die grundlegende Meßgröße in der interferometrischen Datenbearbeitung“ (SCHWÄBISCH 1995, S. 21).

SAR Precision Image (PRI): Das PRI ist ein speckle-reduziertes (drei „Looks“) Amplitudenbild in Bodenentfernungs-Darstellung. Die Seitenlänge der Pixel beträgt in Azimut- und Blickrichtung 12,5 m.

SAR Geocoded Ellipsoid Corrected (GEC): Zu den Verarbeitungsschritten des PRI kommt beim GEC die Geokodierung hinzu, das heißt die SAR-Daten werden zum einen in ein geodätisches Bezugssystem gebracht (WGS 84) und zum anderen wird ihnen eine Kartenprojektion zugewiesen (UTM für geographische Breiten zwischen -70° und $+70^{\circ}$, UPS für die Polregionen). Die Lagegenauigkeit eines jeden Pixels ist in diesem Produkt im flachen Gelände besser als 100 m, vermindert sich aber mit zunehmender Reliefierung.

SAR Geocoded Terrain Corrected (GTC): Die bisher genannten Bildprodukte enthalten reliefbedingte Verzerrungen, die während der Prozessierung zum GTC unter Verwendung eines digitalen Höhenmodells korrigiert werden, so daß das GTC das „highest level SAR image product“ (ESA 1993, S. 26) ist. Die Lagegenauigkeit der Pixel ist im GTC besser als 50 m.

4 GRUNDLAGEN DER GLETSCHERKUNDE

4.1 Gletscherdefinition

Ein Gletscher ist eine natürliche Masse aus körnigem Firn und Eis. Die Gletscherentstehung geht vom Nährgebiet (auch: Akkumulationsgebiet) aus, in dem im Jahr mehr Schnee fällt als abgeschmolzen werden kann. Diese Schneeanammlung wandelt sich durch Metamorphose in Eis um und fließt in dieser Form ins Zehrgebiet (auch: Ablationsgebiet) unterhalb der Schneegrenze, wo sie abgeschmolzen werden kann. Gletschereis kann Anteile von Gesteinsmaterial (Innenmoräne) sowie in kleineren Mengen Gaseinschlüsse und organische Substanz enthalten. Aufgrund ihrer Fließbewegung stellen Gletscher ein wichtiges geomorphologisches Agens dar.

4.2 Massenhaushalt von Gletschern

Der Massenhaushalt von Gletschern bilanziert die Änderungen der Eismassen in Raum und Zeit. Daher bildet die Untersuchung des Massenhaushaltes eine wichtige Grundlage im Zusammenhang zwischen Klimaänderung und Gletschervorstoß bzw. Gletscherrückzug. Der Massenhaushalt eines Gletschers setzt sich zusammen aus positiven Beiträgen in Form von Akkumulation und negativen Beiträgen in Form von Ablation. Als *Akkumulation* werden alle Vorgänge gewertet, die dem Gletscher Material zuführen: Schneefall, Lawinenablagerungen, Treibschneesedimentation, Reifbildung und Wiedergefrieren von Schmelzwasser. Unter *Ablation* versteht man alle Prozesse, durch die Schnee- und Eisverlust an Gletschern eintritt: Schmelzen, Verdunstung und Kalbung. Die Akkumulation geht stets positiv in die Haushaltsgleichung ein, die Ablation stets negativ. Als Einheit dient das sogenannte

$$\text{Wasseräquivalent} = \text{Eis/ Firnvolumen} \div \text{Gletschergrundfläche} \times \text{Eis/ Firndichte}$$

(gemessen in mm oder cm).

Die *Nettobilanz* eines Gletschers ist die globale Massenbilanz am Ende eines Bilanzjahres (z. B. der Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Minima im Massenhaushalt). Die globale Massenbilanz setzt sich aus den lokalen Massenbilanzen zusammen. Dort, wo die lokale Nettobilanz größer Null ist, ist *Akkumulationsgebiet*. Dort, wo die lokale Nettobilanz negativ ist, ist *Ablationsgebiet*. Beide Gebiete werden durch die *Gleichgewichtslinie* (engl.: equilibrium line) getrennt (s. Abb. 4.1).

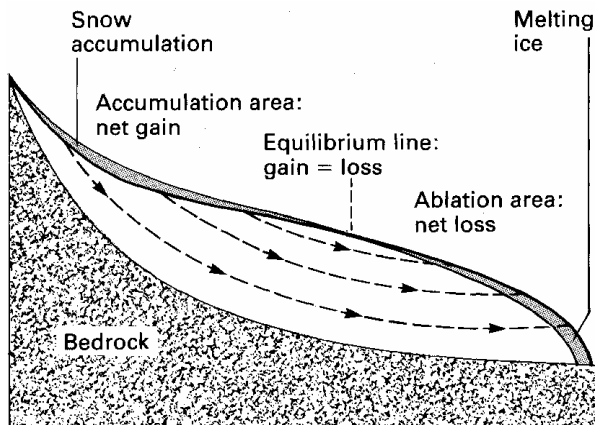


Abb. 4.1: Akkumulations- und Ablationsgebiet (aus HAMBREY/ALEAN 1994, S. 28).

Klimaschwankungen verursachen Variationen der Akkumulations- und Ablationsmenge, die sich in einer primären Änderung der Eisdicke niederschlagen. Diese führt zu Veränderungen des Gletscherflusses, welche rückkoppelnd die Eisdicke und die Oberflächengestalt immer weiter verändern. Als Endergebnis ergibt sich eine neue Gleichgewichtsgestalt des Gletschers mit einer veränderten Position des Gletscherendes (auch: Terminus). Das Erreichen dieser Gleichgewichtsgestalt nach Störung der Nettobilanz dauert jedoch viele Jahre, so daß ein Gletscher vorstoßen oder sich zurückziehen kann, selbst wenn die Nettobilanz für das gegenwärtige Jahr gleich Null ist. Ist die Nettobilanz über mehrere Jahre gleich Null, so bleibt die geometrische Form des Gletschers konstant. Der Gletscher befindet sich im sog. stationären Zustand (engl.: steady state).

Die bisherigen Ausführungen über den Massenhaushalt gelten für Gletscher der niederen und mittleren Breiten und lassen sich nicht uneingeschränkt auf die Polargebiete übertragen. Der Antarktische Eisschild, der größte Teil des Grönländischen Eisschildes und große Gebiete anderer arktischer Gletscher liegen oberhalb der Abflußlinie (engl.: run-off line). Diese Linie stellt das höchste Niveau dar, an dem überhaupt noch Ablation stattfindet. Auch gibt es keine Sommersaison im Sinne einer starken Schmelzperiode. Der Gletscher nimmt kontinuierlich an Masse zu. Massenverluste erfolgen durch Kalbung (Abgabe von Eisbergen in das Meer) und Bodenschmelzen (Schmelzen an der Unterseite von im Meer aufschwimmenden Gletscherenden). Schmelzen an der Oberfläche und Verdunstung finden nicht statt oder spielen eine nur untergeordnete Rolle. Die Bestimmung des Massenhaushaltes der Eisschilde ist besonders wichtig, da große Änderungen ihrer Ausmaße sich global auf Klima und Meeresspiegel auswirken. Bei den meisten Eisschilden sagen die heutigen Beobachtungen jedoch nichts über das derzeitige Gleichgewicht aus, da sich diese Eisschilde immer noch auf Massenhaushaltsänderungen einstellen, die vor hunderten oder tausenden von Jahren erfolgt sind (WILHELM 1975, S. 197-208; SHARP 1992, S. 5-17; HAMBREY/ALEAN 1994, S. 23-29; PATERSON 1994, S. 26-52).

4.3 Transformation von Schnee zu Gletschereis

Aus mehrjährigen Schneeablagerungen entsteht über der Schneegrenze durch den Vorgang der Schneemetamorphose Gletschereis. Die Art und die Dauer der Schneemetamorphose sind temperaturabhängig: In gemäßigten Regionen, wo sich Schmelzperioden mit Perioden des Wiedergefrierens nassen Schnees abwechseln, entsteht Gletschereis wesentlich schneller als in sehr kalten Regionen, wo die Temperaturen das ganze Jahr über deutlich unter dem Gefrierpunkt bleiben. Folglich unterscheiden sich die Transformationsmechanismen, so daß Gletscher und sogar Zonen desselben Gletschers bezüglich ihrer vorkommenden Schmelzmenge in verschiedene Kategorien unterteilt werden müssen.

AHLMANN (1935) unterscheidet auf Grundlage der Eistemperatur und des oberflächlichen Schmelzens drei Gletschertypen: *temperiert* mit perennierendem, *subpolar* mit nur im Sommer vorhandenem und *hochpolar* mit gänzlich fehlendem Schmelzen an der Oberfläche. Da jedoch nur sehr wenige Gletscher einem einzigen Typ entsprechen, unterteilt BENSON (1961) das Akkumulationsgebiet in Zonen (s. Abb. 4.2):

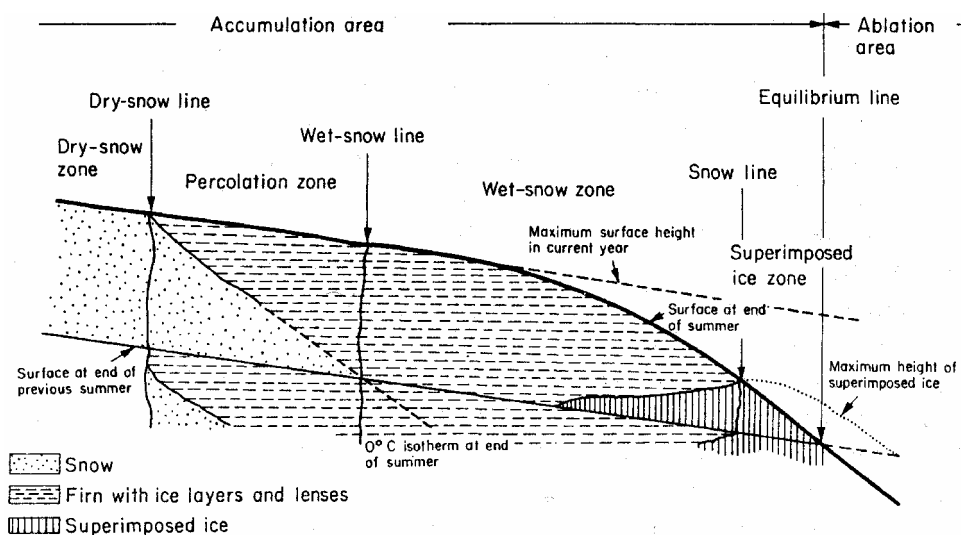


Abb. 4.2: Zonen im Akkumulationsgebiet nach BENSON (1961; aus PATERSON 1994, S. 10).

In der *Trockenschneezone* tritt selbst im Sommer kein Schmelzen auf. Sie wird durch die Trockenschneelinie begrenzt. In der *Perkolationszone* findet Schmelzen in geringem Maße an der Oberfläche einer Jahresschicht statt. Das Wasser kann eine bestimmte Distanz im Schnee bei Temperaturen unter 0°C sickern, bevor es jedoch innerhalb der gleichen noch kalten Schicht wiedergefriert. Dabei bilden sich Eislinen und vertikale Eisdrüsen (engl.: ice glands). An der Naßschneelinie geht die Perkolationszone in die *Naßschneezone* über. Hier wird innerhalb der Gesamtmächtigkeit der obersten Jahresschicht Druckschmelztemperatur erreicht, so daß das Sickerwasser in tiefere Horizonte eindringt und dort erst wieder gefriert. Die Transformation des Schnees erfolgt unter diesen Verhältnissen wesentlich rascher bei gleichzeitig stärkerem Firnkornwachstum. Im unteren Teil der

Naßschneezone wird der Schmelzwasseranteil so stark, daß sich die einzelnen Eislinen zu einer zusammenhängenden, aus Schmelzwasser gebildeten Eismasse verbinden (engl.: *superimposed ice*). Die *Schmelzwassereis-Zone* befindet sich im Bereich zwischen Schneegrenze und Gleichgewichtslinie, wo das *superimposed ice* die Oberfläche bildet. Unter der Gleichgewichtslinie befindet sich das *Ablationsgebiet*, in dem der Gletscher, über das Jahr gesehen, einen Eismassen-Nettoverlust aufweist.

Nach BENSON (1961) und MÜLLER (1962) tritt in Gebieten mit einem Mittel der Lufttemperatur von -25°C oder niedriger ausschließlich trockener Schnee auf. Folglich existieren Trockenschneezonen in weiten Teilen der Antarktis und Grönlands und nahe den Gipfeln der höchsten Gebirge Alaskas und des Yukon-Territoriums. Nur in diesen Gebieten kann die gesamte Abfolge der Zonen in sogenannten *kalten Gletschern*, das heißt die Temperatur ist unter dem Druckschmelzpunkt, vorgefunden werden. In den sogenannten *temperierten Gletschern* der niederen und mittleren Breiten weisen die Eismassen - abgesehen von einem oberflächennahen Bereich von etwa 10 m, in dem die Temperatur für den Teil eines Jahres unter 0°C ist - durchweg Temperaturen auf, die dem Druckschmelzpunkt des Eises entsprechen. Aufgrund dessen können temperierte Gletscher keine Perkolationszone haben, sondern bestehen nur aus Naßschneezone und Ablationsgebiet.

Die Transformation von Schnee zu Gletschereis (s. Abb. 4.3) vollzieht sich ohne Schmelzwasser anders als mit Schmelzwasserbeteiligung: Während der Schneemetamorphose in der Trockenschneezone erfolgt durch Sublimation eine Materialumformung der hexagonalen Neuschneekristalle zu Firnkörnern und der Übergang von einer kubischen in eine mehr rhomboedrische Anordnung der Firnkörner. Diesen Vorgang bezeichnet man als *Setzen* der Schneedecke. Die weitere Verdichtung der Schneedecke erfolgt durch *Sinterung*, wobei unter Dominanz der Sublimation zwischen den einzelnen Firnkörnern Eisbrücken gebildet werden. Mit zunehmender Dichte verringert sich als Folge des abnehmenden Luftraumes die Bedeutung der Sublimation und an ihre Stelle treten Rekristallisationsvorgänge. Dabei werden Bewegungen der Eismoleküle sowohl an der Oberfläche (Oberflächendiffusion) als auch innerhalb von Eisschichten (Volumendiffusion) und, über gerichteten Druck, interne Gleitvorgänge wirksam. Durch diese Materialwanderung verdichtet sich das Schneesediment weiter und wird bei einer Dichte von 830 kg/m^3 luftundurchlässig. Das entstandene Firneis ist zunächst weiß und wird durch weitere Rekristallisation zu durchsichtigem Gletschereis. Lufteinschlüsse sind noch in wechselndem Maße vorhanden.

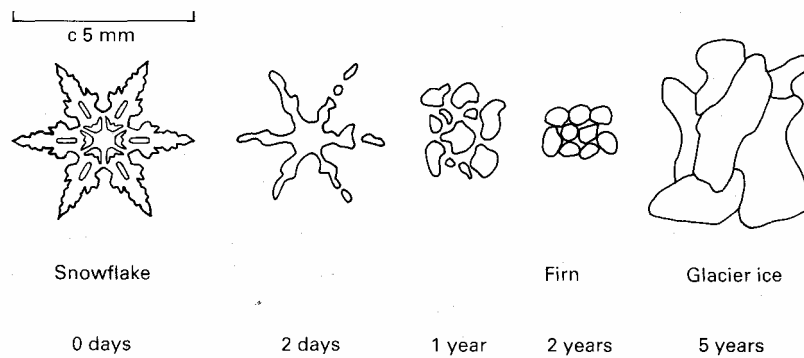


Abb. 4.3: Stadien während der Transformation von Schnee zu Gletschereis (verändert nach HAMBREY/ALEAN 1994, S. 25).

Da sich die Schneemetamorphose in der Trockenschneezone allein durch Sublimation und Oberflächen-/ Volumendiffusion vollzieht, ist die Transformation als langsam zu bezeichnen. Der Firn bleibt feinkörnig, da Schmelzprozesse fehlen. Ist Schmelzwasser an der Schneemetamorphose beteiligt, so erhöht dies die Rundungsraten der Firnkörner. Durch Regelation, das heißt Schmelzen und Wiedergefrieren als Folge von Druckänderungen, bilden die Firnkörner Cluster, so daß die Verdichtung beschleunigt wird. Die Transformation von Schnee zu Gletschereis erfolgt in der Naßschneezone folglich wesentlich schneller und in geringerer Tiefe (s. Abb. 4.4; WILHELM 1975, S. 30-38, S. 135-137; PATERSON 1994, S. 8-25).

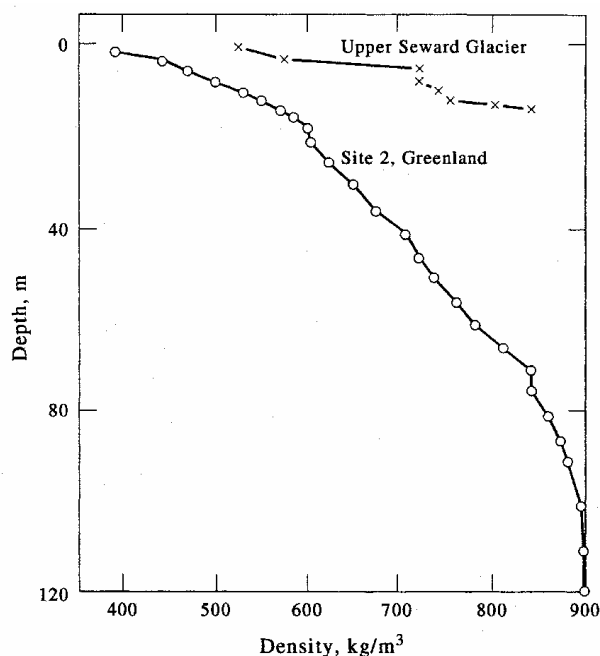


Abb. 4.4: Veränderung der Firndichte mit der Tiefe in einem temperierten Gletscher bzw. im Grönländischen Eisschild (aus PATERSON 1994, S. 13).

4.4 Struktur und Deformation des Gletschereises

Gletschereis besteht aus einem Aggregat von Eiskristallen unterschiedlicher Form und Größe und ohne erkennbare regelmäßige räumliche Anordnung der Eiskristalle. Letzteres resultiert daraus, daß bereits die Firnkörner eine Zufallsverteilung aufweisen. Die Kenntnis der Struktur des Gletschereises dient als Grundlage für das Verständnis der Gletscherbewegung (s. Kap. 4.5).

Aufgrund des Molekülbaus des Wassers kristallisiert Eis in hexagonaler Form. Aus der Röntgenanalyse des Eiskristalls geht hervor, daß die Sauerstoffatome in regelmäßigen Sechsecken angeordnet sind. Die Atome befinden sich allerdings nicht in einer Ebene, sondern treten alternierend in zwei Lagen mit einem Abstand von 0,0923 nm auf. Zwischen benachbarten Schichten beträgt der Basisabstand 0,276 nm, die Atome sind spiegelbildlich angeordnet (s. Abb. 4.5).

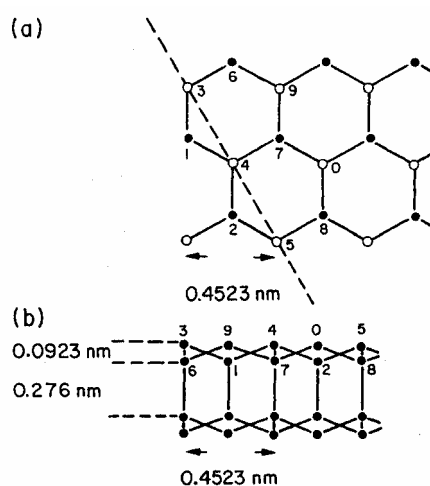


Abb. 4.5: Struktur eines Eiskristalls im Grundriß (a) und im Aufsicht (b). Die Kreise stellen Sauerstoffatome dar (aus PATERSON 1994, S. 80).

Ein *Eiskristall* hat bezüglich der Deformation zwei wichtige Merkmale: Zum einen verursacht selbst ein sehr niedriger Druck eine Deformation und zum anderen findet die Deformation entlang separater Gleitflächen statt, die parallel zu den Ebenen der Sauerstoffatome sind. Die Deformation beinhaltet sowohl die Bewegung von sogenannten Dislokationen innerhalb des Kristalls als auch die Schaffung zusätzlicher Dislokationen. Die Dislokationen werden durch Druck hervorgerufen und stellen lineare Defekte in der Kristallstruktur dar. Bei der Deformation *polykristallinen Eises* kommt zur Bewegung der Dislokationen innerhalb der Kristalle die Bewegung der Kristalle relativ zueinander hinzu. Auch Kristallwachstum, Migration der Kristallgrenzen und dynamische Rekristallisation sind wichtige Prozesse, die zur Deformation polykristallinen Eises beitragen. Polykristalle verformen sich wesentlich langsamer als ein einzelnes Kristall, da die meisten Kristalle

nicht für das Gleiten in Richtung des angewandten Drucks ausgerichtet sind. Durch Rekristallisation bilden sich Kristalle mit einer geeigneteren Orientierung, so daß die Verformungsgeschwindigkeit zunimmt. Je höher der Druck ist, desto kleiner werden die Kristalle. Läßt der Druck nach, so erfolgt nach einiger Zeit durch erneute Rekristallisation eine Desorientierung der Kristalle bei gleichzeitigem Kristallwachstum.

Aus Laborversuchen an einzelnen Eiskristallen und polykristallinem Eis ist bekannt, daß Eis plastisch ist, das heißt „Eis erleidet bei mechanischer Beanspruchung eine nicht mehr rückgängige Veränderung seiner inneren Struktur“ (WILHELM 1975, S. 161). Desweiteren nimmt die Verformungsgeschwindigkeit (engl.: rate of response) mit wachsender Schubspannung (engl.: shear stress) zunächst langsam und ab einem Grenzwert K sehr rasch zu (siehe „C“ in Abbildung 4.6).

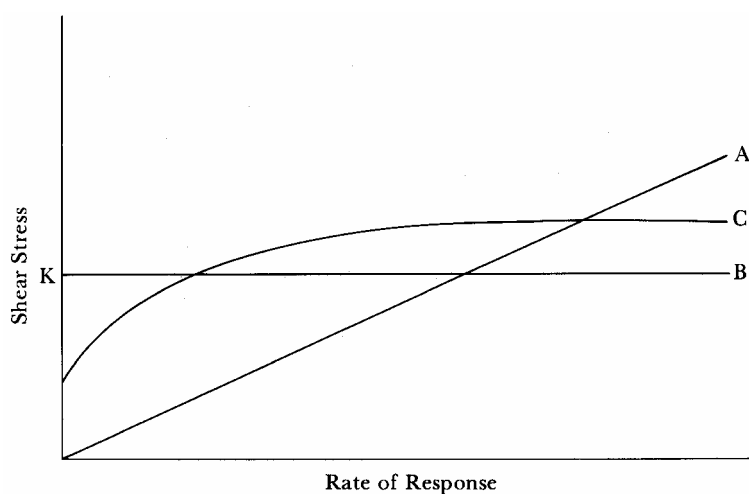


Abb. 4.6: Schubkraft-Verformungsgeschwindigkeits-Diagramm für eine Newtonsche viskose Flüssigkeit (A), eine perfekte plastische Substanz (B) und eine plastische Substanz (C; wie z. B. Eis) (aus SHARP 1992, S. 64).

Die Kurve in Abbildung 4.6 folgt dem Fließgesetz von polykristallinem Eis nach Glen. Es lautet

$$\frac{d\gamma}{dt} = k \tau^n.$$

Hierbei ist $\frac{d\gamma}{dt}$ die Verformungsgeschwindigkeit (γ = Formänderung, t = Zeit), k ein temperaturabhängiger Faktor und n ist eine materialabhängige Eiskonstante mit Werten zwischen 1,5 und 4,2 (PATERSON 1994, S. 85). Für die Newtonsche viskose Flüssigkeit ist $n = 1$. Abbildung 4.6 zeigt, daß zwischen dem Verhalten einer viskosen Flüssigkeit und Eis ein erheblicher Unterschied besteht. Aufgrund des temperaturabhängigen Faktors k gibt das Glensche Fließgesetz auch Auskunft über die Bewegung kalter und temperierter Gletscher: Die Fließfähigkeit kalter Gletscher ist wesentlich geringer als die temperierter (WILHELM 1975, S. 137-140, S. 159-161; SHARP 1992, S. 62-68; PATERSON 1994, S. 78-89).

4.5 Gletscherbewegung

4.5.1 Mechanismen der Gletscherbewegung

Überschreitet die Anhäufung des Gletschereises eine je nach Untergrundneigung variierende *kritische Eisdicke*, so setzt durch plastische Verformung des Eises Bewegung ein. Unterhalb der kritischen Eisdicke verhält sich das Eis dagegen spröde, so daß sie deshalb gleichzeitig der maximalen Tiefe von Gletscherspalten von etwa 30 m entspricht. Die Bewegungsrichtung folgt dem Gefälle der Gletscheroberfläche, das sich vom subglazialen Gefälle unterscheiden kann. Im allgemeinen nimmt die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung zu, wenn das Gefälle größer wird oder die Eismächtigkeit zunimmt. Die Gletscherbewegung setzt sich aus zwei Mechanismen zusammen: *Plastisches Fließen* als Form der internen Bewegung (engl.: internal flow) und *Sohlgleitung* an der Basis des Gletschers (engl.: basal sliding/ slip). Auf die Plastizität des Gletschereises wurde bereits in Kapitel 4.4 eingegangen. Hier ist von Bedeutung, daß sich unter dem großen Druck innerhalb des Gletschers der Gesamtbetrag der Bewegungen innerhalb und zwischen den Eiskristallen zu einer erheblichen Bewegung der geschlossenen Eismasse summiert.

Die Sohlgleitung *temperierter* Gletscher ist nach WEERTMAN (1957) eine Kombination aus Regelation und verstärktem plastischen Fließen. Regelation tritt an der Basis temperierter Gletscher an Hindernissen auf, die sich der Bewegung entgegenstellen. Oberhalb eines Hindernisses an der Gletschersohle ist der Druck erhöht, wodurch der Schmelzpunkt des Eises erniedrigt wird. Die daraus resultierende Druckverflüssigung bewirkt, daß Schmelzwasser über und um das Hindernis in Bereiche mit geringer Spannung fließt, wo es wieder gefriert. Damit die Regelation nicht zum Erliegen kommt, wird die beim Wiedergefrieren frei werdende latente Schmelzwärme durch Leitung durch das Hindernis wieder entgegen der Bewegung transportiert und ist oberhalb des Hindernisses erneut zum Schmelzen verfügbar (s. Abb. 4.7).

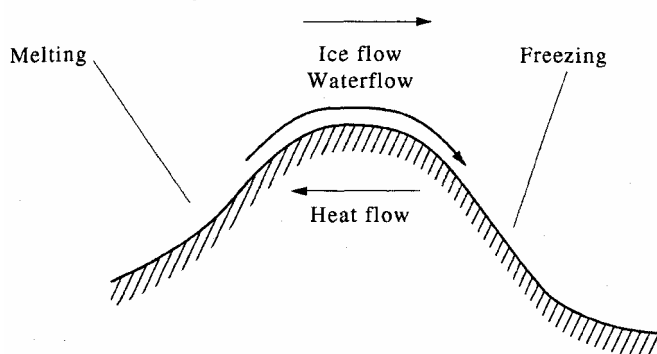


Abb. 4.7: Regelations-Mechanismus (verändert nach PATERSON 1994, S. 137).

Dieser Vorgang kann nur an kurzwelligen Hindernissen wirksam werden, da die Wärmeleitung bei langwelligeren Hindernissen (Längserstreckung von etwa einem Meter

oder mehr) vernachlässigbar klein ist. Das durch die Regelation entstandene Schmelzwasser bildet einen dünnen Wasserfilm zwischen Gletschereis und Untergrund, auf dem das darüberliegende Eis gleiten kann. Die von der Regelation betroffene Eisschicht bezeichnet man als Regelationsschicht. Der zweite Mechanismus ist verstärktes plastisches Fließen. In der Nähe eines Hindernisses ist die Scherspannung (engl.: longitudinal stress) im Eis größer als die durchschnittliche Scherspannung und entsprechend ist der Geschwindigkeitsgradient (engl.: strain rate) ebenfalls größer als der Durchschnitt. Außerdem ist die Eisgeschwindigkeit proportional zum Produkt aus Geschwindigkeitsgradient und Strecke. Je langweiliger das Hindernis, desto länger ist die Strecke, über die der Druck verstärkt wird und desto höher ist die Geschwindigkeit. Folglich ist dieser Mechanismus bei langweiligen Hindernissen wirkungsvoller als bei kurzweiligen (PATERSON 1994, S. 135-140). Abbildung 4.8 verdeutlicht die Auswirkung der Bewegungsmechanismen auf eine anfangs vertikal angebrachte Bohrstange in einem temperierten Gletscher: Der Vertikalschnitt parallel zur Fließrichtung zeigt die Bohrstange ein bis zwei Jahre später. Die gesamte Oberflächenbewegung AA' ist die Summe aus plastischem Fließen (internal flow) und Sohlgleitung (basal slip). Bei temperierten Gletschern trägt die Sohlgleitung oft deutlich mehr als die Hälfte zur Gletscherbewegung bei.

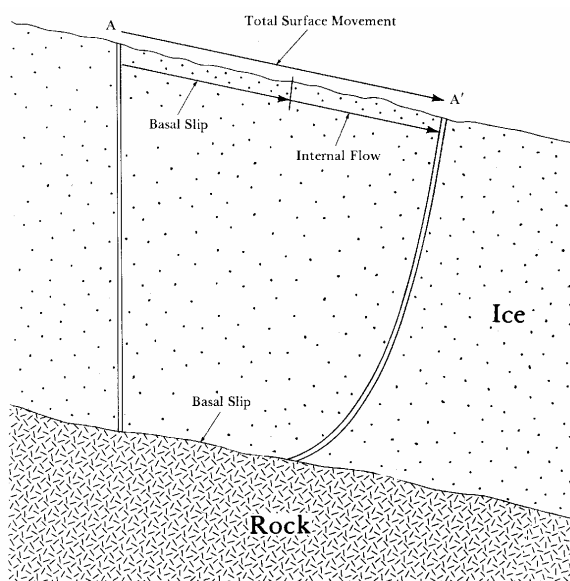


Abb. 4.8: Mechanismen der Gletscherbewegung (aus SHARP 1992, S. 55).

Bei kalten Gletschern ist die Sohlgleitung vernachlässigbar, da das Gletschereis am Untergrund festgefroren ist und sich nur durch Losbrechen von Gesteinsblöcken an der Basis bewegen kann. Der größte Teil der Bewegung erfolgt hier oberhalb der Sohle durch plastisches Fließen. Aus den aufgezeigten Vorgängen am Gletscheruntergrund wird deutlich, daß die Gletscherbewegung die Glazialerosion erklärt (siehe z. B. AHNERT 1996, S. 334-347).

4.5.2 Geschwindigkeitsverteilung

Im *Querprofil* eines Gletschers lassen sich grundsätzlich zwei Typen der Geschwindigkeitsverteilung erkennen: Die strömende/ laminare Bewegung und die Blockschollenbewegung (s. Abb. 4.9).

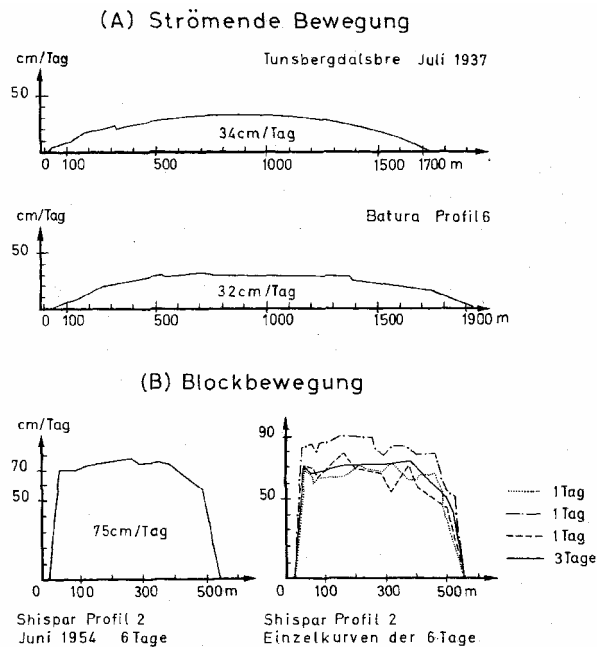


Abb. 4.9: Typen der Geschwindigkeitsverteilung im Querprofil (aus WILHELM 1975, S. 157).

Bei der *laminaren Bewegung* nimmt die Geschwindigkeit gegen die Gletschermitte zu und gegen den Gletscheruntergrund ab. Die Strömungslinien verlaufen parallel zueinander, so daß sich die Lagebeziehungen innerhalb eines Gletschers während des Bewegungsablaufs nicht ändern (s. Abb. 4.10). Die laminare Bewegung ist hier vereinfacht dargestellt, da sie die Quer- und Vertikalbewegungen der eigentlich dreidimensionalen Strömung der Gletscherbewegung nicht berücksichtigt.

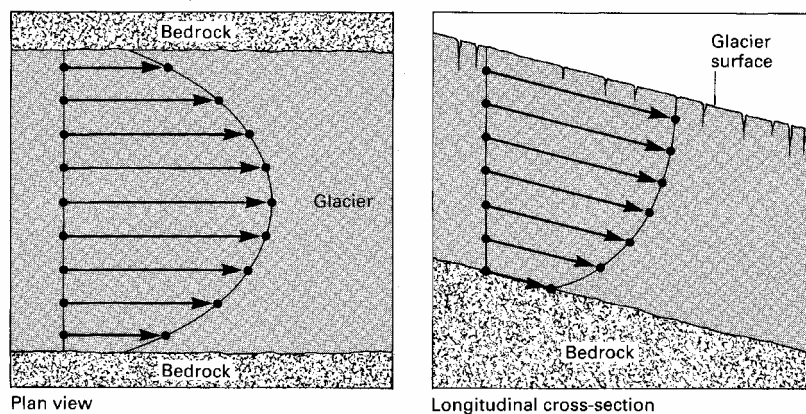


Abb. 4.10: Horizontale und vertikale Geschwindigkeitsänderung bei laminarer Bewegung (aus HAMBREY/ALEAN 1994, S. 56).

Bei der *Blockschollenbewegung* nimmt die Geschwindigkeit innerhalb einer schmalen Randzone abrupt auf Maximalwerte der Gletscherbewegung zu, die dann im gesamten Querschnitt bei kleinen Schwankungen erhalten bleibt. Auch in der Vertikalen ergeben sich keine größeren Änderungen der Bewegung. Gletscherzungen mit Blockschollenbewegung sind häufig von kräftigen Gletscherspalten zerrissen und ihre Oberfläche ist in zahlreiche Eistürme (frz.: séracs) aufgelöst. Blockschollenbewegung tritt gewöhnlich „bei gut ernährten Gletschern in Vorstoßphase“ (WILHELM 1975, S. 158) durch Gleitvorgänge am Gletscheruntergrund auf. Der Mechanismus der Blockschollenbewegung entspricht dem Prinzip der Sohlgleitung (s. Kap. 4.5.1). Der Unterschied ist lediglich, daß die Gleitgeschwindigkeit erst in der Nähe der Gletscherränder gegen Null geht. Die Querverteilung der Gleitgeschwindigkeit wird außer von der basalen Scherspannung auch vom Grundwasserspiegel im Gletscher bestimmt.

Die Entwicklung des Geschwindigkeitsverlaufs in einem *Gletscherlängsprofil* zeigt Abbildung 4.11: Wo der Untergrund steiler wird, nimmt die Geschwindigkeit zu. Der Gletscher wird gestreckt und dadurch dünner (engl.: extending flow). Flachet der Untergrund ab, so nimmt die Geschwindigkeit ebenfalls ab. Der Gletscher wird gestaucht und dadurch dicker (engl.: compressing flow). Als Größe zur Erfassung von Stauchung und Streckung dient der sogenannte Geschwindigkeitsgradient (engl.: longitudinal strain rate). Zu seiner Berechnung siehe z. B. PATERSON 1994, S. 253.

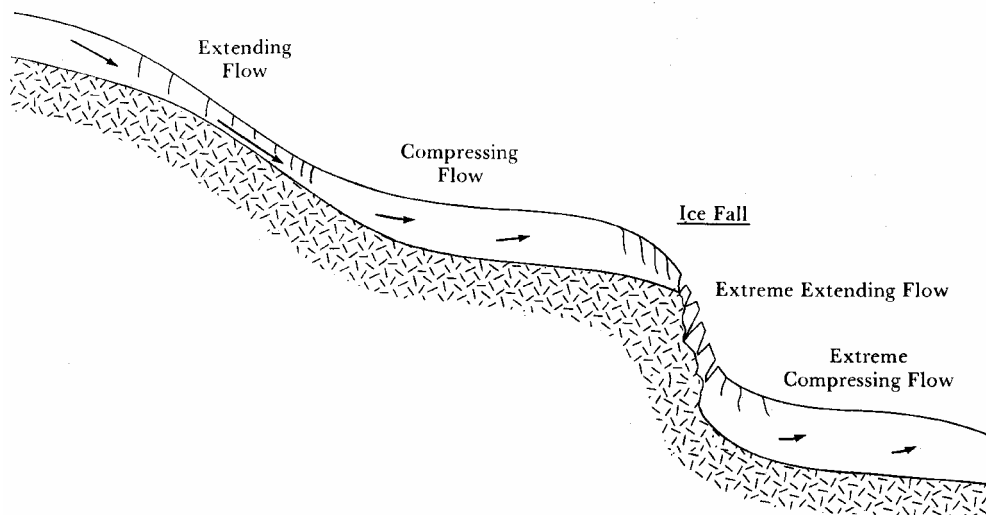


Abb. 4.11: Streckung und Stauchung im Gletscherlängsprofil (aus SHARP 1992, S. 60).

Unter Annahme eines vereinfachten Gletschermodells, das heißt annähernd gleiches Längsgefälle und stationärer Zustand, zeigt sich folgender Geschwindigkeitsverlauf im Längsprofil (s. Abb. 4.12): Bis zur Firnlinie nimmt die Geschwindigkeit zu. Ab der Firnlinie nimmt die Geschwindigkeit bis zum Gletscherende ab. Trotz Akkumulation oberhalb und Ablation unterhalb der Firnlinie ändert sich das Längsprofil eines Gletschers im stationären Zustand nicht, da Eis unter Berücksichtigung einer Vertikalkomponente

vom Nährgebiet zum Zehrgebiet fließt. Diese Vertikalkomponente der Bewegung ist im Nährgebiet gegen den Untergrund (Submergenzgeschwindigkeit) und im Zehrgebiet gegen die Gletscheroberfläche (Emergenzgeschwindigkeit) gerichtet. An der Firmlinie ist die Fließrichtung parallel zur Gletscheroberfläche. Verbindet man die Vektoren in Abbildung 4.12 zu einer kontinuierlichen Flußlinie, so wird deutlich, daß je höher der Schnee akkumuliert wird, desto näher tritt das daraus entstandene Gletschereis am Gletscherende aus. Die physikalische Grundlage der genannten Erscheinungen bildet die Kontinuitätsgleichung (siehe z. B. PATERSON 1994, S. 255 ff. und WILHELM 1975, S. 168 f.).

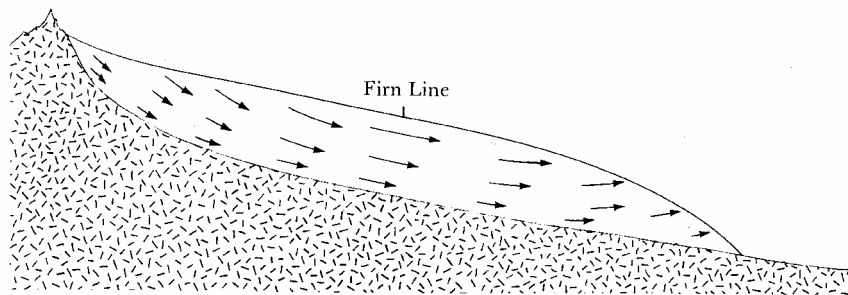


Abb. 4.12: Vereinfachtes Gletschermodell mit Geschwindigkeitsverlauf im Längsprofil. Die Vektoren geben Richtung und Ausmaß der Bewegung an (aus SHARP 1992, S. 59).

Eine andere Geschwindigkeitsverteilung im Gletscherlängsprofil zeigen sowohl Gletscher, die im Wasser enden, als auch Eisschilde und Schelfeise der Polargebiete: Die Eisgeschwindigkeiten nehmen zur Kalbungsfront hin zu. Auf dieses Phänomen wird in Kapitel 5.3.3 näher eingegangen.

Abschließend seien hier nur noch zwei Bewegungserscheinungen mit besonders hohen Eisgeschwindigkeiten erwähnt: Glacier surges (engl.; Die deutsche Entsprechung „Gletscherlauf“ wird nicht verwendet, da sie ebenfalls das subglazial-vulkanische Phänomen Jökullhauþ - im Englischen: jökulhlaup – umfaßt) und kinematische Wellen. Beide sind Ausdruck von Massenhaushaltsänderungen des Eiskörpers. Bei *glacier surges* handelt es sich um rasche Gletschervorstöße, die auf Umlagerungsvorgängen beruhen, durch die Eis von höheren Teilen gegen das Zungenende verfrachtet wird, ohne daß dabei der ganze Gletscher betroffen ist (s. Abb. 4.13).

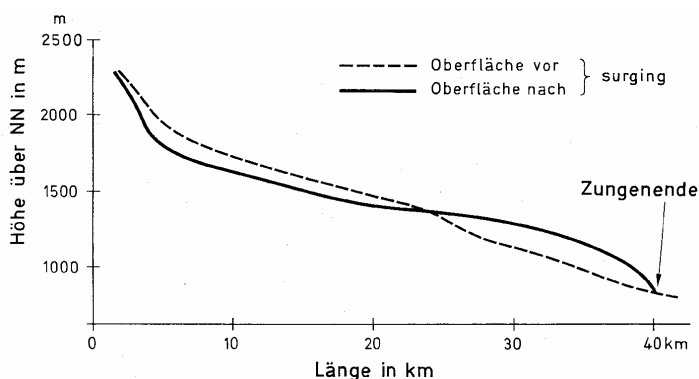


Abb. 4.13: Oberflächenänderung nach einem glacier surge (aus WILHELM 1975, S. 173).

Für den Ablauf zyklischer, schneller Gletschervorstöße sind die am Grunde von Gletschern auftretenden Scherspannungen in Längsrichtung und die Druckverhältnisse im Entwässerungssystem des Gletschers sehr bedeutend. Unmittelbarer Auslöser für die quasi-periodischen glacier surges ist der Zusammenbruch des glazialen Entwässerungssystems. Parallel zur Evolution der Gletschergestalt in Richtung Massenbilanzgleichgewicht entwickelt sich eine Instabilität des hydraulischen Systems. Der Gletscher kann seine Gleichgewichtsgestalt nicht erreichen, weil er vorher instabil wird und katastrophal vorstößt. Warum das hydraulische System bei manchen Gletschern instabil wird, während es bei anderen Gletschern stabil bleibt, ist ungeklärt. Ein lehmiger Untergrund scheint glacier surges jedoch zu begünstigen (PATERSON 1994, S. 355-375). Gelegentlich lassen sich auf Gletschern Verdickungszonen erkennen, die sich im Laufe der Zeit in Richtung Gletscherende weiterbewegen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser sogenannten *kinematischen Wellen* ist wesentlich größer als die Eisgeschwindigkeit. Ihre Entstehung steht häufig in Verbindung mit Eisbrüchen, wo Druckunterschiede durch Geschwindigkeitsvariationen und erhöhte Ablation vorliegen (WILHELM 1975, S. 156-180; SHARP 1992, S. 52-61; PATERSON 1994, S. 132-139, S. 155 ff.).

4.6 Gletscherstrukturen

Die Deformation in Gletschern hat verschiedene großräumige Strukturen zur Folge: Bänderung/ Blätterung (engl.: foliation), Ogiven, Gletscherspalten, Falten und Verwerfungen. Falten und Foliation sind im Gletschereis genauso zu beobachten wie in deformiertem Gestein. Während im Gestein jedoch nur das Endprodukt zu sehen ist, können im Gletscher die einzelnen Stadien während der Deformation an verschiedenen Stellen im Gletscher beobachtet werden. Folglich sind Gletscher auch für geologische Studien geeignet und erlauben Rückschlüsse auf Prozesse, die tief im Erdinneren ablaufen. Unter *Foliation* versteht man parallel angeordnete Gefügeelemente, die sich im Gletschereis während des Fließens bilden (s. Abb. 4.14). Diese Schichten sind durch Variationen in der Kristallgröße und die Größe und Anzahl der Luftblasen charakterisiert. Die einzelnen Schichten sind gewöhnlich zwischen 1 und 10 cm mächtig und ihre Längserstreckung beträgt selten mehr als ein paar Meter. Foliation wird gewöhnlich durch die Deformation bereits im Eis existierender Inhomogenitäten (z. B. Schichtgrenzen) gebildet und ist am stärksten in Nähe der Talwände und am Gletscheruntergrund ausgeprägt. Die Foliation ist in den meisten Fällen parallel zum lokalen Gestein. Sie ist nicht mit der durch die jährliche Akkumulation bedingten Stratifikation zu verwechseln.

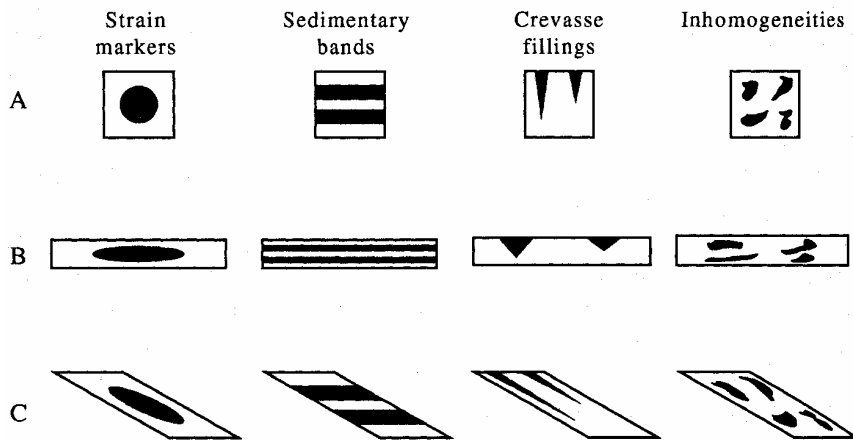


Abb. 4.14: Foliation an verschiedenen Lokalisationen. A: Anfangsstadium, B: Obere Schichten im Akkumulationsgebiet/ Eisscheiden, C: Gletscheruntergrund/ Gletscherseiten (aus PATERSON 1994, S. 176).

Ogives sind regelmäßig angeordnete Bänder, die an manchen Eisbrüchen entstehen, wenn die Verweilzeit des Eises im Eisbruch ungefähr ein ungerades Vielfaches eines halben Jahres ist. Sie verlaufen bogenförmig in Fließrichtung: Ein Muster, das die Geschwindigkeitsvariationen an der Gletscheroberfläche widerspiegelt. Es sind zwei Ogiven-Typen zu unterscheiden (engl.): Wave ogives und band ogives (auch Forbes Bands). *Wave ogives* stellen periodische Unebenheiten in der Gletscheroberfläche dar. Sie entstehen durch jahreszeitliche Massenbilanzschwankungen im Eisbruch, welche durch (engl.) compressing flow am Fuße des Eisbruchs verstärkt werden (vgl. Abb. 4.11). *Band ogives* bilden sich analog durch jahreszeitliche Staubeintragschwankungen und treten als dunkel und hell alternierende Bänder auf einer glatten Gletscheroberfläche in Erscheinung. Die dunklen Bänder repräsentieren Eis, das den Eisbruch im Sommer passiert hat und daher zusätzlichem Schmelzen und erhöhtem Staubeintrag ausgesetzt war. Dieser Staubeintrag sammelt sich später durch Ablation an. Häufig gehen *wave ogives* gletscherabwärts in *band ogives* über. Zur Vertiefung und vor allem für eine anschauliche Darstellung der Ogiven dient z. B. POST/LACHAPPELLE (2000).

Ein weiteres Strukturmerkmal als Ausdruck der Gletscherbewegung sind *Gletscherspalten*. Die Geschwindigkeit über die Gesamtfläche eines Gletschers ist nicht überall gleich (s. Kap. 4.5.2), sondern weist Zonen erhöhten und verminderten Vorschubs auf. In allen Bereichen, wo infolge der Bewegungsänderungen Zerrungen auftreten, können Spalten aufbrechen (s. Abb. 4.15). Da im oberen Bereich des Gletschers (bis etwa 30 m) der Überlagerungsdruck gering ist, verhält sich das Eis hier als starrer Körper, der zerbricht, wenn er durch das plastische Fließen des Untergrundes mitgeschleppt wird. Gletscherspalten sind folglich als eine Oberflächenerscheinung aufzufassen, die nach unten keilförmig zusammenlaufen (WILHELM 1975, S. 184).

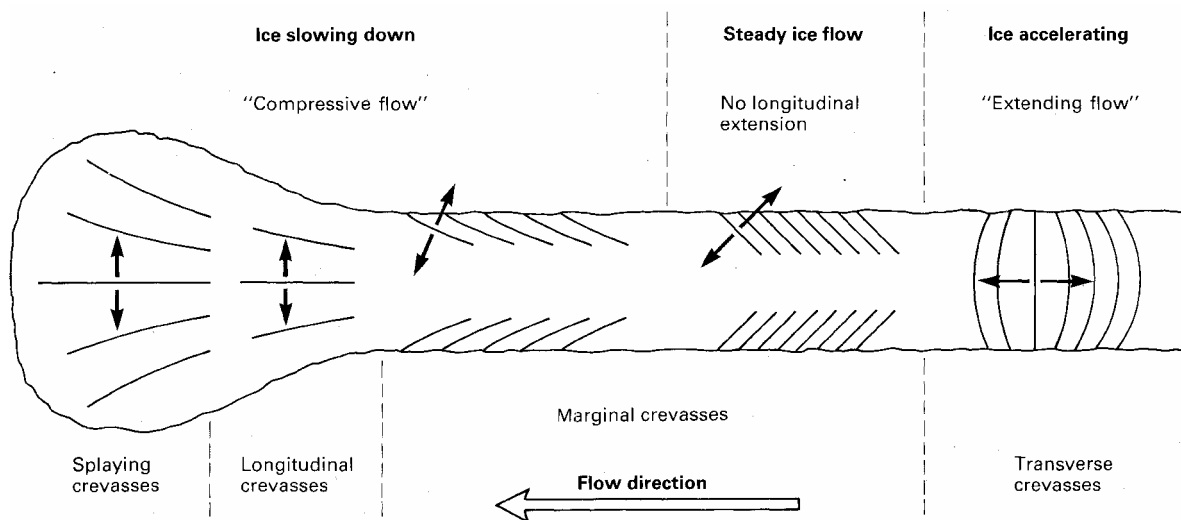


Abb. 4.15: Gletscherspaltensysteme in Abhängigkeit der Fließbewegung
(aus HAMBREY/ALEAN 1994, S. 69).

Auf *Falten* und *Verwerfungen* im Gletschereis wird an dieser Stelle nicht weiter eingegangen, da diese Strukturen denen der Gesteinsdeformation entsprechen und weithin bekannt sind. Für die durch Deformation im Gletschereis entstandenen kleinräumigen Strukturen (engl.: ice fabrics) sei hier z. B. auf PATERSON (1994) verwiesen (WILHELM 1975, S. 184-187; SHARP 1992, S. 32-45; PATERSON 1994, S. 173-203).

4.7 Gletschertypen

Unter den zahlreichen Typisierungen von Gletschern sind die auf der thermischen Charakteristik des Gletschereises und die auf der Reliefsituation basierenden Typisierungen die am weitesten verbreiteten. Auf die *thermisch* bedingten Gletschertypen (kalt und temperiert) wurde bereits in Kapitel 4.3 eingegangen. Die *reliefbedingten* Gletschertypen (Deck-, Gebirgs- und Meergletscher) werden anschließend skizziert. Die Typisierung ist nicht als absolut aufzufassen, da Übergänge zwischen den Gletschertypen existieren.

4.7.1 Deckgletscher

Deckgletscher verhüllen komplett das unterlagernde Relief. Zu ihnen zählen kontinentale Eisschilde (auch: Inlandeise), Vorlandgletscher (auch: Piedmontgletscher), Eiskappen und Plateaugletscher. *Inlandeise* sind im allgemeinen Kuppeln mit geringem Oberflächengefälle. Aufgrund der Ausdehnung und der Mächtigkeit der Inlandeise beeinflusst das subglaziale Relief die Oberflächenform kaum. Das Eis grenzt entweder unmittelbar an das

Meer oder erreicht es über Eisströme (engl.: ice streams) bzw. Auslaßgletscher (engl.: outlet glacier). Eisströme sind Bereiche innerhalb der Inlandeise, in denen das Eis wesentlich schneller fließt als in den angrenzenden Bereichen. Sie sind randlich nicht durch Felswände begrenzt, andernfalls bezeichnet man sie als Auslaßgletscher. Charakteristisch für Inlandeise ist der geringe Moränengehalt, da sie nur am Gletscheruntergrund Fremdmaterial aufnehmen können. Ihr Vorkommen ist auf die Antarktis und Grönland beschränkt. *Piedmontgletscher* entstehen beim Austritt von Talgletschern (s. Kap. 4.7.2) in ein gering reliefiertes Vorland, wo die Eismassen den präglazialen Untergrund überformen. *Eiskappen* stellen Kleinformen der großen Inlandeise dar. Im Gegensatz zum nächstgenannten Typ überlagern sie ein deutlich ausgeprägtes Relief und sind intensiver vergletschert. *Plateaugletscher* bilden sich durch Schneeakkumulation auf hochgelegenen Gebirgsebenen. Die Akkumulationsmenge ist mäßig, da sie andernfalls überlaufen und Talgletscher (s. Kap. 4.7.2) bilden würden.

4.7.2 Gebirgsgletscher

Bei Gebirgsgletschern ist die Vereisung dem Relief untergeordnet. *Talgletscher* kennzeichnen einen Zustand nicht sehr ausgeprägter Vereisung. Die Akkumulationsmenge ist jedoch ausreichend, so daß aus den Nährgebieten Gletscherzungen unterschiedlicher Länge und Mächtigkeit in die Täler vorstoßen. Häufig vereinigen sich mehrere durch Mittelmoränen getrennte Talgletscher zu einem einzigen. Bei starker Vergletscherung können die Talgletscher über Wasserscheiden und Einsattelungen im Kammverlauf (sogenannte Transfluenzspässe) zusammenhängen und *Eisstromnetze* bilden. Die Gletschermassen erfüllen dann alle Täler und werden nur von Graten und Karlingen überragt. Bei den kleinräumigen Gebirgsgletschern ist zwischen *Kargletschern* und *Wandgletschern* zu unterscheiden.

4.7.3 Meergletscher

Zu diesem Typ gehören Gletscher, die vom Land auf das Meer übertreten und durch die Gezeiten beeinflußt werden (engl.: tidewater glaciers) und Schelfeise. Bei den *tidewater glaciers* sind zwei Grundtypen zu unterscheiden: Zum einen können die Eismassen auf dem Untergrund aufliegen (engl.: grounded), zum anderen kann der Auftrieb im Wasser so groß geworden sein, daß der Terminus eine schwimmende Gletscherzunge bildet (engl.: afloat). Letzteres ist streng an die Eisdicke gekoppelt: Ist die Wassertiefe größer als 9/10 der Eisdicke, so schwimmt der Gletscher. Schwimmende Gletscherzungen sind vor allem in den Polargebieten weit verbreitet (s. Kap. 5.3). Beiden Grundtypen ist gemeinsam, daß

sie langsam eine untermeerische Stirnmoräne vor sich herschieben, sich aber unter verstärkter Kalbung äußerst schnell zurückziehen. *Schelfeise* (s. Abb. 4.16) sind größtenteils schwimmende Eismassen, die sich in großen Buchten des Inlandeises oder des Festlandes bilden, so daß nur in Richtung Meer freie Bewegung bleibt. Schelfeise bestehen hauptsächlich aus Gletschereis, das durch Metamorphose von festem Niederschlag über dem Meeresgebiet entstanden ist. In geringem Maß bestehen sie aus an der Unterseite angefrorenem Meereis. Der größte positive Beitrag zum Massenhaushalt erfolgt durch den Zustrom von Eisströmen und Auslaßgletschern. An der landwärtigen Seite oder an Aufragungen aus dem Kontinentalschelf können die Schelfeise aufliegen und leichte Aufwölbungen (engl.: ice rise) mit Gletscherspalten bilden. Stauchungserscheinungen treten dort auf, wo die Eisströme und Auslaßgletscher in die Schelfeise münden. Insgesamt ist die Oberfläche aber als eher eben und spaltenarm zu bezeichnen. Die Inlandgrenze der Schelfeise bildet die Aufsetzlinie (engl.: grounding line). Sie ist häufig durch eine leichte Zunahme des Oberflächengefälles zu erkennen. Die äußere Grenze bildet die Kalbungsfrent, deren Mächtigkeit zwischen 2 und 50 m liegen kann (WILHELM 1975, S. 277-313; PATERSON 1994, S. 375-377).

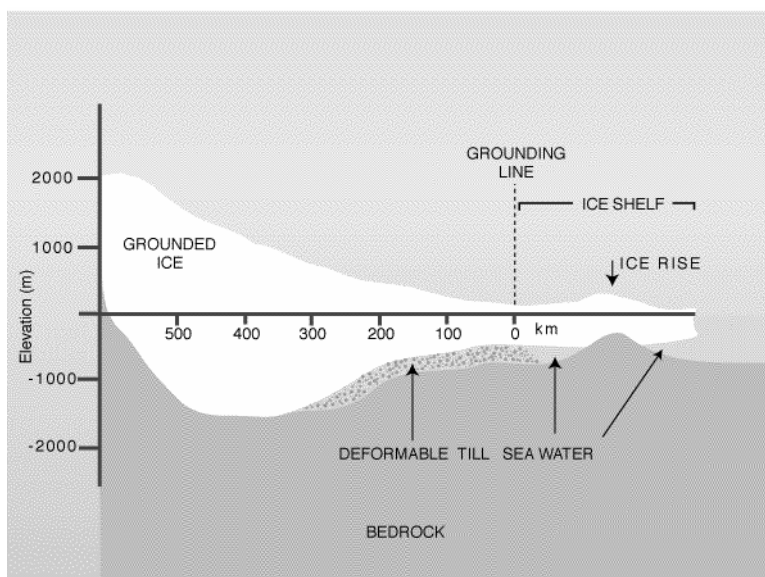


Abb. 4.16: Querschnitt durch Eisstrom und Schelfeis eines marinen Eisschildes (aus OPPENHEIMER 1998, S. 327).

5 UNTERSUCHUNGEN IM KÜSTENBEREICH DER AMUNDSEN SEE (WEST-ANTARKTIS) AUF DER GRUNDLAGE VON ERS-SAR

5.1 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Der Kontinent Antarktis (s. Abb. 5.1) liegt südlich 65° südlicher Breite in polarer Lage. Die Südpolarregion wird geographisch durch die sogenannte Polarfront (auch: Antarktische Konvergenz) im Randbereich des Antarktischen Ringstroms abgegrenzt. Bestandteile der zu 98 % vergletscherten Antarktis sind der von mächtigen Eismassen überlagerte Gesteinssockel, die Periglazialgebiete, die Schelfeise, das Meereis und die ganzjährig ungefrorenen Kaltwasserflächen innerhalb der Polarfront. Die Antarktis bedeckt mit allen Inseln und Schelfeisen eine Fläche von ungefähr $13,7 \text{ Mio. km}^2$. Naturräumlich ist die Antarktis in die drei Großeinheiten West-Antarktis, Transantarktisches Gebirge und Ost-Antarktis gegliedert. Der Süd-Kontinent ist der höchste der Erde: 60 % seiner Fläche liegen oberhalb 2000 m ü. NN. Die mittlere Höhe der Antarktis beträgt 2040 m, die der übrigen Kontinente 730 m (BLÜMEL 1999, S. 14-20). Die Ursache dafür ist die stellenweise bis zu 4500 m mächtige Eisauflage.

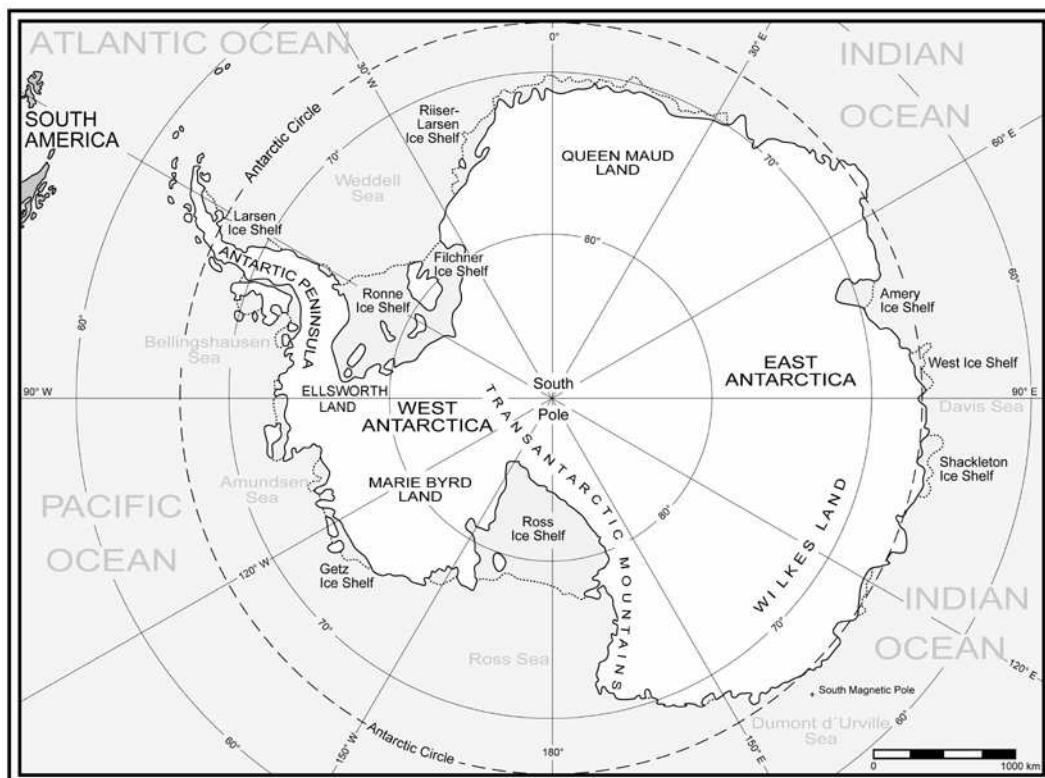


Abb. 5.1: Antarktis.

Erdgeschichtlich war die Antarktis zunächst zentraler Teil des Urkontinents Gondwana. Dieser zerbrach während der Kreidezeit und die Antarktis geriet durch die Plattendrift

allmählich in die südpolare und damit strahlungsarme Lage. Durch die Öffnungen der Tasman- und Drake Straße im Oligozän entwickelte sich der zirkumantarktische Ringstrom, der die klimatische Isolierung der Antarktis verstärkte. Die heute geschätzte Eismasse der Antarktis beträgt etwa 30 Mio. km³, davon sind ungefähr 26 Mio. km³ allein in der Ost-Antarktis. Die Antarktis speichert etwa 90 % des globalen Eises und damit etwa 75 % der Süßwasserreserven der Welt (BLÜMEL 1999, S. 56). Beim Abschmelzen dieser Eismassen könnte der Meeresspiegel bis zu 73 m ansteigen (POORE et al. 2000).

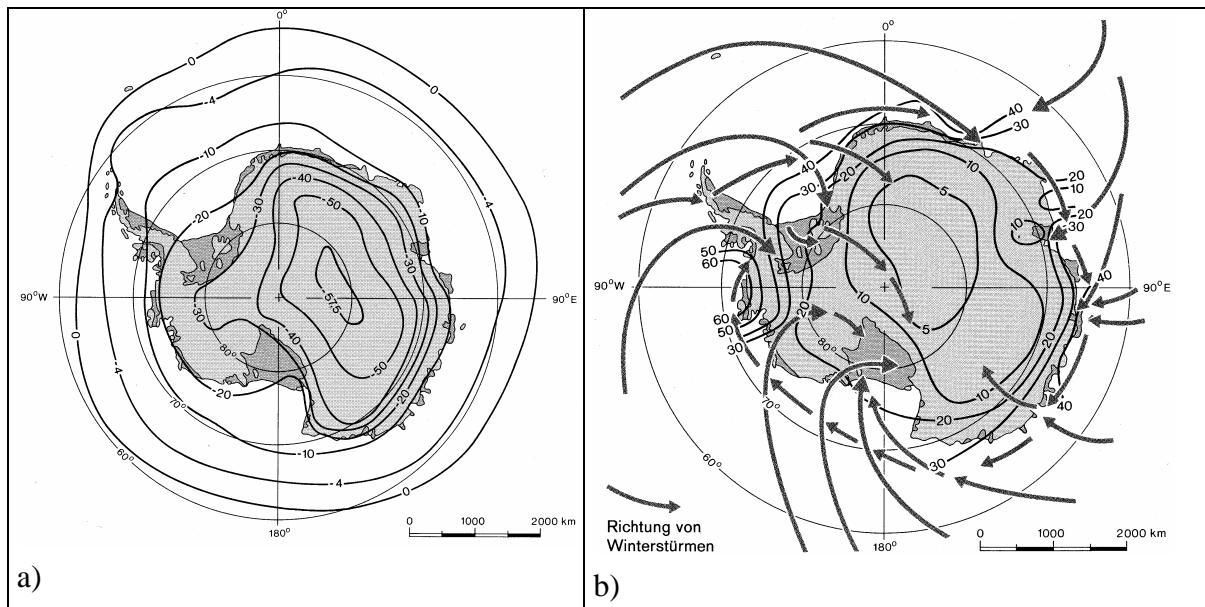


Abb. 5.2: a) Mittlere jährliche Temperaturen in Bodennähe. b) Richtung winterlicher zyklonaler Stürme und mittlere jährliche Schneeakkumulation in cm (Näherung) (aus BLÜMEL 1999, S. 47 und S. 52).

Die extreme Kälte der Antarktis (s. Abb. 5.2a) resultiert aus der hohen mittleren Höhe ü. NN (s. o.) und der Kontinentalität. Hinzu kommen eine lange Winterperiode ohne Einstrahlung und eine Sommerperiode mit hoher Albedo. Die Folge ist eine negative Strahlungsbilanz, die letztlich für das kalte Klima und die mächtige Vergletscherung verantwortlich ist. Die extreme Abkühlung der Oberfläche erzeugt im bodennahen Hoch deutlich niedrigere Temperaturen als in der darüberliegenden Troposphäre (Inversion). Die West-Antarktis ist gegenüber der noch kontinentaleren und höhergelegenen Ost-Antarktis thermisch etwas gemildert. Niederschlag fällt in der Antarktis zumeist als Schnee, die Hauptmenge in den Wintermonaten aus Zyklontätigkeit (s. Abb. 5.2b). Nach Süden verlagerte Subtropenhochs blockieren im Sommer die Westwinddrift, so daß dann bis zu 40 % weniger Niederschlag als im Winter fällt. Die Windverhältnisse in der Antarktis sind bimodal bestimmt: Die (engl.) westerlies sind Zyklonen mit heftigen Winden und Stürmen, die sich in west-östlicher Richtung in den Kontinent hineindrehen (s. Abb. 5.2b). Die dominierenden katabatischen Winde sind teilweise extrem kalte Luftmassen, die sich durch die hohe Ausstrahlung über den kontinentalen Hochlagen bilden und den Reliefkonturen

folgend als Fallwinde abfließen. Indem sich die kalten katabatischen Winde unter die weniger kalte, feuchtere Küstenluft schieben, verursachen sie Konvektionen und zum Teil ergiebige Niederschläge. Küstenbereiche produzieren somit den höchsten Zuwachs am Inland- und Schelfeis. Allerdings kommt es auch vor, daß die kräftigen katabatischen Winde das neugebildete Eis ständig von der Küste verdriften, so daß eisfreie Wasserflächen von 50 bis 100 km Breite bzw. eisfreie Wasserrinnen zwischen 1 und 10 km Breite entstehen (sog. Küstenpolynjas; BLÜMEL 1999, S. 13-32; S. 45-66).

Beträchtliche Teile des antarktischen Gesteinssockels liegen gegenwärtig unter dem Niveau des Meeresspiegels. Der Grund dafür liegt in der gewaltigen Auflast der Eismassen, die den Gesteinssockel in den plastischen oberen Erdmantel hineindrücken (Eisisostasie; s. Abb. 5.3).

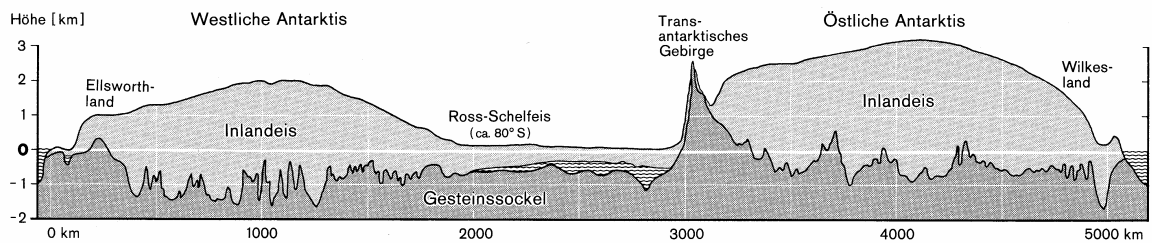


Abb. 5.3: Aktuelle Eisbedeckung und isostatisches Verhalten des Festlandssockels (aus BLÜMEL 1999, S. 59).

Hinzu kommt, daß sich der west-antarktische Eisschild (WAIS) nicht wie der ost-antarktische Eisschild auf einem geologisch echten Kontinent gebildet hat, sondern auf einem ehemaligen Meeresboden (sog. *mariner* Eisschild), so daß der Gesteinssockel des WAIS tiefer liegt als der der Ost-Antarktis (VAN DER VEEN 1987, S. 3; s. Abb. 5.4).

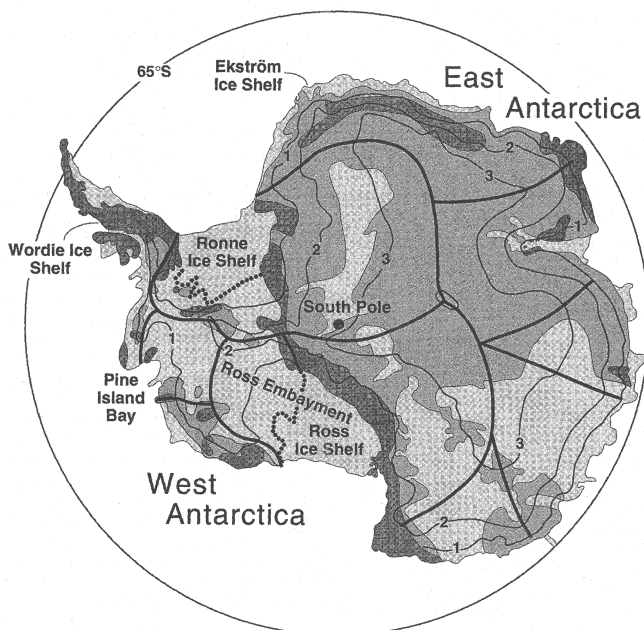


Abb. 5.4: Antarktischer Eisschild mit Isohypsen (Angabe in km), Gebirgsregionen (dunkelgrau) und Kennzeichnung der Bereiche des Eisschildes mit Aufsitzen des Untergrundes oberhalb (grau) bzw. unterhalb (hellgrau) des Meeresspiegels. Die kräftigen schwarzen Linien grenzen die Haupteinzugsgebiete voneinander ab (aus BENTLEY 1998, S. 160).

Diese Gegebenheit hat zur Folge, daß die die West-Antarktis überlagernden Eismassen heute größtenteils unterhalb des Meeresspiegels aufliegen und der WAIS dadurch wahrscheinlich anfällig für mechanische Desintegration infolge Klimaerwärmung ist. Ein Abschmelzen des WAIS würde Archipele im Bereich der Antarktischen Halbinsel, des Ellsworth Gebirges und des Marie Byrd Landes zurücklassen und zu einem Meeresspiegelanstieg von bis zu 8 m führen (POORE et al. 2000). Mögliche Auslöser für eine Desintegration sind erhöhte Meerwasser-Temperaturen in der marinen Umgrenzung des WAIS. Diese würden eine Ausdünnung der Schelfeise und eine beschleunigte landwärtige Verlagerung der Aufsetzlinien der Eisströme und Auslaßgletscher verursachen. Die (In-)Stabilität des WAIS und sein potentieller Beitrag für einen Meeresspiegelanstieg sind intensiver Gegenstand der Forschung (z. B. VAN DER VEEN/ OERLEMANS 1987, BENTLEY 1998, BINDSCHADLER 1998, OPPENHEIMER 1998 und CONWAY et al. 1999). Nach IPCC besteht Übereinstimmung, daß der während des 21. Jahrhunderts erwartete Verlust von auf dem Untergrund aufliegenden Eismassen des WAIS wahrscheinlich nicht zu einem so *wesentlichen* Meeresspiegelanstieg führt. Gegenwärtige Eisdynamik-Modelle lassen annehmen, daß der WAIS bis zu 3 m zum Meeresspiegelanstieg innerhalb der nächsten 1000 Jahre beitragen könnte (IPCC WG1 2001, S. 10 f.).

Vor der Küste des WAIS befindet sich zwischen 100° und 120° westlicher Länge im südlichsten Pazifik die Amundsen See, in die 41 (zum Teil unbenannte) Auslaßgletscher bzw. Eisströme abfließen (WILLIAMS et al. 1995, S. 287). Der Kontinentalschelf ist in dieser Region breit und erstreckt sich von ungefähr 71° bis leicht über 75° südlicher Breite mit Meerestiefen von bis zu 1052 m in der Pine Island Bucht. Die Glazialgeschichte dieser Region ist von besonderer Bedeutung, da die zwei hauptsächlich die West-Antarktis entwässernden Eisströme, Thwaites Gletscher und Pine Island Gletscher, in die Amundsen See abfließen (KELLOGG/ KELLOGG 1987, S. 8859). KELLOGG/ KELLOGG (1987, S. 8864) vermuten auf der Grundlage von Mikrofossilanalysen, daß aufsitzendes Eis in Form von Eisströmen in tiefen, langgezogenen Trögen ehemals den Kontinentalschelf der Amundsen See einnahm. Diese Eisströme haben sich wahrscheinlich bis zu 200 km während des Holozäns zurückgezogen. Desweiteren sehen KELLOGG/ KELLOGG (1987) in Verbindung mit der beobachteten Rückzugsrate der Kalbungsfront des Pine Island Gletschers von 0,8 km/ a zwischen 1966 und 1985 Anzeichen dafür, daß der schwimmende Terminus dieses Eisstroms möglicherweise noch bis zum 19. Jahrhundert die gesamte Pine Island Bucht einnahm. Gegenwärtig stellt die Pine Island Bucht eine Küstenpolynja dar. Zur Variabilität des Klimas in der Amundsen See siehe z. B. JACOBS/ COMISO (1997).

5.2 Erstellung eines Gletscherinventares und Interaktionen zwischen Radarstrahlung und Schnee-/ Eisbedeckung

Ein Anwendungsbeispiel von ERS-SAR-Bildprodukten ist die Erstellung eines Mosaiks als Grundlage für eine großräumige Kartierung. In Verbindung mit verfügbarem Kartenmaterial und Datenbanken lassen sich – basierend auf diesem Mosaik – z. B. ein Inventar bereits benannter und unbenannter Gletscher erstellen und glaziologische und topographische Erscheinungen genauer bestimmen (siehe auch z. B. IAHS (ICSI) et al. 1989 und WILLIAMS/ FERRIGNO 1999). In der vorliegenden Arbeit wurde für das Gebiet zwischen 72° und 76° südlicher Breite und 122° 30' und 87° 30' westlicher Länge ein Gletscherinventar erstellt. Geographisch umfaßt es von Ost nach West die westliche Eights Küste (Ellsworth Land), die Walgreen Küste und die östliche Bakutis Küste (beide Marie Byrd Land) der Amundsen See in der West-Antarktis (siehe Faltkarte im Anhang). Das als Grundlage dienende Mosaik wurde aus 31 ERS-1 SAR-Amplitudenbild-Produkten à 100 km x 100 km erstellt, die von der GARS bei der chilenischen Bodenstation O'Higgins im Norden der Antarktischen Halbinsel zwischen 1992 und 1995 empfangen und von der Abteilung „Umwelt und Geoinformation“ des DFD für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden (s. Tab. 5.1).

Tab. 5.1: Daten des ERS-Mosaiks.

Nr.	Sensor	Orbit	Frame	Track	Datum	Typ
01	ERS-1	03318	5175	039	04.03.92	GEC
02	ERS-1	07179	5661	020	29.11.92	GEC
03	ERS-1	10972	5643	306	21.08.93	GEC
04	ERS-1	13564	5643	020	18.02.94	GEC
05	ERS-1	13612	5157	025	21.02.94	GEC
06	ERS-1	13612	5175	025	21.02.94	GEC
07	ERS-1	13755	5193	039	03.03.94	GEC
08	ERS-1	13908	5661	020	14.03.94	GEC
09	ERS-1	13923	5589	035	15.03.94	GEC
10	ERS-1	13923	5607	035	15.03.94	GEC
11	ERS-1	13955	5121	024	17.03.94	GEC
12	ERS-1	13955	5139	024	17.03.94	GEC
13	ERS-1	13955	5157	024	17.03.94	GEC
14	ERS-1	13980	5643	006	19.03.94	GEC
15	ERS-1	13980	5661	006	19.03.94	GEC
16	ERS-1	13984	5175	010	19.03.94	GEC
17	ERS-1	18461	5139	1660	25.01.95	GEC
18	ERS-1	18461	5157	1660	25.01.95	GEC
19	ERS-1	18720	5175	1919	12.02.95	GEC
20	ERS-1	22253	5589	221	17.10.95	SLC
21	ERS-1	22253	5607	221	17.10.95	SLC
22	ERS-1	22368	5607	336	25.10.95	GEC
23	ERS-1	22457	5175	425	31.10.95	SLC
24	ERS-1	22457	5193	425	31.10.95	SLC
25	ERS-1	22457	5211	425	31.10.95	GEC
26	ERS-1	22496	5625	464	03.11.95	GEC
27	ERS-1	22496	5643	464	03.11.95	GEC
28	ERS-1	22500	5193	468	03.11.95	GEC
29	ERS-1	22557	5229	024	07.11.95	GEC
30	ERS-1	22557	5211	024	07.11.95	SLC
31	ERS-1	22614	5211	081	11.11.95	SLC

Die Amplitudenbilder wurden zunächst homogenisiert, das heißt Prozessierung auf Null m ü. NN, (engl.) sampling auf eine Pixelgröße von 50 m x 50 m, Transformation in UPS und Zuweisung des Bezugsellipsoids WGS 84, und dann zu einem Mosaik zusammengesetzt. Beide Arbeitsschritte erfolgten unter Verwendung DFD-interner Software. Zur Identifizierung der Einzelszenen im Mosaik siehe z. B. Earthnet Online Interactive der ESA (<http://odisseo.esrin.esa.it/eoli/eoli.html>). Das Gletscherinventar wurde derart erstellt, daß die für das abgedeckte Gebiet erforderlichen Informationen aus einer zur Verfügung gestellten Karte des USGS (I-2600-F: "Coastal Change And Glaciological Map Of The Bakutis Coast, Antarctica: 1972-1990") und aus Datenbanken des USGS (Atlas of Antarctic Research, http://usarc.usgs.gov/antarctic_atlas/start.html, und National Mapping Information, <http://mapping.usgs.gov/www/gnis/antform.html>) in das Mosaik übertragen wurden. Die abschließende graphische Aufbereitung führte zur vorliegenden Faltkarte. Die Beschriftung erfolgte in englischer Sprache.

In Weiterführung der Kapitel 2.4 und 4.3 wird nun skizziert, inwiefern Schnee- und Eisbedeckung die auftreffende Radarstrahlung beeinflusst und welche Rückstreuung diese im vorliegenden Radarmosaik verursacht. Die Interaktionen zwischen Radarstrahlung und Oberfläche werden von Parametern des Aufnahmesystems (Wellenlänge, Polarisierung und Einfallswinkel) und Parametern des Schneepakets (Schneedichte, Flüssigwassergehalt, Korngröße, Schichtung und Oberflächenrauigkeit) beeinflusst. Letztere bestimmen die dielektrischen Eigenschaften und daher die Rückstreuecharakteristik des Schnees bzw. des Eises. Im vorliegenden ERS-Mosaik bedingen die in den höheren Lagen der Küste extremere Kälte und Trockenheit eine Firnkornbeschaffenheit, die tiefes Eindringen der Radarstrahlen und Volumenstreuung ermöglicht, so daß nur wenig Signalenergie zum Sensor zurückkommt und diese Bereiche daher im Amplitudenbild dunkel sind. Der Großteil der Meeresflächen erscheint aufgrund spekularer Streuung durch die glatte Oberfläche (Wasser versus Meereis) ebenfalls dunkel. Allerdings können Wasserflächen durch Wind aufgeraut werden und dann infolge isotroper Streuung mehr Signalenergie zum Sensor zurückstreuen (heller). Schelfeise und Eisströme bzw. Auslaßgletscher in den niederen Lagen erscheinen hell im ERS-Mosaik. Dies läßt sich auf starke isotrope Streuung zurückführen, die zum einen durch Gletscherspalten und/ oder eine körnige Schneedecke bedingt ist (hohe Oberflächenrauigkeit) und zum anderen durch Eislinsen in der Schneedecke (oberflächennahe Inhomogenitäten).

Vor allem aufgrund ihrer Empfindlichkeit gegenüber Flüssigwasser-Vorkommen innerhalb des Schneepakets ermöglichen es SAR-Daten, mittels der rückgestreuten Signalenergie, die tatsächlichen Naß- und Trockenschneezonen eines Gletschers zu detektieren. Die Unterscheidungsmerkmale der im SAR-Bild identifizierbaren Zonen stimmen nicht notwendigerweise mit den Charakteristiken der klassischen glaziologischen Zonierung

nach BENSON (1961) überein (vgl. Abb. 4.2), so daß die Bezeichnung Radar-Gletscherzonen geeigneter ist. Nachstehende Haupt-Radar-Gletscherzonen sind durch ihre Rückstreucharakteristik und ihre Höhenlage zueinander unterscheidbar: Trockenschnee-, gefrorene Perkolations-, Naßschnee- und Eis-Radarzone. Die Verwendung und Eignung multitemporaler SAR-Daten zur Gletscherzonen-Differenzierung zeigt z. B. PARTINGTON (1998). Das Monitoring von Radar-Gletscherzonen bietet die Möglichkeit, Klimavariabilitäten und Klimaänderungen festzustellen (siehe z. B. RAMAGE/ ISACKS 1998).

Um zu ermitteln, ob die saisonal vorherrschenden meteorologischen Bedingungen zu Veränderungen der Schneeeigenschaften und somit zu Veränderungen der Rückstreucharakteristik führen, wurden hier am Beispiel des Thwaites Gletschers (s. Abb. 5.5) und des Pine Island Gletschers (s. Abb. 5.6) zwei Multitemporalbilder erstellt. Zur großräumigen Lage der Gletscher siehe Nr. 32/ 33 bzw. Nr. 23 in der Faltkarte im Anhang. Grundlage sind jeweils drei geokodierte Amplitudenbilder derselben Szene, die zu unterschiedlichen Jahreszeiten aufgezeichnet wurden. Diese wurden, nach jeweiliger Zuweisung einer Grundfarbe, zu einem Multitemporalbild übereinandergelegt. Die verwendeten Daten sind Tabelle 5.2 zu entnehmen.

Tab. 5.2: Datengrundlage der Multitemporalbilder.

Nr.	Sensor	Orbit	Frame	Track	Datum	Typ	Lage
01	ERS-1	24386	5589	350	14.03.96	SLC	Thwaites Gletscher
02	ERS-2	08220	5589	350	15.11.96	SLC	Thwaites Gletscher
03	ERS-2	11727	5589	350	18.07.97	SLC	Thwaites Gletscher
04a	ERS-1	13923	5589	035	15.03.94	GEC	Pine Island Gletscher
04b	ERS-1	13923	5607	035	15.03.94	GEC	Pine Island Gletscher
05a	ERS-2	07962	5589	092	28.10.96	GEC	Pine Island Gletscher
05b	ERS-2	07962	5607	092	28.10.96	GEC	Pine Island Gletscher
06a	ERS-2	24996	5589	092	31.01.00	GEC	Pine Island Gletscher
06b	ERS-2	24996	5607	092	31.01.00	GEC	Pine Island Gletscher

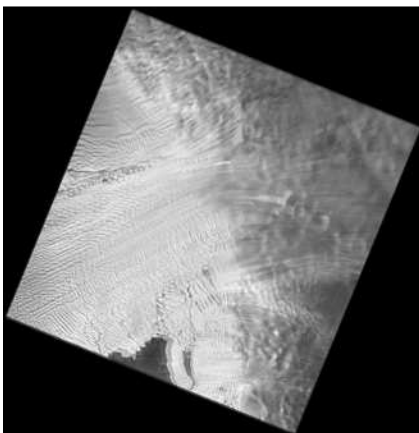


Abb. 5.5: Multitemporalbild Thwaites Gletscher (rechte Bildhälfte)/ Gletscherzunge (linke Bildhälfte) auf Grundlage der Daten Nr. 1 (rot), Nr. 2 (grün) und Nr. 3 (blau). Das Bild ist fast ausschließlich schwarz-weiß und verdeutlicht, daß keine saisonalen Rückstreuviationen existieren. Es liegen jeweils Trockenschnee-Bedingungen vor. Die vereinzelt farbigen Bereiche sind ausschließlich auf die Fließbewegung des Eises zurückzuführen.

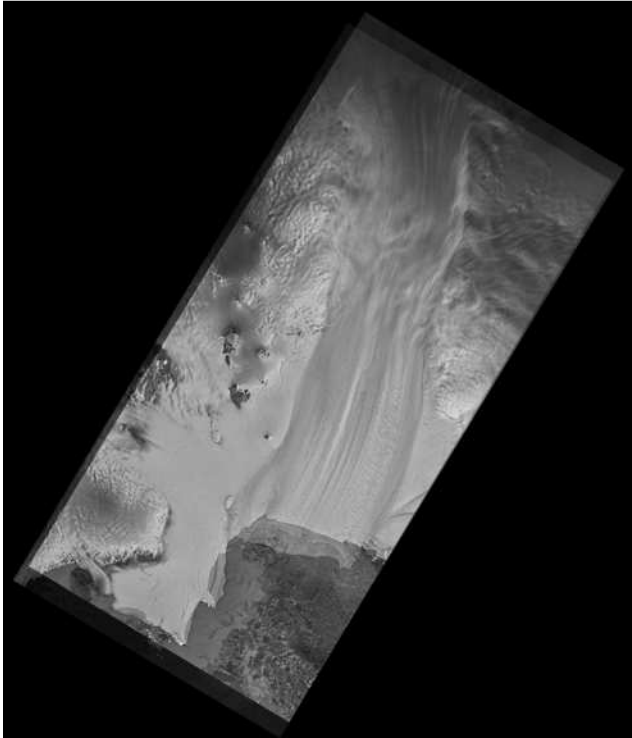


Abb. 5.6: Multitemporalbild Pine Island Gletscher auf Grundlage der Daten Nr. 4a/b (blau), Nr. 5a/b (grün) und Nr. 6a/b (rot). Die höheren Lagen erscheinen auch hier schwarz-weiß und deuten auf Trockenschnee-Bedingungen hin. Im Unterlauf des Pine Island Gletschers und bei den angrenzenden Schelfeisen fällt eine deutliche Rosa-färbung auf, die eine veränderte Rückstreuung im Sommer (Nr. 6a/b; rot) verdeutlicht. Diese ist wahrscheinlich auf meteorologisch bedingte Änderung der Oberflächenrauigkeit im Sommer zurückzuführen, die mit verstärkter isotroper Streuung einhergeht.

Da bei den gezeigten Beispielen Trockenschnee-Bedingungen dominieren und sich die Rückstreucharakteristik folglich nur gering verändert, erfolgt an dieser Stelle ein Multitemporalbild-Beispiel von der Antarktischen Halbinsel auf Höhe des Polarkreises (s. Abb. 5.7).

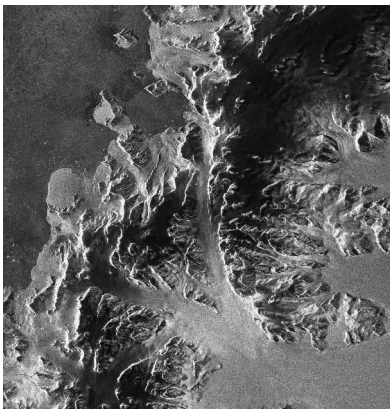


Abb. 5.7: Multitemporalbild Antarktische Halbinsel auf Höhe des Polarkreises (aus RABUS et al. 2000). Aufgrund ihrer Lage ist die Antarktische Halbinsel – im Vergleich zum weiter südlich gelegenen Küstenbereich der Amundsen See in der West-Antarktis – thermisch gemildert, so daß hier im Küstenbereich Temperaturen über Null Grad Celsius vorkommen und folglich Schmelzereignisse stattfinden. Die Rückstreuung im Frühjahr (grün) ist am höchsten, weil die Schneedecke relativ trocken ist. Rot ist unterrepräsentiert, da der Naßschnee im Sommer die Radarstrahlung absorbiert. Im

Herbst erlangen einige Gebiete auf der kühleren Ost-Seite ihre starke Rückstreuung wieder (blau bzw. cyan [blau+grün]). Die Schwarzweiß-Gebiete im Inneren zeigen das Fehlen temporalen Rückstreu-Variationen.

5.3 Eisgeschwindigkeiten im räumlichen und zeitlichen Vergleich

„Die Eisgeschwindigkeit ist einer der wichtigsten Parameter bezüglich Untersuchungen der Eisdynamik“ (NASA 1995, o. S.). Da die Fließgeschwindigkeiten des Eises entlang der Amundsen See-Küste, im Vergleich zu anderen Regionen der Antarktis hoch sind zeigt dieser Raum zum Teil entsprechend große Veränderungen der Gletscher (siehe auch z. B. FERRIGNO et al. 1998). Die hohen Geschwindigkeiten rühren von den im Küstenbereich vorherrschenden größeren Niederschlagsraten her (vgl. Abb. 5.2b). Weitere Variablen, die zu den hohen Eisgeschwindigkeiten beitragen können, sind ausgeprägte basale Scherspannungen als Folge der zum Teil steilen Oberflächenneigung und des Fehlens stützender Schelfeise (ROSANOVA et al. 1998, S. 53).

Eisgeschwindigkeiten werden hier für den Thwaites Gletscher (zur Lage siehe Nr. 32/ 33 in der Faltkarte im Anhang), den Pine Island Gletscher (Nr. 23) sowie den Pope Gletscher (Nr. 25) und das Crosson Schelfeis (Nr. 7) ermittelt. Die vier genannten Gletscher fließen in die Amundsen See ab und sind Bestandteile des sogenannten Thwaites/ Pine Island Gletscher-Einzugsgebietes, das eine Fläche von 411000 km² umfaßt (FERRIGNO et al. 1998, S. 38). Im Gegensatz zu den beiden anderen großen west-antarktischen Haupteinzugsgebieten Ross und Ronne scheint sich das Thwaites/ Pine Island Einzugsgebiet nicht im Gleichgewicht zu befinden, sondern stellt eine mögliche Quelle der Instabilität des WAIS dar (RIGNOT 1997, S. 549). Die dieses Einzugsgebiet dominierenden Gletscher Thwaites und Pine Island sind die zwei am schnellsten fließenden Eisströme der West-Antarktis. Entsprechend hoch sind deren Beiträge zum Eisbergfluß, so daß die beiden Gletscher eine wichtige Rolle bezüglich der Massenbilanz des WAIS spielen. Der Thwaites Gletscher entwässert eine Fläche von 121000 km² (LUCCHITTA/ ROSANOVA 1997, S. 821), der Pine Island Gletscher eine Fläche von 200000 km² (JENKINS et al. 1997, S. 114). In der Summe entspricht dies ungefähr einem Fünftel der Fläche des WAIS (LUCCHITTA/ ROSANOVA 1997, S. 819). Beiden Gletschern ist gemeinsam, daß das Gletschereis landeinwärts der Aufsetzlinie mächtiger wird und der Gletscheruntergrund Tiefen von mehr als 2000 m unter dem Meeresspiegel erreicht (JENKINS et al. 1997, S. 114). Beide Gletscher sitzen deutlich unterhalb des Meeresspiegels auf und besitzen schwimmende Termini, denen, im Gegensatz zum Großteil des WAIS, das stützende Schelfeis fehlt (LUCCHITTA et al. 1994, S. 101; LUCCHITTA/ ROSANOVA 1997, S. 819). Vor allem die große Wassertiefe macht sowohl den Thwaites Gletscher als auch den Pine Island Gletscher empfänglich für Instabilitäten der Aufsetzlinie und empfindlich gegenüber Klimaänderungen. Diese Anfälligkeiten könnten zur Desintegration des WAIS beitragen. Bezüglich der räumlichen Ausbildung ihrer Termini unterscheiden sich die beiden Eisströme voneinander: Während der Thwaites Gletscher eine etwa 120 km lange und etwa 60 km breite (04.02.2000) frei schwimmende Gletscherzunge bildet, wird der etwa 70 km lange und etwa 40 km breite (31.01.2000) schwimmende Teil des Pine Island Gletschers aufgrund des Küstenlinien-

verlaufs randlich von kleinen Schelfeisen gesäumt (siehe Faltkarte im Anhang). Die Eisfrontmächtigkeiten des Thwaites Gletschers und des Pine Island Gletschers betragen 350 m bzw. 390 m (FERRIGNO et al. 1998, S. 35). Im Gegensatz zum Thwaites Gletscher und Pine Island Gletscher ist über die meisten anderen Eisströme/ Auslaßgletscher und Schelfeise, die aus dem Marie Byrd Land in die Amundsen See entwässern, wenig bekannt (ROSANOVA et al. 1998, S. 47). Dazu zählen z. B. das Crosson Schelfeis und der Pope Gletscher. Das Crosson Schelfeis beinhaltet die vereinigten Eisströme des Pope Gletschers, des Smith Gletschers (Nr. 30 in der Faltkarte im Anhang) und des Vane Gletschers (Nr. 35). Es bildet eine etwa 45 km breite und 200 m mächtige Eisfront (FERRIGNO et al. 1998, S. 35).

5.3.1 Daten

Die zur Berechnung der Eisgeschwindigkeiten verwendeten Daten sind in Tabelle 5.3 zusammengestellt. Dabei handelt es sich um 47 auf Null m ü. NN prozessierte, geokodierte ERS-SAR-Amplitudenbild-Produkte, die zwischen 1992 und 2000 von der DLR-Empfangsstation O'Higgins in der Antarktis empfangen und von der Abteilung „Umwelt und Geoinformation“ des DFD zur Verfügung gestellt wurden. Die jeweils angewandte Methode zur Berechnung der Eisgeschwindigkeit ist der letzten Spalte zu entnehmen. Hierbei steht „v“ für die visuelle Bildauswertung und „ft“ für die halb-automatische Methode des (engl.) feature trackings (s. Kap. 5.3.2). Die gesamte ERS-Datendecke für die untersuchten Gletscher ist im Anhang nachzusehen.

Tab. 5.3: Überblick der zur Berechnung der Eisgeschwindigkeiten verwendeten Daten.

Nr.	Sensor	Orbit	Frame	Track	Datum	Typ	Lage	Methode
01	ERS-1	07269	5193	110	05.12.92	GEC	Thwaites Gletscher	v
02	ERS-1	1159	5607	493	03.09.93	GEC	Thwaites Gletscher	v
03	ERS-1	22457	5175	425	31.10.95	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
04	ERS-1	22457	5193	425	31.10.95	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
05	ERS-1	24386	5589	350	14.03.96	SLC	Thwaites Gletscher	ft
06	ERS-1	24461	5175	425	19.03.96	GEC	Thwaites Gletscher	ft
07	ERS-1	24461	5193	425	19.03.96	GEC	Thwaites Gletscher	ft
08	ERS-2	07794	5175	425	16.10.96	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
09	ERS-2	07794	5193	425	16.10.96	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
10	ERS-2	08220	5589	350	15.11.96	SLC	Thwaites Gletscher	ft
11	ERS-2	09798	5175	425	05.03.97	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
12	ERS-2	09798	5193	425	05.03.97	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
13	ERS-2	11727	5589	350	18.07.97	SLC	Thwaites Gletscher	ft
14	ERS-2	14350	5175	468	17.01.98	GEC	Thwaites Gletscher	v
15	ERS-2	14350	5193	468	17.01.98	GEC	Thwaites Gletscher	v
16	ERS-2	19818	5175	425	03.02.99	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
17	ERS-2	19818	5193	425	03.02.99	GEC	Thwaites Gletscher	ft/ v
18	ERS-2	23826	5175	425	10.11.99	GEC	Thwaites Gletscher	ft
19	ERS-2	23826	5193	425	10.11.99	GEC	Thwaites Gletscher	ft
20	ERS-2	23980	5589	078	21.11.99	SLC	Thwaites Gletscher	ft

21	ERS-2	25057	5175	153	04.02.00	GEC	Thwaites Gletscher	v
22	ERS-2	25057	5193	153	04.02.00	GEC	Thwaites Gletscher	v
23	ERS-2	25329	5175	425	23.02.00	GEC	Thwaites Gletscher	ft
24	ERS-2	25329	5193	425	23.02.00	GEC	Thwaites Gletscher	ft
25	ERS-2	28489	5589	078	01.10.00	SLC	Thwaites Gletscher	ft
26	ERS-1	22625	5589	092	12.11.95	GEC	Pine Island Gletscher	ft
27	ERS-1	22625	5607	092	12.11.95	GEC	Pine Island Gletscher	ft
28	ERS-1	24128	5589	092	25.02.96	GEC	Pine Island Gletscher	ft
29	ERS-1	24128	5607	092	25.02.96	GEC	Pine Island Gletscher	ft
30	ERS-2	07962	5589	092	28.10.96	GEC	Pine Island Gletscher	ft
31	ERS-2	07962	5607	092	28.10.96	GEC	Pine Island Gletscher	ft
32	ERS-2	09465	5589	092	10.02.97	GEC	Pine Island Gletscher	ft
33	ERS-2	09465	5607	092	10.02.97	GEC	Pine Island Gletscher	ft
34	ERS-2	19986	5589	092	15.02.99	GEC	Pine Island Gletscher	ft
35	ERS-2	19986	5607	092	15.02.99	GEC	Pine Island Gletscher	ft
36	ERS-2	24996	5589	092	31.01.00	GEC	Pine Island Gletscher	ft
37	ERS-2	24996	5607	092	31.01.00	GEC	Pine Island Gletscher	ft
38	ERS-2	28503	5589	092	02.10.00	GEC	Pine Island Gletscher	ft
39	ERS-2	28503	5607	092	02.10.00	GEC	Pine Island Gletscher	ft
40	ERS-1	22457	5193	425	31.10.95	GEC	Crosson Schelfeis	ft
41	ERS-2	07794	5193	425	16.10.96	GEC	Crosson Schelfeis	ft
42	ERS-2	19818	5193	425	03.02.99	GEC	Crosson Schelfeis	ft
43	ERS-2	25329	5193	425	23.02.00	GEC	Crosson Schelfeis	ft
44	ERS-1	22457	5211	425	31.10.95	GEC	Pope Gletscher	ft
45	ERS-2	07794	5211	425	16.10.96	GEC	Pope Gletscher	ft
46	ERS-2	19818	5211	425	03.02.99	GEC	Pope Gletscher	ft
47	ERS-2	25329	5211	425	23.02.00	GEC	Pope Gletscher	ft

5.3.2 Methoden

Da Gletscherspalten über viele Jahre hinweg bestehen bleiben können und SAR-Bilder aufgrund ihrer Auflösung selbst kleine Gletscherspalten oberhalb und an der Aufsetzlinie identifizieren können, eignet sich die Beobachtung von Eisströmen und Schelfeisen mittels ERS-SAR zur Bestimmung der Eisgeschwindigkeit. Unter Verwendung von geokodierten ERS-SAR-Amplitudenbildern wurde hier mit Hilfe der beiden nachfolgend beschriebenen interaktiven Methoden aus der sequentiellen Verschiebung der Gletscherspalten die Eisgeschwindigkeit berechnet.

Bei der ersten Methode werden auf der Grundlage eines geokodierten SAR-Amplitudenbildes markante Muster in der Eisoberfläche mit Hilfe der Software ERDAS Imagine 8.4 digitalisiert, innerhalb der Datenreihe *visuell* verfolgt und erneut digitalisiert. Zwischen den verschiedenen Aufnahmezeitpunkten lassen sich somit aus der Verlagerung der Oberflächenerscheinungen die Eisgeschwindigkeiten ermitteln und in die durchschnittliche Jahresgeschwindigkeit umrechnen. Die visuelle Auswertung ist vom Ablauf her einfach, in der Durchführung jedoch aufwendig. Nachteilig ist weiterhin, daß die visuelle Auswertung auf Bereiche mit ausgeprägten Mustern auf der Eisoberfläche beschränkt ist. Da hier eine Pixelgröße von 50 m x 50 m verwendet wird, sind die

Resultate nur für große Eisgeschwindigkeiten ausreichend genau. Auch für kleinere Geschwindigkeiten verwendbar, dafür aber komplizierter vom Programmablauf her, ist die am DFD entwickelte, in IDL programmierte, *halb-automatische* Methode des *feature trackings*. Der dieser Methode zugrundeliegende Algorithmus ist RABUS/ LANG (*in Vorbereitung*) entnommen: Grundlage sind zwei geokodierte SAR-Amplitudenbilder derselben Szene. Die geokodierten Bilder haben eine physikalische Auflösung von besser als 20 m und eine Pixelgröße von 12,5 m x 12,5 m. Um die Geschwindigkeiten in einem bestimmten Gebiet zu messen, wird im ersten Bild ein umgebendes quadratisches Feld (engl.: *chip*) mit der Seitenlänge 1 km definiert, in dessen Zentrum das gewählte Gebiet liegt. Innerhalb einer bestimmten Suchtiefe wird das zweite Amplitudenbild auf einem zweidimensionalen Raster mit Suchdimension D und Suchschritt d verschoben. Für jede einzelne Verschiebung wird aus dem zweiten Bild ein weiterer *chip* ausgeschnitten. Als Korrelationsmaß wird die aufsummierte quadrierte Differenz zwischen den beiden *chips* verwendet. Der Verschiebungsvektor am globalen Minimum des Korrelationsmaßes liefert die mittlere horizontale Bewegung um das gewählte Gebiet. d wird iterativ von 50 m auf 12,5 m und 6,25 m verringert, wobei die gröbere Lösung des vorherigen Suchschrittes als Startwert dient; D wird entsprechend verringert. Das kleinste in dieser Arbeit verwendete Zeitintervall umfaßt 105 Tage. Die maximale Genauigkeit der Geschwindigkeitsmessung beträgt für diesen Zeitraum ungefähr 22 m/ a; bei größeren Intervallen ist sie proportional höher. In Gebieten ohne sichtbare Oberflächenmerkmale wird die Genauigkeit der *feature tracking*-Methode durch den geringen Kontrast der Korrelationsmessung stark eingeschränkt. Eine Ausnahme bilden Kurzzeit-Intervalle, weil der Speckle dann noch teilweise kohärent ist und die *feature tracking*-Methode darauf einrasten kann, selbst wenn keine makroskopischen Oberflächenerscheinungen mehr vorhanden sind. Vorteile dieser Methode sind, daß sie absolute Geschwindigkeiten liefert, ohne daß Bezugspunkte mit bekannter Geschwindigkeit erforderlich sind, und daß keine Tidenbewegungs- oder Topographiekorrekturen notwendig sind. Die Genauigkeit der *feature tracking*-Geschwindigkeiten wurde nahe des Thwaites Gletschers an verschiedenen (unbeweglichen) Felsinseln und Nunataks validiert. Dies ergab eine Genauigkeit von einem halben Pixel (6,25 m). Nachteile der Methode sind die geringe räumliche Auflösung (1 km) sowie die inhomogene Qualität der Ergebnisse. Die automatische Erstellung eines zweidimensionalen Geschwindigkeitsfeldes erfordert beträchtliche algorithmische Anstrengungen zur Beseitigung von Ausreißern und der - nachfolgend nötigen - Interpolation und Glättung des Geschwindigkeitsfeldes. Eine weniger anspruchsvolle, aber robustere Alternative ist die halb-automatische Bestimmung eines Geschwindigkeitsprofils entlang einer Flußlinie. In kritischen Gebieten mit geringem Bildkontrast werden zusätzliche Geschwindigkeitspunkte innerhalb eines wenige km breiten Streifens um die Flußlinie herum ausgewählt. Nach Beseitigung der offensichtlichen Ausreißer ist es meist möglich, durch eine

Ausgleichsrechnung im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate, eine verlässliche Fortsetzung des Geschwindigkeitsprofils durch das Gebiet mit niedrigem Kontrast zu finden.

5.3.3 Ergebnisse

Visuelle Bildauswertung

Am Beispiel der Thwaites Gletscherzunge wurde die visuelle Bildauswertung zur Berechnung der Eisgeschwindigkeit angewandt. Die verwendeten Daten sind Tabelle 5.3 zu entnehmen. Abbildung 5.8 zeigt die ausgewählten Oberflächenerscheinungen und deren jeweilige Position innerhalb der Zeitreihe. Die Ergebnisse der Messungen sind in Tabelle 5.4 dargestellt.

Tab. 5.4: Ergebnisse der visuellen Bildauswertung am Beispiel der Thwaites Gletscherzunge. Die Eisgeschwindigkeiten zwischen den jeweiligen Zeiträumen wurden in die entsprechende durchschnittliche Eisgeschwindigkeit pro Jahr (km/ a) umgerechnet. „k. D.“ steht für „keine Daten“, „---“ bildet das jeweilige Ausgangs-SAR-Amplitudenbild.

Aufnahmedatum	Spalte 1	Spalte 2	Spalte 3	Spalte 4	Spalte 5	Spalte 6	Bucht
05.12.92	---	---	k. D.	k. D.	k. D.	k. D.	k. D.
03.09.93	3,16	k. D.	k. D.	k. D.	k. D.	k. D.	k. D.
31.10.95	3,10	3,20	---	---	---	---	---
16.10.96	3,57	3,34	3,30	3,44	3,44	3,47	3,45
05.03.97	3,03	3,18	3,21	2,95	3,08	3,34	3,21
17.01.98	k. D.	3,27	3,25	2,97	3,15	3,55	3,01
03.02.99	3,15	3,08	3,10	3,44	3,37	3,07	3,42
04.02.00	3,01	3,41	3,29	3,29	3,29	3,38	3,50

Bei Betrachtung der Ergebnisse fallen erhebliche, offensichtlich willkürliche Schwankungen der Eisgeschwindigkeiten auf (siehe z. B. Gletscherspalte 4). Verlangsamung und Beschleunigung innerhalb derselben Zeiträume gehen nicht einher (siehe z. B. Gletscherspalte 6 und Bucht). Die Genauigkeit dieser Methode zur Bestimmung der Eisgeschwindigkeit ist daher nicht zufriedenstellend. Folglich wird die visuelle Bildauswertung zur Bestimmung der Eisgeschwindigkeit am Pine Island Gletscher, Pope Gletscher und Crosson Schelfeis nicht durchgeführt. Zur erwähnten Ungenauigkeit kommt hier außerdem hinzu, daß diese Gletscher allesamt eine deutlich schwächer ausgeprägte Strukturierung ihrer Oberflächen durch Gletscherspalten aufweisen, wodurch die visuelle Auswertung noch ungenauer wird.

Aus nachfolgenden Gründen bot sich während der Digitalisierung der Oberflächenmerkmale gleichzeitig die Digitalisierung der Eisfront des jeweiligen Aufnahmedatums an: Eisfronten, Eisbergzungen und Gletscherzungen sind die dynamischsten und veränder-

lichsten Erscheinungen in den Küstenregionen der Antarktis (WILLIAMS/ FERRIGNO 1998, o. S.). Meerwärts der Aufsetzlinie ist der schwimmende randliche Bereich häufigen und großen Kalbungsereignissen oder schnellem Fließen ausgesetzt. Beide Situationen führen innerhalb eines Jahres oder über Jahrzehnte zu Veränderungen der Eisfrontpositionen in der Größenordnung mehrerer km oder - bei extremen Kalbungsereignissen - sogar zehner km. Die Abbildungen 5.8 und 5.9 verdeutlichen dies: In Abbildung 5.8 ist eine kontinuierliche meerwärtige Verlagerung der Eisfront offensichtlich. Der Eisfrontvorstoß der Thwaites Gletscherzunge beträgt etwa 23 km (zwischen 1992 und 2000), der des Haynes Gletschers etwa 12 km und der des Crosson Schelfeises etwa 7 km (beide zwischen 1995 und 2000). Die Eisfront des Crosson Schelfeises wird sich dagegen in absehbarer Zeit, aufgrund der Kalbungsereignisse (siehe dazu auch Abbildung 5.27), deutlich zurückverlagern. Ein etwas anderes Verhalten zeigt die Eisfront des Pine Island Gletschers (s. Abb. 5.9). Während sie zwischen 1992 und 1997 nahezu stationär war, verlagerte sie sich zwischen 1997 und 2000 ungefähr 6,5 km meerwärts. Ist die Eisgeschwindigkeit bekannt, so lassen sich aus der Differenz zwischen postuliertem Eisfrontvorstoß ohne Kalbung und tatsächlicher Eisfrontverlagerung in Verbindung mit der Eismächtigkeit Kalbungsraten abschätzen (siehe z. B. FERRIGNO et al. 1998). Diese wiederum erlauben Aussagen über die Küstenliniendynamik, welche hinsichtlich der potentiellen Instabilität des WAIS von besonderer Bedeutung ist.

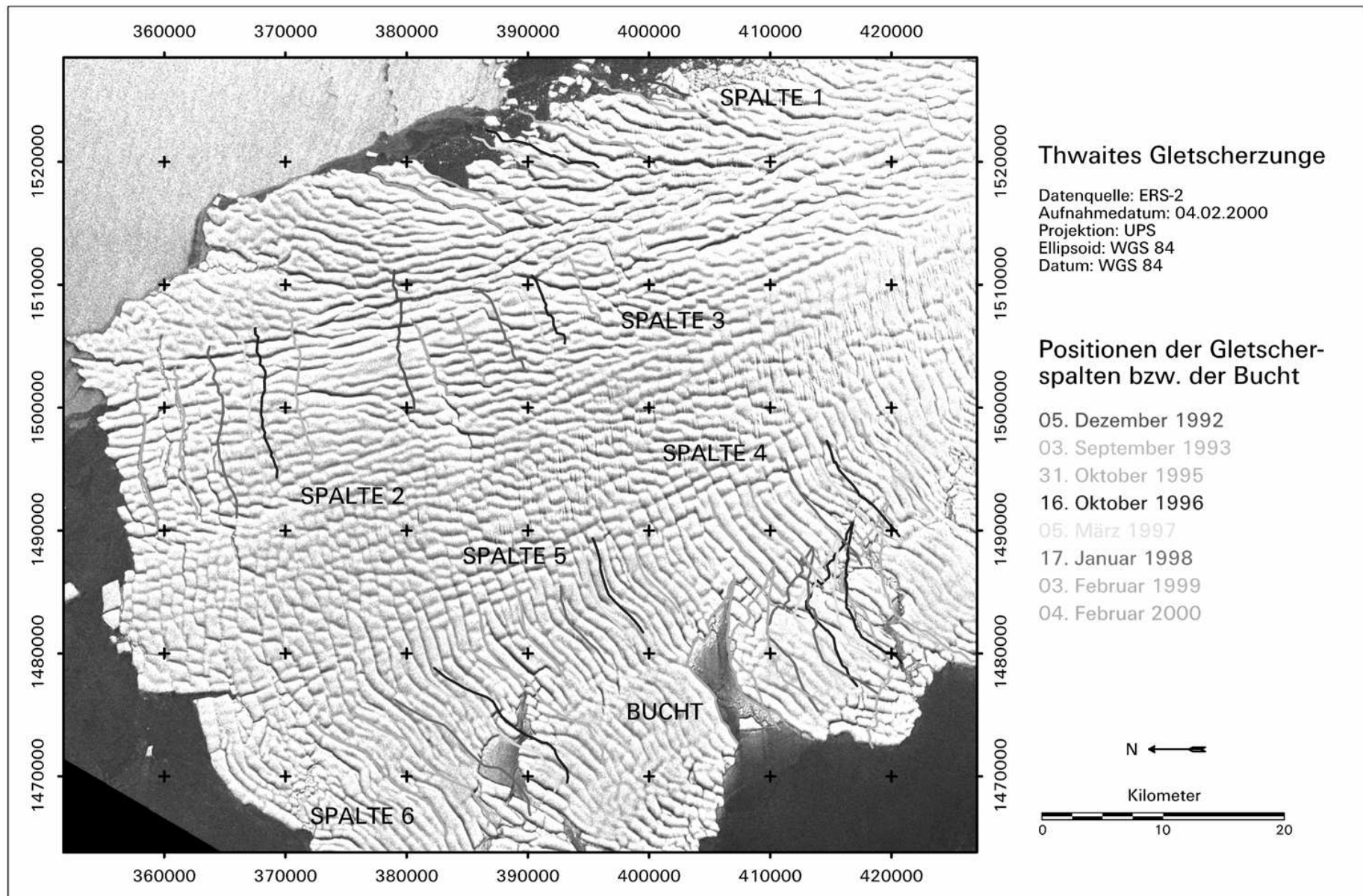


Abb. 5.8: Lage und visuelle Bildauswertung der Oberflächenmerkmale am Beispiel der Thwaites Gletscherzunge.

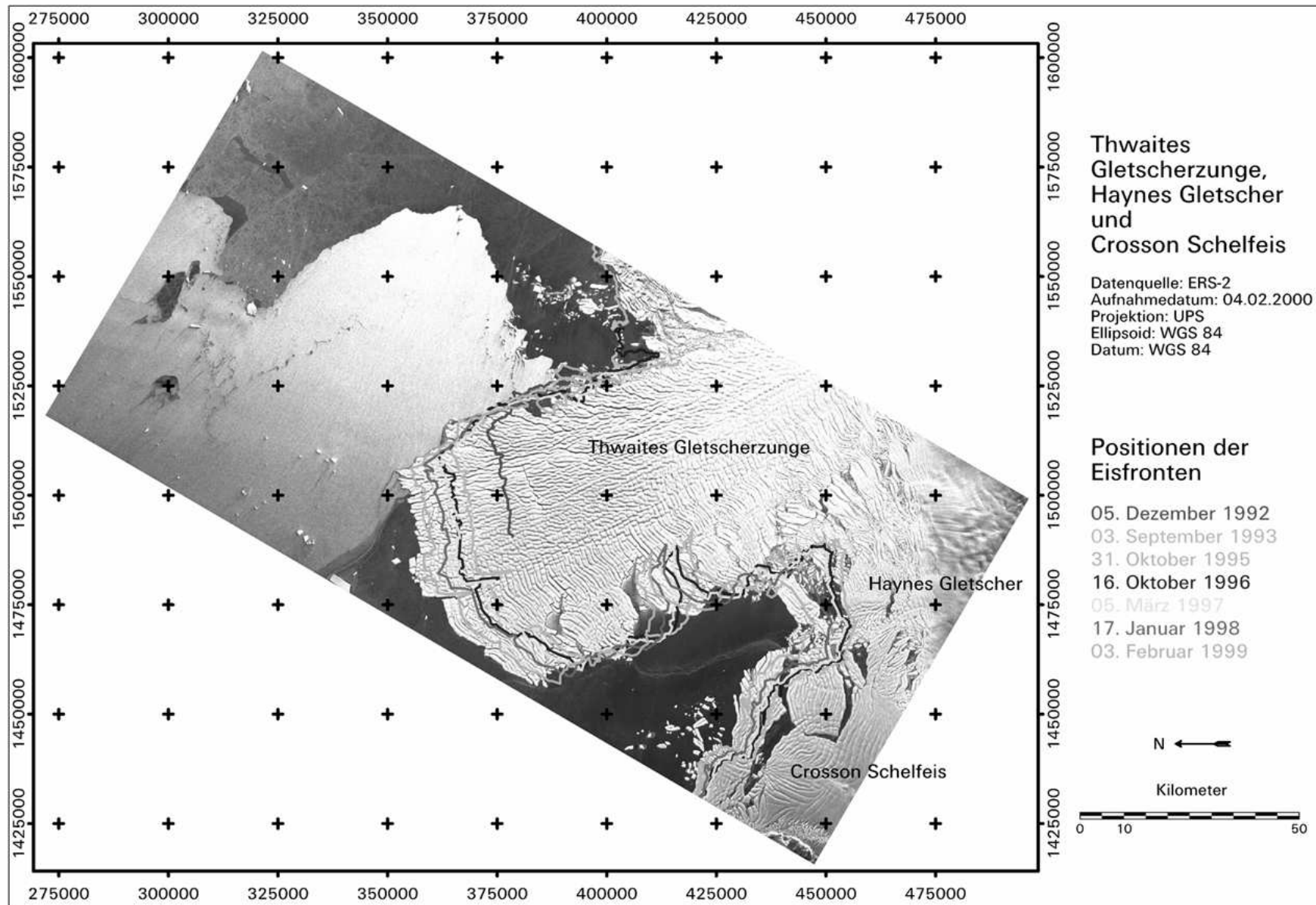


Abb. 5.9: Eisfrontverlagerung der Thwaites Gletscherzunge, des Haynes Gletschers und des Crosson Schelfeises als Indikator der Küstenliniendynamik.

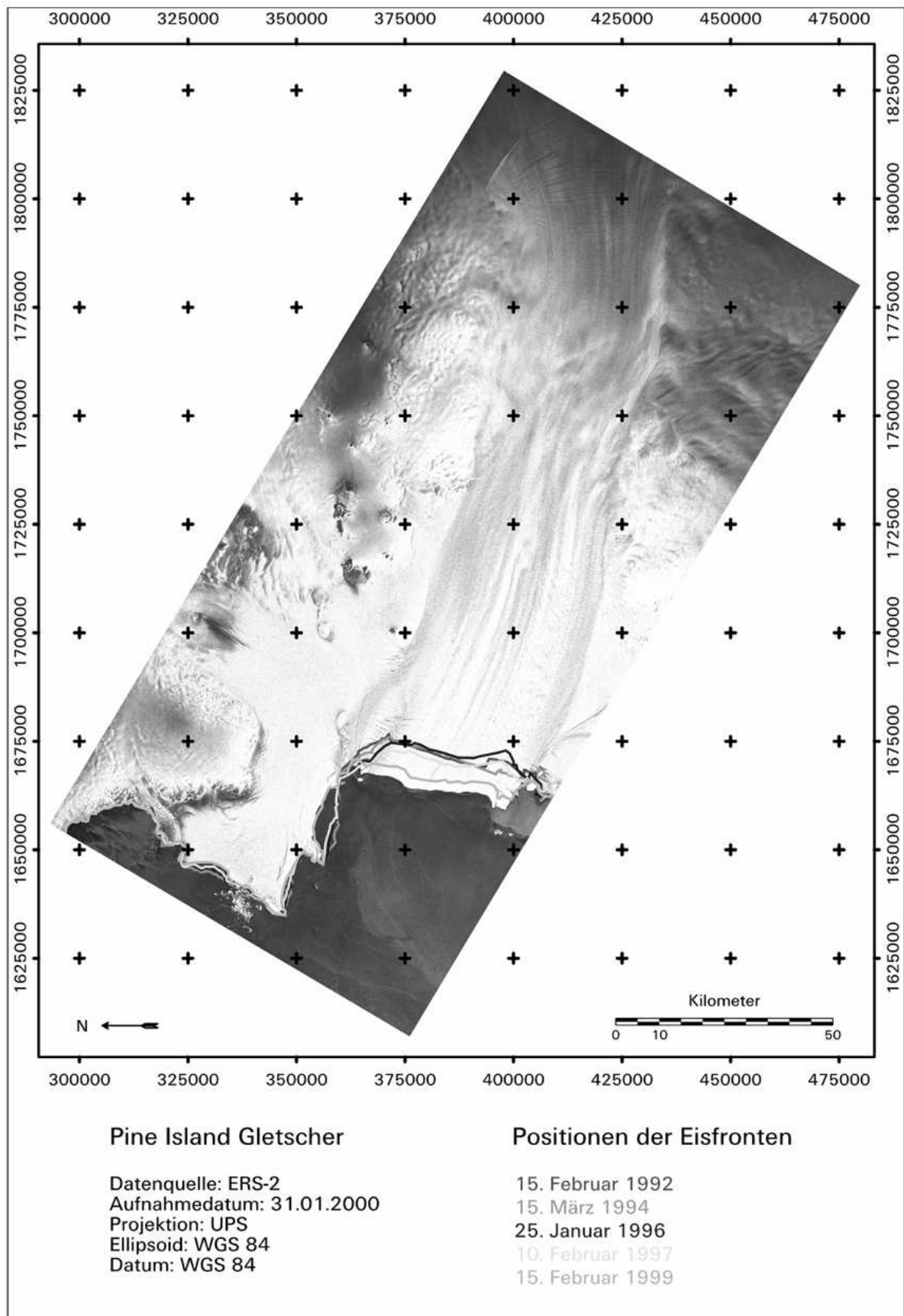


Abb. 5.10: Eisfrontverlagerung des Pine Island Gletschers als Indikator der Küstenliniendynamik.

Feature tracking

Für einen gegebenen Zeitpunkt definiert ein Geschwindigkeitsfeld für jeden Raumpunkt (der Raum ist in diesem Fall die zweidimensionale Gletscheroberfläche) einen Geschwindigkeitsvektor. Eine sogenannte Trajektorie oder Eisflußlinie entsteht, indem man aus der Geschwindigkeitsrichtung in einem Fußpunkt einen nächsten Fußpunkt erzeugt usw. Die Erzeugung einer solchen Trajektorie durch *feature tracking* wurde zuvor beschrieben. Dabei ist bei zeitveränderlichen Geschwindigkeitsfeldern wichtig, das Fortschreiten der Zeit entlang der Trajektorie zu berücksichtigen und immer den zum jeweiligen Zeitpunkt gerade gültigen Geschwindigkeitspfeil zur Erstellung des nächsten Fußpunktes zu verwenden. Für den hier gegebenen Fall, daß das zeitveränderliche Geschwindigkeitsfeld für einen festen Zeitpunkt bekannt ist (ein solcher Zeitpunkt entspricht dem zeitlichen Schwerpunkt des entsprechenden Mittelungszeitintervalls, welches das *feature tracking* umschließt), läßt sich dieser zeitliche Update nicht durchführen. Die im obigen Sinn erstellten Trajektorien beschreiben deshalb in diesem Fall nicht den tatsächlichen, sondern einen hypothetischen Eisfluß unter der Annahme, daß die Bewegung für alle Zeit auf den Wert des zeitveränderlichen Geschwindigkeitsfeldes zum gegebenen Zeitpunkt eingefroren wird. Zu verschiedenen Zeitpunkten liegen solche Trajektorien im allgemeinen nicht aufeinander und sind deshalb nicht vergleichbar. Bei schwach veränderlichen Geschwindigkeitsfeldern gibt es eine Lösung dieses Problems: Für verschiedene Zeitpunkte erlaubt die Durchführung des *feature trackings* auf immer demselben Referenz-Flußprofil den Vergleich der entsprechenden Geschwindigkeitsbeträge und läßt damit Aussagen über eventuelle zeitliche Trends zu.

Die großzügige Datengrundlage erlaubte die Erstellung von insgesamt neunzehn sowohl jährlichen als auch saisonalen Geschwindigkeitsprofilen. Die entsprechenden Rohdaten sind dem Anhang zu entnehmen. Für den THWAITES GLETSCHER liegen zehn Geschwindigkeitsprofile vor, für den PINE ISLAND GLETSCHER sieben und für POPE GLETSCHER UND CROSSON SCHELFEIS zwei. Jeder dieser Abschnitte ist so aufgebaut, daß zunächst die Lage des Flußprofils (unterteilt in sogenannte Pfade) und dann die Geschwindigkeitsprofile je Zeitintervall dargestellt werden. Abschließend erfolgen pfadspezifische Mittelwertvergleiche der Geschwindigkeitsbeträge (waagrechte Balken in den Abbildungen 5.20/ 5.21, 5.24-5.26 und 5.29), wobei die Abbildungen 5.21 und 5.24-5.26 im gleichen Maßstab sind. Die Fehlerabschätzung der gebildeten Mittelwerte je Pfad und Zeitintervall ist in Form von senkrechten Balken am zeitlichen Start- bzw. Endpunkt des Zeitintervalls dargestellt. Jeder senkrechte Balken repräsentiert plus/ minus eine Standardabweichung (σ) aus der Regressionsanalyse je pfadspezifischem Geschwindigkeitsprofil und Zeitintervall. Die exakten Werte von σ sind im Anhang nachzusehen. Bezüglich der (Geschwindigkeits-)Profile („P“) kennzeichnen die Zahlen in Klammern das

Zeitintervall zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten in Tagen für das entsprechende Geschwindigkeitsprofil. Im letzten Abschnitt erfolgt ein räumlicher und zeitlicher Vergleich der Eisgeschwindigkeiten der untersuchten Gletscher.

Am Thwaites Gletscher und am Pine Island Gletscher ließ sich auch nach zahlreichen Versuchen kein über die gesamte Gletscherlänge *zusammenhängendes* Flußprofil erstellen; die hier präsentierten Teilprofile (Pfade) spiegeln die Bereiche wider, in denen die *feature tracking*-Methode verlässliche Ergebnisse lieferte. Der Verlauf der Aufsetzlinie in den Abbildungen 5.11 und 5.22 ist aus der in Doppeldifferenzinterferogrammen sichtbaren gezeitenbedingten Flexur der schwimmenden Eiszunge abgeleitet (RABUS/ LANG, *in Vorbereitung*).

5.3.3.1 THWAITES GLETSCHER

Das Flußprofil und die ausreißerkorrigierten Geschwindigkeitsbeträge sind in Abbildung 5.11 bzw. in Abbildung 5.12 dargestellt. Während der Durchführung des *feature trackings* ergaben sich für *Pfad 4* - jeweils ausgehend von derselben Anfangskoordinate - mit zunehmender Entfernung von der Aufsetzlinie deutlich voneinander abweichende Vektorfeld-Trajektorien zu den verschiedenen Zeitintervallen. Ursache dafür ist, daß die Gletscherzunge in erster Näherung um ein Zentrum an der Aufsetzlinie rotiert (RABUS/ LANG, *in Vorbereitung*; s. Abb. 5.11) und daß eben diese Rotation ein eigenes, zeitabhängiges Vektorfeld erzeugt. Wie im vorigen Abschnitt ausgeführt, entsprechen die auslenkenden Flußprofile damit hypothetischen Trajektorien, bei denen die über das *feature tracking*-Intervall gemessene Rotation (für viele Jahre) auf konstantem Wert eingefroren ist. Daß die Gletscherzunge nicht wirklich makroskopisch rotiert, geht dagegen bereits aus den Eisfrontpositionen in Abbildung 5.9 hervor. Die Rotation ist drehsinnveränderlich (P 5-7 Drehsinn in Fließrichtung nach links bzw. bei P 8-10 nach rechts) und läßt somit keine großen Nettorotationswinkel zu. Da das Geschwindigkeitsfeld der Gletscherzunge nicht einheitlich ist und dem Rotationseinfluß unterliegt, sind die Geschwindigkeitsbeträge der divergierenden Flußprofile, wie zuvor beschrieben, nicht miteinander vergleichbar. Aufgrund dessen wurde der nicht auslenkende Pfad 4 von Profil 4 als Referenz-Trajektorie gewählt und in einem erneuten *feature tracking*-Durchgang für jedes *feature tracking*-Zeitintervall als Bezug verwendet. Bevor die Geschwindigkeitsbeträge endgültig vergleichbar sind, muß zusätzlich der Einfluß auf diese beseitigt werden. Wie sich später zeigen wird, wirkt sich die Rotation jedoch nur geringfügig auf die Geschwindigkeitsbeträge aus.

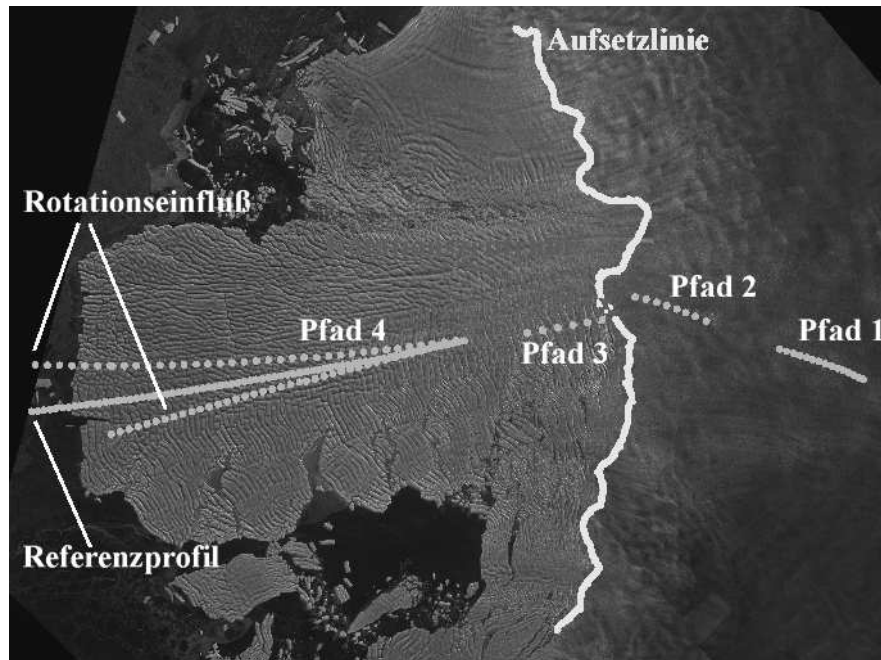


Abb. 5.11: Feature tracking-Flußprofil, Aufsetzlinie und Rotationszentrum des Thwaites Gletschers. Pfad 4 unterliegt zeitabhängiger und drehsinnveränderlicher Rotation. Für die Vergleichbarkeit der Geschwindigkeitsbeträge wurde hier ein Referenzprofil bestimmt, auf dem das feature tracking erneut für alle Zeitintervalle durchgeführt wurde.

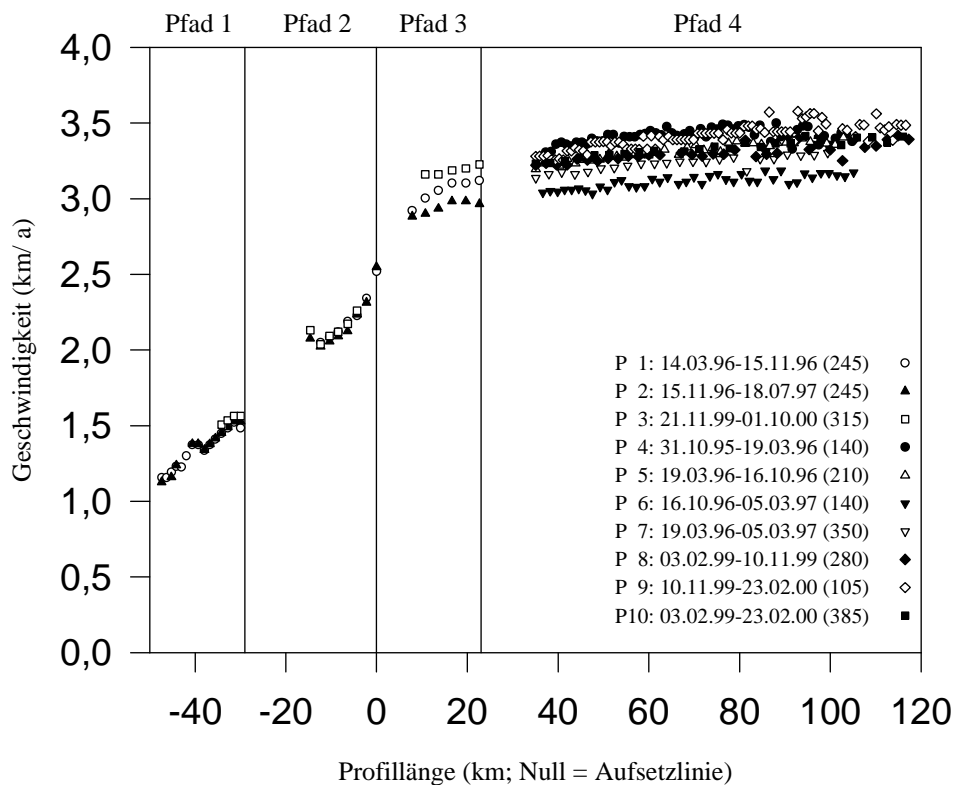


Abb. 5.12: Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Thwaites Gletschers. Der Einfluß der Rotation auf Pfad 4 ist hier noch nicht beseitigt.

In Abbildung 5.12 beziehen sich P 1-3 auf die Pfade 1-3, P 4-10 auf Pfad 4. Die Profile zeigen, daß die Geschwindigkeiten vom Oberlauf bis zur Aufsetzlinie innerhalb von nur 50 km Profillänge deutlich zunehmen, nach Überschreiten der Aufsetzlinie steil ansteigen und sich dann bis zum Gletscherende weiter leicht (durch (engl.) ice shelf spreading) erhöhen. Im Gegensatz zu den Geschwindigkeitsbeträgen der ersten beiden Pfade treten bei den Pfaden 3 und 4 - meerwärts der Aufsetzlinie - deutliche Variationen zu den verschiedenen Zeitintervallen auf.

Für einen aussagekräftigen Vergleich zwischen den Geschwindigkeitsbeträgen zu den verschiedenen Zeitintervallen von Pfad 4 ist die Korrektur des Rotationseinflusses erforderlich. Bevor diese erfolgt, wird zunächst das Rotationsprinzip dargestellt. Vereinfacht ausgedrückt entspricht die gegebene Situation einem Brett (Gletscherzunge) mit Loch, das um einen Nagel in diesem Loch (Rotationszentrum) frei drehbar ist (s. Abb. 5.13).

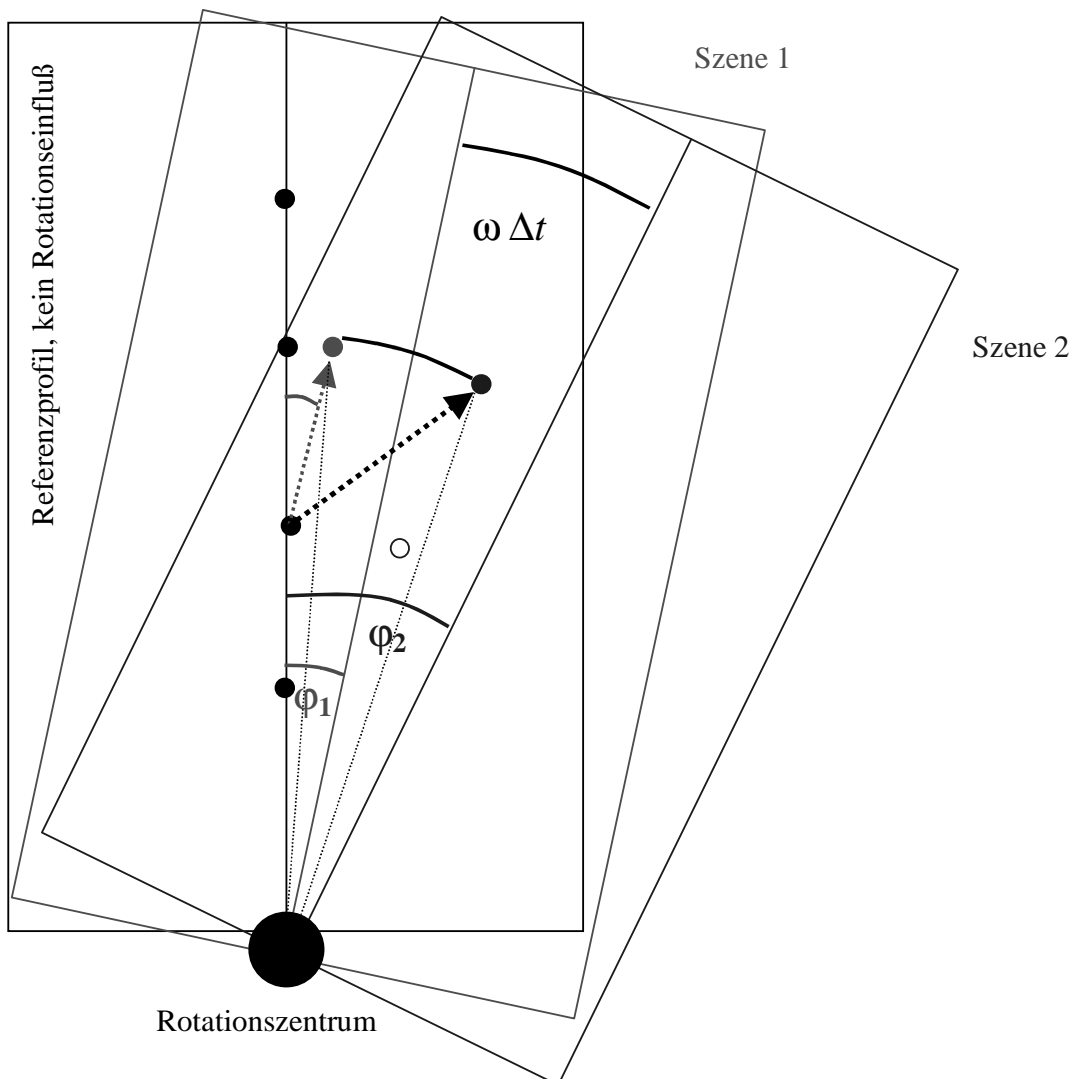


Abb. 5.13: Rotationsprinzip der Thwaites Gletscherzunge (Erläuterung im Text).

Entlang des Referenzprofils (schwarze Punkte), das keinem Rotationseinfluß unterliegt, erfolgt die Durchführung des *feature trackings*. Szene 1 (rot) und Szene 2 (blau) stellen das *feature tracking*-Paar dar. φ_1 ist der Drehwinkel von Szene 1 gegenüber der Referenz zum zeitlichen Startpunkt des *feature tracking*-Intervalls. Der rote Pfeil kennzeichnet den Eisfluß eines Eispartikels zum Zeitpunkt 1. Aufgrund des Rotationseinflusses bis zum Zeitpunkt 2 rotieren sowohl der Fuß- als auch der Zielpunkt dieser Eisflußrichtung um den Winkel Winkelgeschwindigkeit (ω) mal Zeitintervall (Δt) um das Rotationszentrum (dargestellt durch die zwei blauen Kreise). Die Resultierende (schwarz-gestrichelter Pfeil) ist der letztlich durch das *feature tracking* ermittelte Geschwindigkeitsbetrag. Die Summe aus φ_1 und $\omega\Delta t$ entspricht φ_2 . φ_2 stellt den Drehwinkel der Szene 2 gegenüber der Referenz zum zeitlichen Endpunkt des *feature tracking*-Intervalls dar.

Für Aussagen über die Größenordnung der Rotation im jeweiligen Zeitintervall, ist in Abbildung 5.14 die Winkelgeschwindigkeit ω in Grad/ a dargestellt.

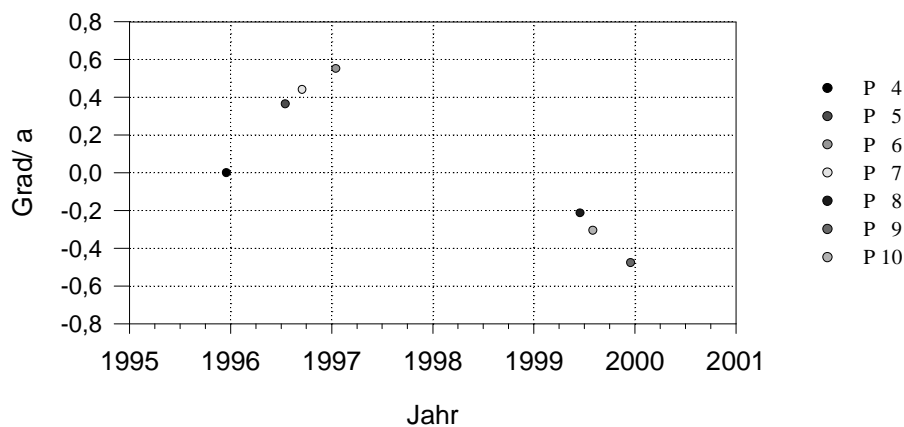


Abb. 5.14: Winkelgeschwindigkeit ω des jeweiligen Zeitintervalls in Grad/ a.

Für die Referenz-Trajektorie (Pfad 4 von Profil 4) ist ω gleich Null. Dieses Zeitintervall unterliegt keinem Rotationseinfluß. Die Zeitintervalle der Profile 5-7 (8-10) unterliegen geringen positiven (negativen) Winkelgeschwindigkeiten. Dies bestätigt die beobachtete Drehsinn-Veränderlichkeit. ω erweist sich als konsistent, da die jährlichen Profile P 7 bzw. P 10 die Zeitintervalle von P 5/ 6 bzw. P 8/ 9 umfassen und sich die Winkelgeschwindigkeitswerte betragsmäßig - wie zu erwarten - zwischen den saisonalen Profilen befinden.

Die Winkelgeschwindigkeit ω bzw. die Rotation verursacht eine Geschwindigkeitskomponente, die senkrecht zur Referenz-Trajektorie ist. Die Geschwindigkeitskomponenten je *feature tracking*-Zeitintervall gehen aus Abbildung 5.15 hervor.

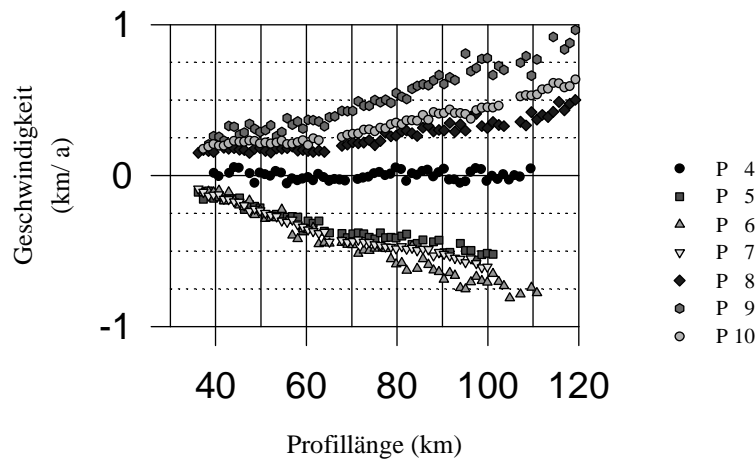


Abb. 5.15: Durch die Winkelgeschwindigkeit ω bedingte Geschwindigkeitskomponenten je feature tracking-Zeitintervall, senkrecht zur Referenz-Trajektorie Pfad 4 von Profil 4.

Da das Zeitintervall von Profil 4 keinem Rotationseinfluß unterliegt, ist die Geschwindigkeitskomponente hier annähernd gleich Null. Sowohl während der Zeitintervalle mit positiven als auch während der Zeitintervalle mit negativen Winkelgeschwindigkeiten nimmt die jeweilige Geschwindigkeitskomponente mit wachsender Entfernung vom Rotationszentrum betragsmäßig zu. Die Geschwindigkeitskomponenten der Zeitintervalle P 5-7 bzw. P 8-10 spiegeln auch hier die bereits in Abbildung 5.14 aufgezeigte Konsistenz wider.

Die Beseitigung des Rotationseinflusses erfolgt nach Bestimmung des Drehwinkels φ und der Winkelgeschwindigkeit ω im Sinne einer Minimierung der Geschwindigkeitskomponenten senkrecht zur Referenz-Trajektorie durch die Methode der kleinsten Fehlerquadrate (RABUS/ LANG, *in Vorbereitung*). Das Residuum nach erfolgter Rotationskorrektur ist in Abbildung 5.16 dargestellt.

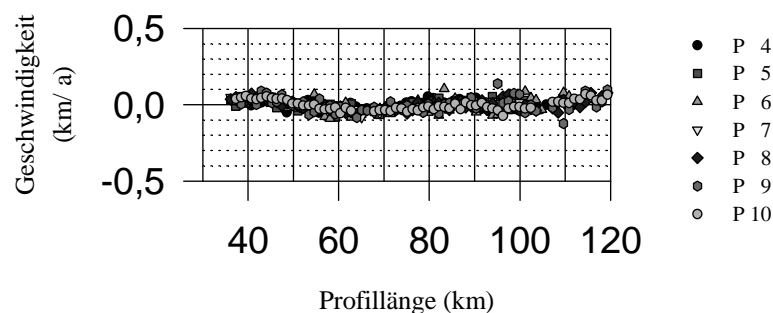


Abb. 5.16: Geschwindigkeitskomponenten je feature tracking-Zeitintervall nach der Rotationskorrektur.

Aufgrund der Rotationskorrektur sind die entsprechenden Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 4 zu den verschiedenen Zeitintervallen nun unmittelbar vergleichbar (s. Abb. 5.17).

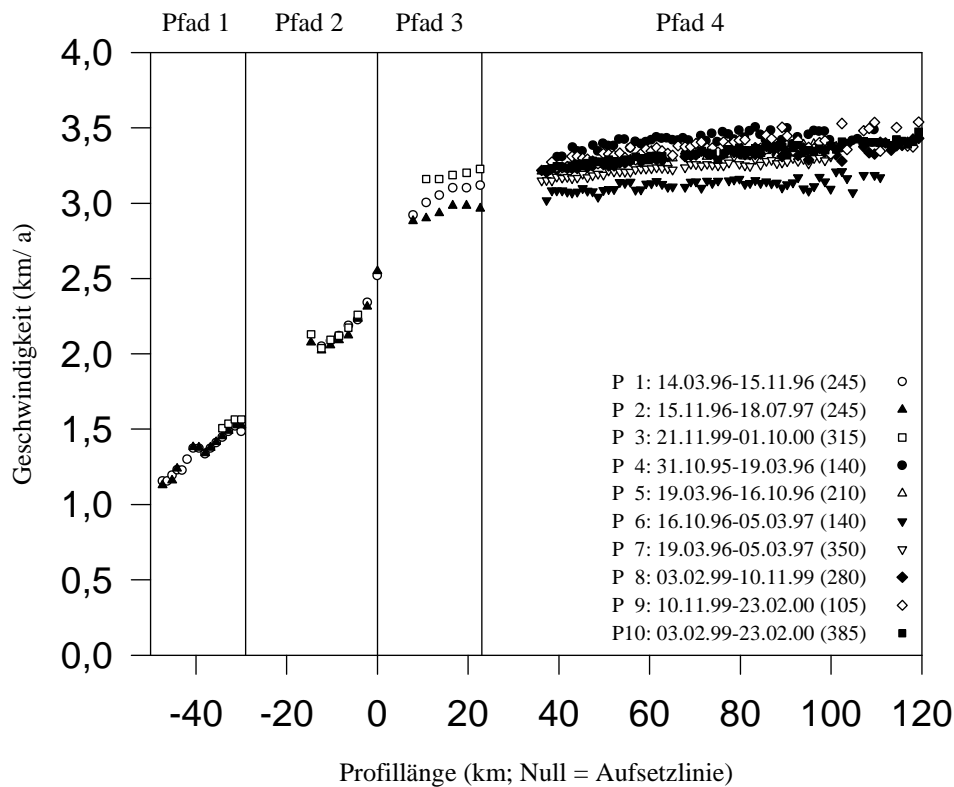


Abb. 5.17: Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Thwaites Gletschers mit rotationskorrigiertem Pfad 4.

Um eine Aussage darüber treffen zu können, in welchem Ausmaß sich die Rotation der Gletscherzunge auf die Geschwindigkeitsbeträge auswirkt, erfolgt in Abbildung 5.18 die Darstellung von Differenzkurven zwischen den rotationsbeeinflussten und den rotationsbereinigten Geschwindigkeitsbeträgen je Zeitintervall.

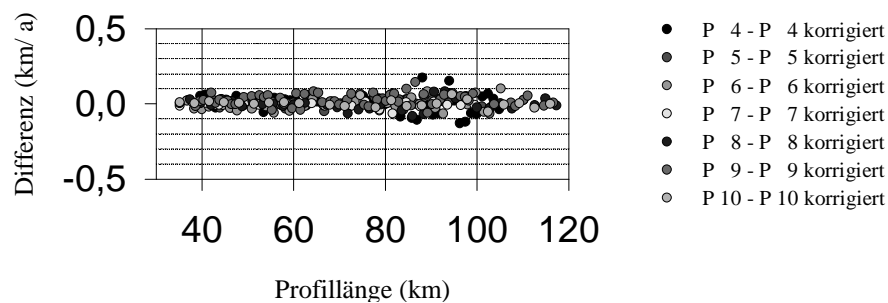


Abb. 5.18: Differenzkurven zwischen den rotationsbeeinflussten und den rotationsbereinigten Geschwindigkeitsbeträgen je Zeitintervall.

In Abbildung 5.18 wird ersichtlich, daß sich die Rotation nur geringfügig auf die jeweiligen Geschwindigkeitsbeträge auswirkt. Aufgrund dessen wird Pfad 3, der ebenfalls meerwärts des Rotationszentrums auf der Gletscherzunge verläuft, keiner Rotationskorrektur unterzogen. Bevor die Geschwindigkeitsprofile in Form von über die Pfade gebildete Mittelwerte quantitativ verglichen werden, wird zunächst gezeigt, wie groß der

Drehwinkel im jeweiligen Zeitintervall gegenüber der Referenz-Trajektorie (Pfad 4 von Profil 4) ist (s. Abb. 5.19).

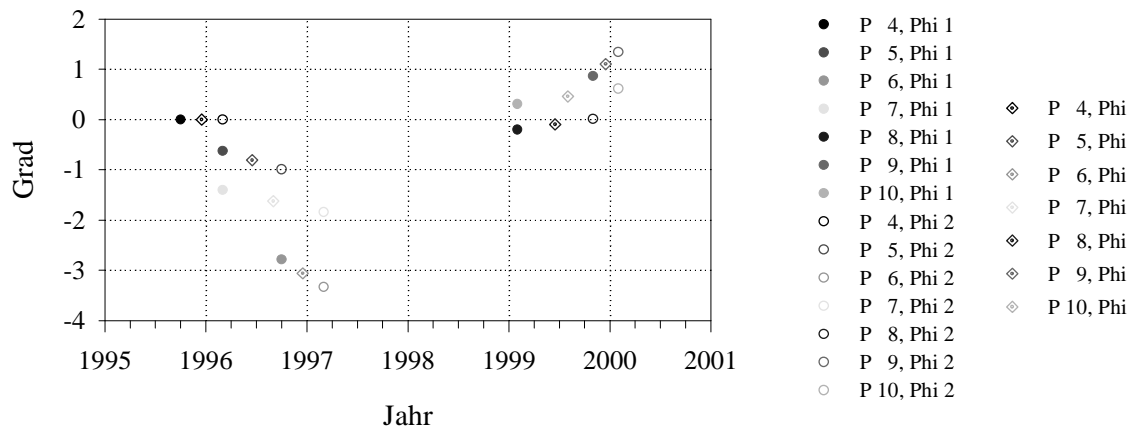


Abb. 5.19: φ zum zeitlichen Start- (Datum von Szene 1; Φ_{i1}), End- (Datum von Szene 2; Φ_{i2}) und Mittelpunkt (Φ_i) im jeweiligen feature tracking-Intervall gegenüber der Referenz-Trajektorie (Pfad 4 von Profil 4), für die $\Phi_{i1,2}$ und Φ_i gleich Null sind.

Abbildung 5.19 verdeutlicht, daß die Deutung von φ als *offset*-Winkel zu Widersprüchen führt. Profile mit identischen zeitlichen Start- (P 5/ 7; P 8/ 10) bzw. Endpunkten (P 6/ 7; P 9/ 10) weisen unterschiedliche φ -Werte auf. φ bedarf folglich genauerer Untersuchung. Ein eventuell systematischer Fehler während der *feature tracking*-Methode kann die Ursache für die Inkonsistenz von φ sein. Auffällig ist, daß φ einen sehr ähnlichen Verlauf zeigt wie ω (vgl. Abb. 5.14). Das Vorzeichen von ω ist dabei mit der Entwicklung von φ durchaus konsistent, wie es von einem *offset*-Winkel bei einer langzeitlichen oszillatorischen Rotationsbewegung zu erwarten ist. Als problematisch erweisen sich allerdings die ω -Werte: Die Winkelgeschwindigkeiten sind zu klein, um die starken φ -Änderungen zwischen den aufeinanderfolgenden Profilen zu erklären.

Für den quantitativen Vergleich der Geschwindigkeitsprofile werden aus den Geschwindigkeitsbeträgen der gemeinsamen Raumpunkte je Pfad die Mittelwerte gebildet. Zunächst erfolgt die Darstellung der Mittelwerte der Pfade, die landwärts der Aufsetzlinie verlaufen (s. Abb. 5.20).

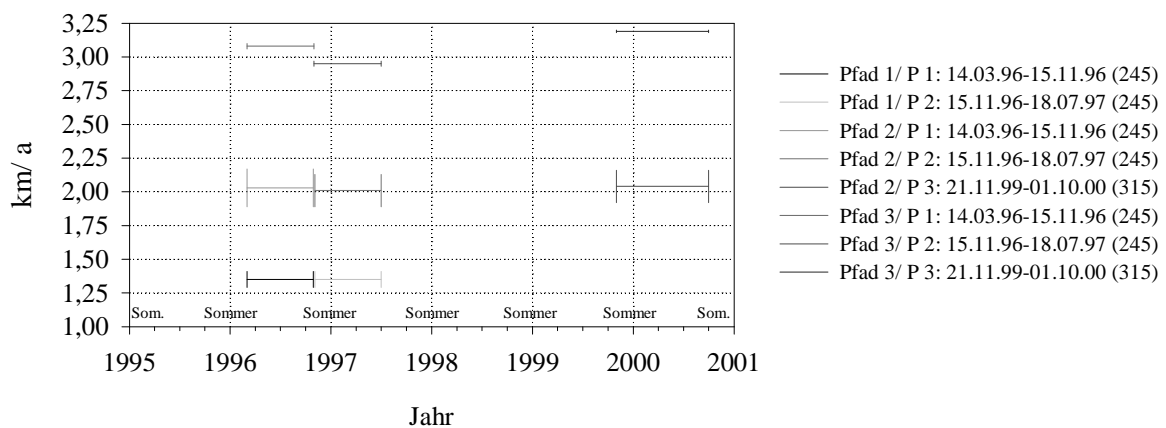


Abb. 5.20: Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge der Pfade 1-3 der Profile 1-3.

Die Mittelwert-Bildung für Pfad 1 von Profil 3 ist aufgrund mangelnder Datenabdeckung nicht möglich. Auf Pfad 1 (jeweils 1,35 km/ a) und Pfad 2 (P 1: 2,03/ P 2: 2,01/ P 3: 2,04 km/ a) treten im Vergleich der untersuchten Zeitintervalle keine oder nur geringe Veränderungen der jeweiligen Mittelwerte auf. Erst auf Pfad 3 – meerwärts der Aufsetzlinie – sind größere Veränderungen der Mittelwerte festzustellen. Während von P 1 (Winter) zu P 2 (Sommer) innerhalb kurzer Zeit eine Verlangsamung von 3,08 auf 2,95 km/ a eintritt, setzt dagegen von P 2 zu P 3 eine Beschleunigung von 2,95 auf 3,19 km/ a ein. In Abbildung 5.20 wird deutlich, daß der zeitliche Verlauf der Mittelwerte für Pfad 2 und Pfad 3 ähnlich ist. Trotz der relativierenden Fehlerbalken legt dies nahe, daß die Geschwindigkeitsänderungen der schwimmenden Gletscherzunge in gedämpfter Form auf den aufsitzenden Teil des Gletschers übergreifen. Die Mittelwerte des auf der Gletscherzunge verlaufenden Pfades sind in Abbildung 5.21 dargestellt.

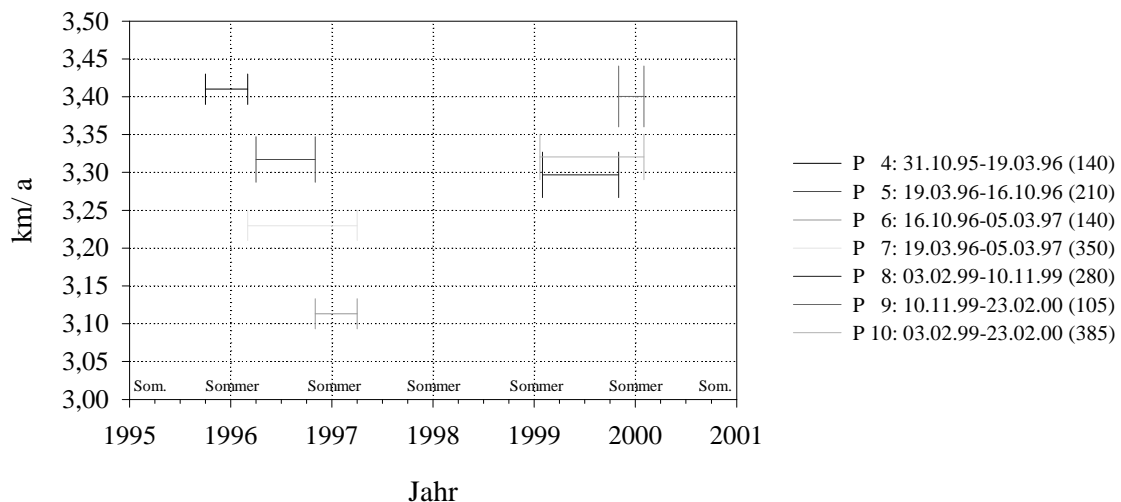


Abb. 5.21: Mittelwerte der rotationsbereinigten Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 4 der Profile 4 bis 10.

Der in Abbildung 5.20 beobachtete Trend auf Pfad 3 zeigt sich auch auf Pfad 4 während vergleichbarer Zeiträume: Von P 5 (Winter) zu P 6 (Sommer) setzt eine Verlangsamung ein (von 3,32 auf 3,11 km/ a), wohingegen von P 6 (über P 8) zu P 9 Beschleunigung stattfindet (von 3,11 über 3,30 auf 3,40 km/ a). Der Jahreszeiten-Vergleich von P 8 und P 9 zeigt, daß hier die Fließgeschwindigkeit im Winter niedriger ist als im anschließenden Sommer. Der Mittelwert des ältesten Geschwindigkeitsprofils ist auf dem höchsten Niveau (P 4: 3,41 km/ a) und liegt geringfügig über dem des jüngsten saisonalen Geschwindigkeitsprofils (P 9: 3,40 km/ a). Die jährlichen Profile P 7 (3,23 km/ a) und P 10 (3,32 km/ a) bestätigen die dazwischen stattfindende Beschleunigung.

Betrachtet man sich nun noch einmal die Abbildung mit der Winkelgeschwindigkeit ω (Abb. 5.14) und die beiden zuletzt dargestellten Abbildungen, so fällt auf, daß ω und die Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge synchronisiert zu sein scheinen. Diese Beobachtung wird in Kapitel 5.3.4.1 näher erläutert.

5.3.3.2 PINE ISLAND GLETSCHER

Am Pine Island Gletscher ist die Vergleichbarkeit der durch das *feature tracking* ermittelten Geschwindigkeitsbeträge auf allen Pfaden - im Gegensatz zu Pfad 4 des Thwaites Gletschers - direkt gegeben. Durch die beidseitige Fixierung der schwimmenden Zunge durch kleine laterale Eisschelfe ist eine Rotation hier von vornherein ausgeschlossen. In Abbildung 5.22 sind die Flußprofile dargestellt, in Abbildung 5.23 die entsprechenden Geschwindigkeitsbeträge je Zeitintervall.

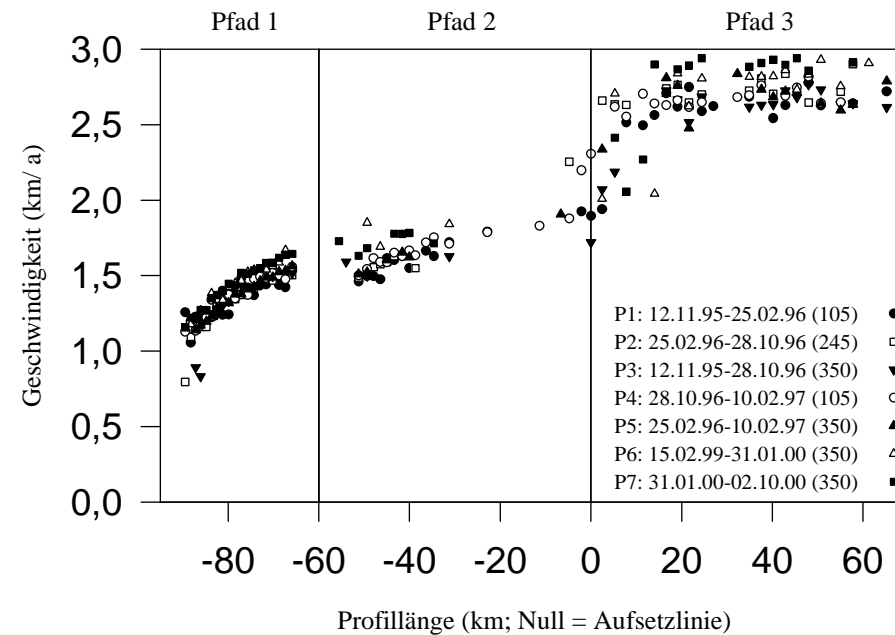
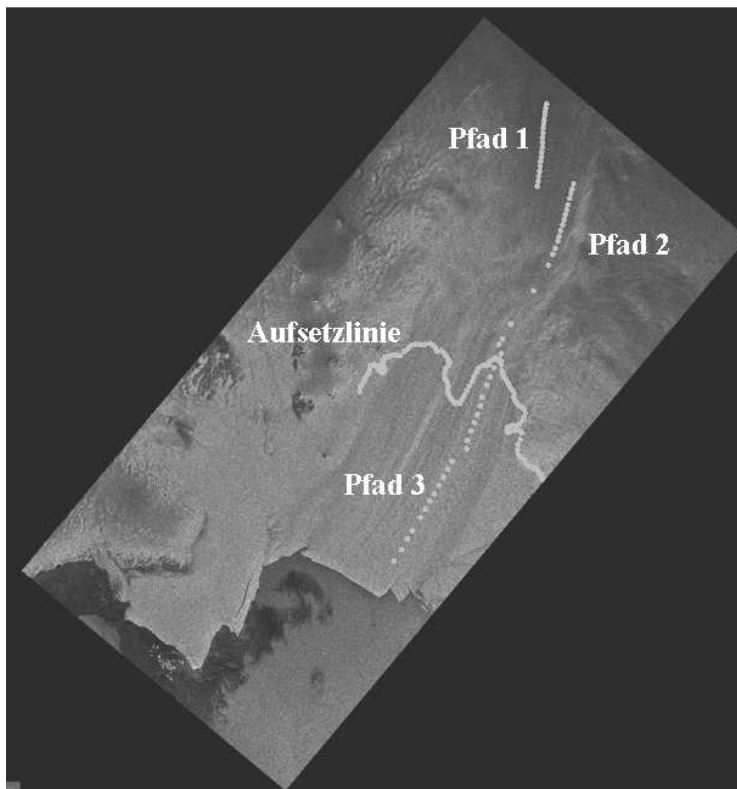


Abb. 5.23: Jährliche und saisonale Geschwindigkeitsprofile des Pine Island Gletschers.

Abb. 5.22: Feature tracking-Flußprofile und Aufsetzlinie des Pine Island Gletschers.

Aus Abbildung 5.23 geht hervor, daß die Geschwindigkeitsbeträge vom Oberlauf in Richtung Aufsetzlinie auf Pfad 1 auf kurzer Entfernung deutlich zunehmen. Auf Pfad 2 erfolgt allmählicher Anstieg. Nach Überquerung der Aufsetzlinie steigen die Geschwindigkeitsbeträge zunächst steil an und dann bis zum Gletscherende weiter leicht. Der quantitative Vergleich der Geschwindigkeitsprofile erfolgt in den Abbildungen 5.24-5.26. Auch hier wurden aus den Geschwindigkeitsbeträgen der gemeinsamen Raumpunkte je Pfad die Mittelwerte gebildet. Die großen Fehlerbalken sind auf die starke Streuung der ermittelten Geschwindigkeitsbeträge (vgl. Rohdaten im Anhang) bzw. die weniger deutlichen Oberflächenstrukturen des Pine Island Gletschers zurückzuführen.

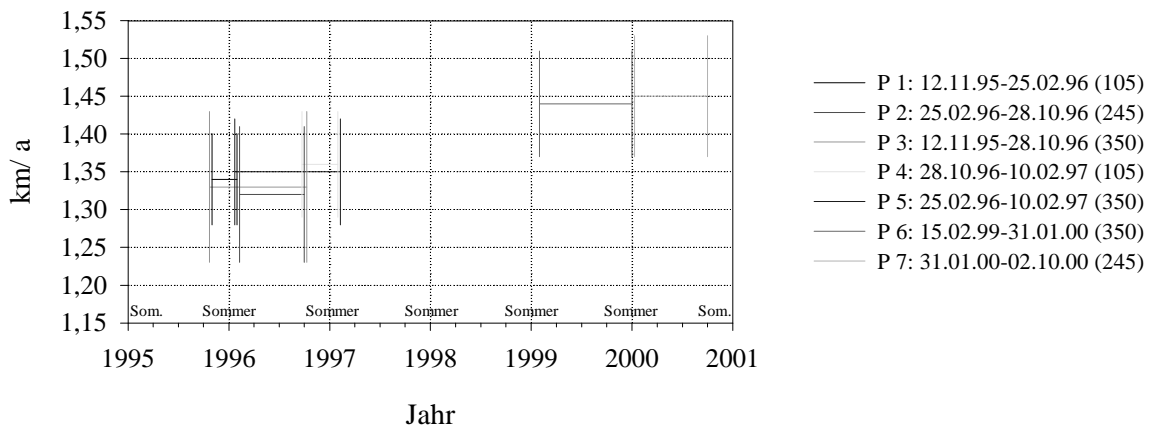


Abb. 5.24: Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 1.

Auf Pfad 1 tritt von P 1 zu P 2 Verlangsamung ein (1,34/ 1,32 km/ a), von P 2 zu P 4 dagegen Beschleunigung (1,36 km/ a). Der Winter weist hier niedrigere Geschwindigkeitsbeträge auf als der Sommer davor bzw. danach. Die jährlichen Profile P 3, P 5 und P 6 zeigen anhaltende Beschleunigung (1,33/ 1,35/ 1,44 km/ a). Von P 6 zu P 7 steigt der Mittelwert weiter an und bildet mit 1,45 km/ a das höchste Niveau.

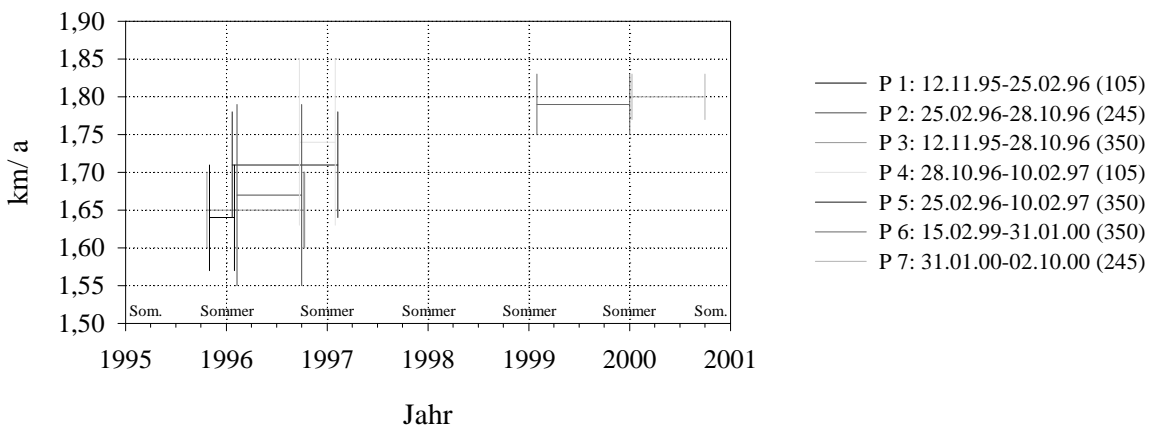


Abb. 5.25: Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 2.

Auf Pfad 2 zeigen sowohl die saisonalen (P 1: 1,64/ P 2: 1,67/ P 4: 1,74 km/ a) als auch die jährlichen Profile (P 3: 1,65/ P 5: 1,71/ P 6: 1,79 km/ a) anhaltende Beschleunigung.

Entsprechend bildet das jüngste Profil (P 7: 1,80 km/ a) das höchste Niveau. Die aufeinanderfolgenden saisonalen Zeitintervalle P 1, P 2 und P 4 weisen - wie auf Pfad 1 - unterschiedliche Geschwindigkeiten auf. Die Beschleunigung ist hier jedoch stärker und jahreszeitenunabhängig.

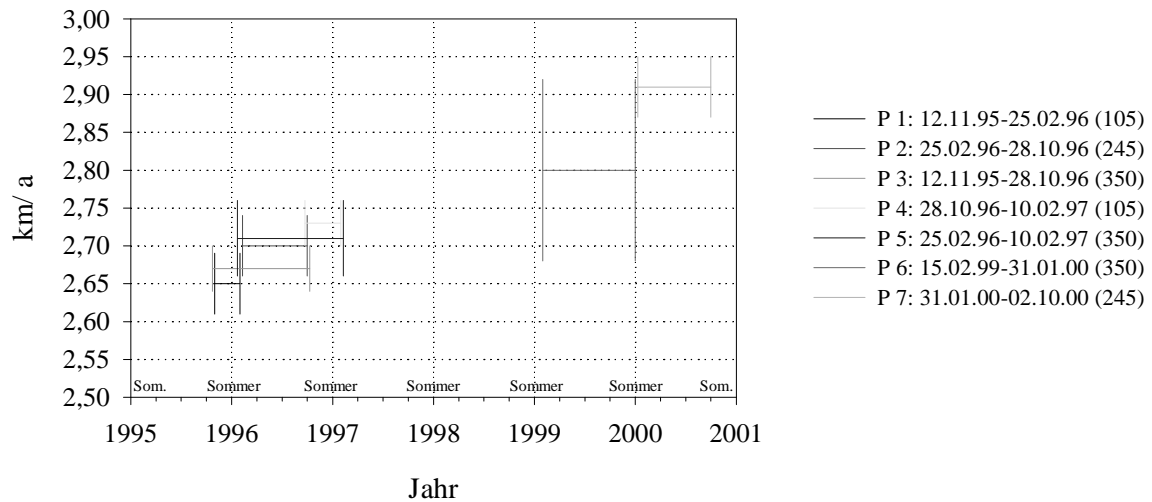


Abb. 5.26: Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge von Pfad 3.

Auch auf dem meerwärts der Aufsetzlinie verlaufenden Pfad 3 läßt sich der Trend von Pfad 2 – (jahreszeitenunabhängige) anhaltende Beschleunigung – mit folgenden Werten beobachten: P 1: 2,65/ P 2: 2,70/ P 4: 2,73 km/ a und P 3: 2,67/ P 5: 2,71/ P 6: 2,80 km/ a. Auffallend ist die starke Beschleunigung von P 6 zu P 7 (2,91 km/ a).

5.3.3.3 POPE GLETSCHER UND CROSSON SCHELFEIS

An diesen beiden Gletschern wurden, im Gegensatz zum Thwaites Gletscher und zum Pine Island Gletscher, nur (zwei) jährliche Geschwindigkeitsprofile erstellt (s. Abb. 5.27 und Abb. 5.28). Wie beim Pine Island Gletscher ist auch hier keine Korrektur der ermittelten Geschwindigkeitsbeträge erforderlich.

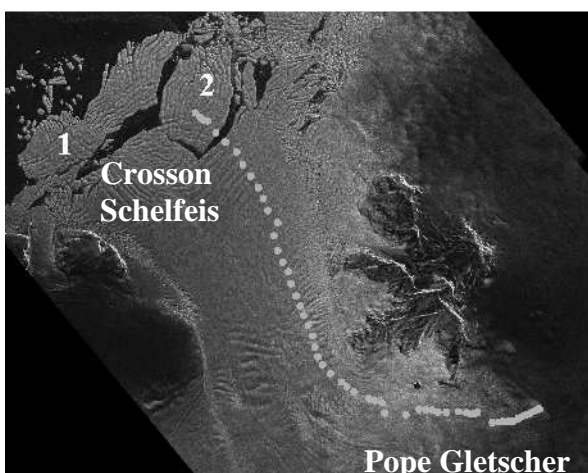


Abb. 5.27: Feature tracking-Flußprofil am Pope Gletscher und dem Crosson Schelfeis. Während des Beobachtungszeitraumes ereignet sich die Kalbung der Eisbergschollen 1 und 2.

Aufnahmedatum des Pope Gletschers und des Crosson Schelfeises in Abbildung 5.27 ist der 23. Februar 2000 (Daten siehe Tabelle 5.3). Die Kalbung der Eisberg-Scholle 1 (hier etwa 40 km x 8 km) setzte spätestens im März 1996 ein. Spätestens seit Januar 1998 ist die Eisberg-Scholle freischwimmend. Möglicherweise begünstigte dies von diesem Zeitpunkt an die Kalbung der Eisberg-Scholle 2 (hier etwa 18 km x 13 km), die spätestens seit Februar 1999 freischwimmend ist. Aufgrund der Kalbungsereignisse konnten an den letzten 5 der 57 Raumpunkte für das Geschwindigkeitsprofil 2 keine vergleichbaren Geschwindigkeiten berechnet werden (s. Abb. 5.28).

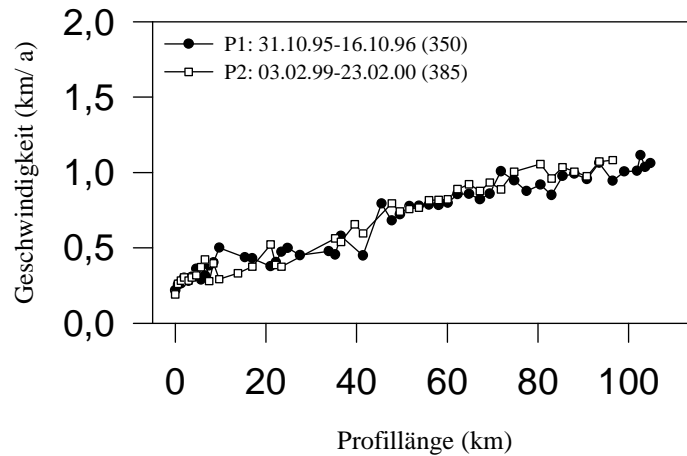


Abb. 5.28: Jährliche Geschwindigkeitsprofile des Pope Gletschers und des Crosson Schelfeises.

Aus Abbildung 5.28 geht hervor, daß die Geschwindigkeitsbeträge während beider Zeitintervalle mit zunehmender Profillänge größer werden. Die Mittelwerte aus den Geschwindigkeitsbeträgen der gemeinsamen Raumpunkte ergeben 0,62 km/ a für P 1 bzw. 0,64 km/ a für P 2. Zwischen P 1 und P 2 setzt also - auf die gesamte Profillänge bezogen - eine geringe Beschleunigung ein. Unterteilt man das in Abbildung 5.27 dargestellte Flußprofil in einen Oberlauf-Pfad (die ersten 50 km des Profils) und einen Unterlauf-Pfad (die letzten 50 km des Profils), so ergeben sich für P 1 (P 2) im Oberlauf Mittelwerte von 0,43 (0,42) km/ a und im Unterlauf Mittelwerte von 0,89 (0,93) km/ a (s. Abb. 5.29).

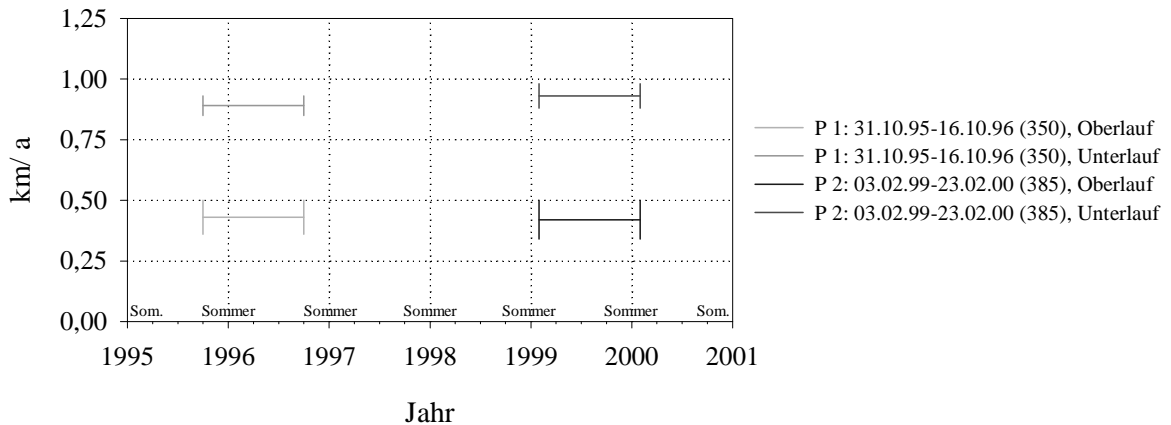


Abb. 5.29: Mittelwerte der Geschwindigkeitsbeträge, unterteilt in Ober- und Unterlauf.

Während also im Beobachtungszeitraum die Eisgeschwindigkeit im Oberlauf fast unverändert bleibt, steigt sie dagegen im Unterlauf gering an. Die Unterteilung des Flußprofils dient ferner einem Vergleich mit früher ermittelten Eisgeschwindigkeiten in Kapitel 5.3.4/ POPE GLETSCHER UND CROSSON SCHELFEIS.

5.3.3.4 VERGLEICH DER EISGESCHWINDIGKEITEN

Die beiden schnellsten Gletscher der Antarktis – Thwaites Gletscher und Pine Island Gletscher – weisen Eisgeschwindigkeiten von 3,40 bzw. 2,91 km/ a während der zuletzt beobachteten Zeitintervalle auf (November 1999 bis Februar 2000 bzw. Januar bis Oktober 2000). Bei beiden Gletschern läßt sich aus dem Vergleich der Mittelwerte von Pfad 2 und Pfad 3 ein durchschnittlicher Anstieg der Eisgeschwindigkeit von 1,05 km/ a (Thwaites Gletscher) bzw. 1,02 km/ a (Pine Island Gletscher) nach Überquerung der Aufsetzlinie beobachten. Wesentlich niedriger als bei oben genannten Gletschern sind die am Pope Gletscher und Crosson Schelfeis ermittelten Eisgeschwindigkeiten von 0,93 km/ a auf den letzten 50 km des Profils (0,42 km/ a auf den ersten 50 km des Profils) zwischen Februar 1999 und Februar 2000. Hier kann aus den vorliegenden Geschwindigkeitsprofilen nicht auf eine mögliche Position der Aufsetzlinie geschlossen werden.

Am Thwaites Gletscher treten landeinwärts der Aufsetzlinie zwischen März 1996 und Juli 1997 (Pfad 1) bzw. zwischen März 1996 und Oktober 2000 (Pfad 2) keine bis nur geringe Veränderungen der Eisgeschwindigkeiten auf (vgl. Abb. 5.20). Die geringen Veränderungen der Eisgeschwindigkeiten auf Pfad 2 ähneln in ihrem Verhalten jedoch dem der meerwärtigen Pfade, wie nachfolgend beschrieben. Werden die Geschwindigkeitsänderungen meerwärts der Aufsetzlinie verursacht, so muß es demnach eine landwärts über die Aufsetzlinie hinaus wirkende Fernwirkung geben. Diese kann zum Beispiel durch die Längskopplung von Druckspannungen (engl.: longitudinal stress coupling) zustande kommen. Meerwärts der Aufsetzlinie findet zwischen März 1996 und Juli 1997 (Pfad 3) bzw. zwischen Oktober 1995 und März 1997 (Pfad 4) zunächst Verlangsamung statt. Auf beiden Pfaden setzt dann Beschleunigung bis Oktober 2000 (Pfad 3) bzw. Februar 2000 (Pfad 4) ein. Nach der beobachteten Verlangsamung und der darauffolgenden Beschleunigung erreicht die Fließgeschwindigkeit während des Untersuchungszeitraumes ihr hohes Ausgangsniveau (Oktober 1995/ Februar 2000). Diese Veränderlichkeit der Fließgeschwindigkeit scheint an die Rotation der Gletscherzunge gekoppelt zu sein (s. Kap. 5.3.4.1).

Die Fließgeschwindigkeit des Pine Island Gletschers erfährt zwischen November 1995 und Oktober 2000 auf allen Pfaden eine anhaltende, jahreszeitenunabhängige und

möglicherweise sich selbst verstärkende Beschleunigung. Einzige Ausnahme bilden die Profile 1 und 2 auf Pfad 1. Hier ereignet sich zwischen November 1995 und Oktober 1996 eine geringe Verlangsamung (0,01 km/ a). Zwischen Februar 1997 und Oktober 2000 findet – vor allem auf Pfad 3 - starke Beschleunigung statt.

Am Pope Gletscher und dem Crosson Schelfeis sind zwischen Oktober 1995 und Februar 2000 nur geringe Veränderungen zu beobachten: Bezüglich der ersten 50 km des Profils verändert sich die Eisgeschwindigkeit kaum (0,43 bzw. 0,42 km/ a), wohingegen auf den letzten 50 km geringe Beschleunigung von 0,89 auf 0,93 km/ a stattfindet.

5.3.4 Diskussion

Die Ursachen für die - im Vergleich zu anderen Regionen der Antarktis - relativ hohen Geschwindigkeiten der Gletscher und Schelfeise entlang der Amundsen See-Küste wurden bereits zu Beginn von Kapitel 5.3 aufgezeigt. Der Thwaites Gletscher und der Pine Island Gletscher fließen jedoch außergewöhnlich schnell. Im allgemeinen weisen die meisten antarktischen Eisströme Geschwindigkeiten kleiner 1,5 km/ a auf (ROSANOVA et al. 1998, S. 52). Mögliche Gründe der hohen Geschwindigkeiten können sein, daß an der Thwaites Gletscherzunge, ähnlich wie am Pine Island Gletscher, aufgrund wärmeren Meerwassers hohe basale Schmelzraten existieren (JENKINS et al. 1997), die Ausdünnung des Eises und Loslösung von den subglazialen Untiefen verursachen und somit schnelleres Fließen gestatten (ROSANOVA et al. 1998, S. 52). Eine andere Möglichkeit kann das Vorhandensein subglazialer Tröge sein, welche die erhebliche Akkumulation dieses Sektors der West-Antarktis stark kanalisieren, plus die generelle inlandige Zunahme der Eistiefe. Eine Erwärmung des Meerwassers (anthropogen oder natürlich), die zu einer Rückverlagerung der Aufsetzlinie führt und somit durch den geringeren Gegendruck (engl.: longitudinal back stress) zu schnellerem Fließen führt, kann ebenfalls ein möglicher Mechanismus sein. Beiden Gletschern ist eine Geschwindigkeitszunahme von ungefähr 1 km/ a bei Überquerung der Aufsetzlinie gemeinsam. Diese rapide Veränderung mag auf schnell fließende Gletscher beschränkt sein, denen stützende Schelfeise fehlen (ROSANOVA et al. 1998, S. 52). Daß der Pope Gletscher und das Crosson Schelfeis wesentlich niedrigere Geschwindigkeiten aufweisen, hat seine Ursache wahrscheinlich im geringeren Massenfluß dieses Eisstromsystems. Es ist allerdings zu bemerken, daß ohne Kenntnis der Eisdicke sowie der Massenakkumulation im Einzugsbecken des Eisstromsystems alternative Ursachen wie z. B. eine höhere basale Scherspannung nicht ausgeschlossen werden können. Allgemein erfordert ein bestimmter Masseninput (Schneefall) im Einzugsgebiet bei gegebener Eisstrombreite (engl.: fluxgate) immer einen definierten Massenfluß. Die Optionen, diesen Massenfluß zustande zu bringen, sind zum einen hohe Eisdicke und

geringe Geschwindigkeit (daraus resultiert hohe basale Scherspannung, wie sie im allgemeinen in einem rauhen, trockenen Gletscherbett gegeben ist) oder zum anderen geringe Eisdicke und hohe Geschwindigkeit (daraus resultiert geringe basale Scherspannung, wie sie im allgemeinen für ein glattes, wasserbenetztes Gletscherbett gegeben ist). Nur bei gleicher Breite und gleichem Massenfluß eines Eisstroms lassen sich aus Geschwindigkeitsunterschieden direkt Schlüsse über unterschiedliche Gletscherbettbeschaffenheiten (trocken/ rau versus feucht/ glatt) und die damit zusammenhängenden basalen Scherspannungen, die Gestalt des Gletscherbetts (Trog versus Flachbett) bzw. über die Bedingungen an den Seitenrändern (engl.: shear margins) des Eisstroms (sprödes Eis versus plastisches Eis) ziehen.

5.3.4.1 THWAITES GLETSCHER

Die drehsinnveränderliche Rotation der Gletscherzunge wird möglicherweise durch sich verändernde Meeresströmungen oder durch Veränderungen der landfesten Meereisbedeckung (engl.: fast sea ice) um die Gletscherzunge hervorgerufen. Während die Fließrichtung des Eises zwischen Oktober 1995 und März 1996 keinem Rotationseinfluß unterlag, konnte im Zeitraum zwischen März 1996 und März 1997 eine Auslenkung (in Fließrichtung) nach links bzw. im Zeitraum zwischen Februar 1999 und Februar 2000 eine Auslenkung nach rechts beobachtet werden. Obwohl der Thwaites Gletscher seit langem Gegenstand der Forschung ist (siehe BYRD 1947), ist über das Phänomen der rotierenden Gletscherzunge bislang nicht berichtet worden. Daraus kann geschlossen werden, daß die Rotation zum einen nicht erkannt worden ist oder zum anderen ein erst seit kurzem (1996) stattfindendes Phänomen ist, wobei die letztere Möglichkeit eindeutig die weniger wahrscheinliche ist. Die wichtigsten Erkenntnisse am Thwaites Gletscher seit 1966 seien im folgenden dargestellt. Zur ausführlicheren Geschichte seiner Beobachtung und Kartierung siehe z. B. FERRIGNO et al. (1993). Nach der Kalbung der Thwaites Eisbergzunge 1967, die 1966 ein Ausmaß von etwa 142 x 67 km hatte, stieß die Thwaites Gletscherzunge vor: Zwischen 1972 und 1988 10 km und zwischen 1988 und 1989 weitere 2 km. Die Eisbergzunge verblieb bis 1986 vor dem Thwaites Gletscher, wahrscheinlich an Untiefen festhängend. Dieser riesige Tafeleisberg (etwa 150 km lang, 35-65 km breit) driftete bis 1990 aus der Pine Island Bucht weg (ROSANOVA et al. 1998, S. 49; WILLIAMS et al. 1995, S. 287). Aus den eigenen Beobachtungen geht hervor, daß die Eisfront der Thwaites Gletscherzunge zwischen Dezember 1992 und Februar 2000 etwa weitere 23 km vorstieß (vgl. Abb. 5.9).

Frühere Geschwindigkeitsmessungen liegen nur für die Gletscherzunge vor, das heißt der Bereich, der nach dem Kalbungsereignis 1967 zurückblieb. Folgende durchschnittlichen Geschwindigkeiten wurden ermittelt: 2 bis 2,9 km/ a für 1977 (Luft- und Landsat-Bilder),

3,6 km/ a für 1972-1983 (Landsat-Bilder; Anm.: Dieser Wert ist etwas fraglich, da die Koregistrierung der Landsat-Szenen auf der Grundlage von Eisbergen erfolgte, die im sogenannten (engl.) fast ice eingeschlossen waren), 2,62 km/ a für - fast denselben Zeitraum - 1972-1984 (Landsat-Bilder), 2,84 km/ a für 1984-1990 (Landsat-Bilder) (ROSANOVA et al. 1998, S. 50; FERRIGNO et al. 1993, S. 243). Die Zunahme zwischen 1984 und 1990 kann die einsetzende Reaktion auf den Verlust der vorlagernden Eisbergzunge 1986 sein (s. o.). Dieser kann vom Gegendruck befreit haben, der auf das Eis an der Aufsetzlinie ausgeübt wurde und somit das Eis hinderte, uneingeschränkt zu fließen und zu beschleunigen (FERRIGNO et al. 1993, S. 243). Für den Zeitraum September 1993 bis März 1994 wurden, auf der Grundlage von ERS-1 Bildern, für die am schnellsten fließenden, zentralen Bereiche des Gletschers Geschwindigkeiten ermittelt, die von 2,2 km/ a unmittelbar oberhalb der Aufsetzlinie über 3,0 km/ a im anfänglichen Gletscherzungenbereich bis zu 3,4 km/ a am letzten möglichen Meßpunkt im ERS-Bild reichen. Für die Thwaites Gletscherzunge ergab sich ein Mittelwert von größer 3 km/ a (ROSANOVA et al. 1998, S. 50). Dieser Wert repräsentiert eine deutliche Zunahme gegenüber den früher veröffentlichten Geschwindigkeiten (s. o.). In der Ermittlung identischer Geschwindigkeiten westlich der Hauptzunge aus Landsat- und ERS-Bildern sehen LUCCHITTA/ROSANOVA (1997, S. 822) ein Indiz dafür, daß die Zunahme real ist und nicht nur auf die höhere Genauigkeit der ERS-Bilder gegenüber den Landsat-Bildern (bessere Auflösung und Bildgeometrie sowie höhere Maßstabs- und Lagegenauigkeit) zurückzuführen ist.

Die Ergebnisse dieser Arbeit weisen einen weiteren Anstieg der Geschwindigkeit bis März 1996 auf. Zwischen März 1996 und März 1997 tritt Verlangsamung ein. Seit März 1997 findet Beschleunigung statt. Wie zuvor beschrieben, scheinen die Änderungen der Rotationsraten und die Änderungen der Eisfließgeschwindigkeiten aneinander gekoppelt zu sein. Beide Phänomene könnten die Folge der Veränderung eines äußeren Faktors, wie z. B. der Meereissituation oder küstenparalleler Meeresströmungen im Beobachtungszeitraum sein. Auch wäre es denkbar, daß ein Phänomen das andere bedingt. Die Rotation der Gletscherzunge könnte die Geschwindigkeitsmodulationen auslösen, da die Rotation nach einer Seite hin den Fließwiderstand erhöhen würde (z. B. durch seitliches Aufschieben der Gletscherzunge auf eine Untiefe). Unterstützt wird diese Annahme dadurch, daß oberhalb der Aufsetzlinie nur gedämpfte Geschwindigkeitsänderungen wahrnehmbar sind. Das alternative, aber aus physikalischen Gründen unwahrscheinlicheres Szenario ist, daß die Änderung der Fließgeschwindigkeit die Ursache ist, welche dann durch transversal ungleiche Flußschwankungen die Rotation bewirkt. Das heißt, daß ein an der Wurzel der Gletscherzunge parallel zur Aufsetzlinie verlaufender Gradient der Geschwindigkeitsänderung die Rotation initiieren könnte.

5.3.4.2 PINE ISLAND GLETSCHER

Die vorliegenden Ergebnisse setzen den Trend der bisher für den Pine Island Gletscher ermittelten Geschwindigkeiten im Terminusbereich fort: Auf der Grundlage von Landsat-Bildern von 1973 und 1975 wurden Eisgeschwindigkeiten von 2,1, 2,2 und 2,4 km/ a ermittelt. Die Auswertungen von ERS-1 Bildern ergaben für den Zeitraum zwischen 1992 und 1994 Geschwindigkeiten von 2,6 km/ a (FERRIGNO et al. 1998, S. 37). Das *feature tracking* lieferte hier Geschwindigkeiten im Bereich zwischen 2,65 (November 1995 bis Februar 1996) und 2,91 km/ a (Januar 2000 bis Oktober 2000). Während LUCCHITTA/ ROSANOVA (1997, S. 821) abwägen, ob die Geschwindigkeitszunahme zwischen 1973 und 1994 auf tatsächlicher Beschleunigung oder auf höherer Genauigkeit der ERS-Bilder gegenüber Landsat-Bildern zurückzuführen ist (vgl. THWAITES GLETSCHER in diesem Kapitel), zeigen die hier ebenfalls auf der Grundlage von ERS-Bildern ermittelten Geschwindigkeiten eindeutig das Schnellerwerden des Pine Island Gletschers zwischen 1994 und 2000. Die Ursache für die Geschwindigkeitszunahme ist die schnelle Rückverlagerung der Aufsetzlinie. RIGNOT (1998) berechnet mittels Satelliten-Radarinterferometrie, daß sich die Aufsetzlinie zwischen 1992 und 1996 1,2 +/- 0,3 km/ a zurückzog. Dies beinhaltet wiederum, daß das Eis 3,5 +/- 0,9 m/ a ausdünnte. SHEPHERD et al. (2001) zeigen aus der Verknüpfung von Satellitenaltimetrie und -radarinterferometrie, daß der *aufsitzende* Teil des Pine Island Gletschers zwischen 1992 und 1999 bis zu 1,6 m/ a ausdünnte. 150 km des inländigen Teil des Gletschers wurden davon betroffen. RIGNOT (1998) sieht - aufgrund wärmeren Meerwassers im Bereich des schwimmenden Pine Island Gletschers - erhöhtes basales Schmelzen und dadurch bedingte Ausdünnung des Eises als Ursache für die schnelle Rückverlagerung der Aufsetzlinie. Die Ausdünnung kann nach SHEPHERD et al. (2001) nicht durch die Kurzzeitvariabilität der Akkumulation erklärt werden, sondern muß ein Resultat der Gletscherdynamik sein. Der Pine Island Gletscher transportiert 69 km³ Eis pro Jahr aus dem Inneren des WAIS in die Amundsen See und ist somit für die Massenbilanz des WAIS von großer Bedeutung. Möglicherweise beschleunigt die Rückverlagerung der Aufsetzlinie das Eisausströmen aus dem Inneren des WAIS (SHEPHERD et al. 2001, S. 862).

Der Terminus des Pine Island Gletschers war 1973 in seiner am weitesten vorgestoßenen Position, bevor ein 15 km breiter Eisberg kalbte. Innerhalb von zwei Jahrzehnten schwankte die Eisfront nur wenige km um die Kalbungsfront nach 1973 und war im März 1994 wieder in dieser Position. An der SW-Seite des Gletschers wird die Position der Eisfront anscheinend von einem kleinen Sporn in Form einer Eiserhebung gesteuert, der in die Gletscherbahn ragt (LUCCHITTA/ ROSANOVA 1997, S. 821; vgl. Abb. 5.10). Der von KELLOGG/ KELLOGG (1987) beobachtete Rückzug der Eisfront des Pine Island Gletschers von 0,8 km/ a zwischen 1966 und 1985 wird von den jüngsten Daten nicht unterstützt (LUCCHITTA/ ROSANOVA 1997, S. 821). Aus Abbildung 5.10 geht hervor, daß die für fast

25 Jahre nahezu stationäre Front sogar bis Februar 1997 in dieser Position verblieb. Bis Februar 2000 hat sich jedoch ein deutlicher Vorstoß der Eisfront ereignet.

5.3.4.3 POPE GLETSCHER UND CROSSON SCHELFEIS

In Verbindung mit früher ermittelten Eisgeschwindigkeiten ist für das Crosson Schelfeis ein Anstieg der Geschwindigkeitsbeträge zu beobachten. So ermittelten LUCCHITTA et al. (1994, S. 106) - auf der Basis von Landsat-Auswertungen - für das Crosson Schelfeis zwischen Januar 1973 und Januar 1988 eine durchschnittliche Geschwindigkeit von 0,59 km/ a. Zwischen Januar 1988 und Januar 1990 nahm die Geschwindigkeit des Crosson Schelfeises auf einen Durchschnittswert von 0,72 km/ a zu (Anmerkung: In dieser Quelle wird das Crosson Schelfeis als „Smith Gletscherzunge“ bezeichnet. Die zitierten Geschwindigkeiten stammen von „Pfad 3 aus Segment B“, der mit dem hier verwendeten Pfad eindeutig vergleichbar ist). Nach LUCCHITTA et al. (1994, S. 108) kann die Geschwindigkeitszunahme auf einen generellen Verlust von dicht gepackten Eisbergen zurückgeführt werden, die den Terminus während der 1970er Jahre stützten, aber während der späten 1980er ins Meer davondrifteten. Ähnliche Kalbungs- und Driftbeobachtungen wurden an der benachbarten Thwaites Gletscherzunge gemacht. Die Ursache für Eisverlust in dieser Region ist unbekannt. Mögliche Auslöser können Änderungen der vorherrschenden Winde oder Luft- bzw. Wassererwärmung während der späten 1980er Jahre gewesen sein. Für die Zeiträume Oktober 1995 bis Oktober 1996 und Februar 1999 bis Februar 2000 konnte durch das *feature tracking* mit 0,89 bzw. 0,93 km/ a ein weiterer Anstieg der Eisgeschwindigkeit des Crosson Schelfeises beobachtet werden. Dieser ist möglicherweise auf die Kalbungsereignisse zwischen Oktober 1995 und Februar 2000 zurückzuführen, die vom Gegendruck befreiten (vgl. Abb. 5.27). Die Eisfront des Crosson Schelfeises zog sich zwischen Januar 1972 und Januar 1988 im Durchschnitt ungefähr 10 km zurück (FERRIGNO et al. 1998, S. 38). Hier konnte zwischen Oktober 1995 und Februar 2000 ein Vorstoß von etwa 7 km beobachtet werden (vgl. Abb. 5.9). Für den Pope Gletscher liegen keine Vergleichswerte vor. Für die Zeiträume zwischen Oktober 1995 und Oktober 1996 bzw. Februar 1999 und Februar 2000 ergeben sich mittlere Eisgeschwindigkeiten von 0,43 km/ a bzw. 0,42 km/ a. Demzufolge ist hier nur eine geringe Veränderung der Eisgeschwindigkeit zu beobachten.

6 ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Diplomarbeit erfolgte die Beobachtung von Eisströmen und Schelfeisen an der Küste der Amundsen See in der West-Antarktis, unter Verwendung von ERS-SAR-Amplitudenbildprodukten. Bestandteile dieser Beobachtung waren die Erstellung eines Gletscherinventares, die Erstellung von Multitemporalbildern, die Auswertung von Veränderungen der Eisfronpositionen und - schwerpunktmäßig - die Bestimmung von Eisfließgeschwindigkeiten und deren räumlicher und zeitlicher Vergleich.

Als Basis für die Thematik der Diplomarbeit wurden eingangs zunächst die Grundlagen der Radarfernerkundung, die Erdbeobachtungssatelliten ERS-1 und ERS-2 und die Grundlagen der Gletscherkunde dargestellt. Im Anschluß daran erfolgte die deduktive Einführung in das Untersuchungsgebiet.

Für das *Gletscherinventar* wurden 31 zwischen 1992 und 1995 empfangene ERS-1 SAR-Amplitudenbild-Produkte à 100 km x 100 km homogenisiert und zu einem Mosaik zusammengesetzt. Dieses Radarmosaik wurde dann mit Informationen aus Kartenmaterial und Internet-Datenbanken des USGS verknüpft, so daß 43 benannte und unbenannte Gletscher kartiert werden konnten. Die Darstellung des Gletscherinventares erfolgte in Form einer Faltkarte. Anhand der Grauwertunterschiede im Radarmosaik konnte gezeigt werden, inwiefern die Interaktionen zwischen auftreffender Radarstrahlung und Oberfläche die Rückstreucharakteristik bestimmen.

Um zu ermitteln, ob die saisonal vorherrschenden meteorologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet zu Veränderungen der Schneeigenschaften und somit zu Veränderungen der Rückstreucharakteristik führen, wurden am Beispiel des Thwaites Gletschers und des Pine Island Gletschers *Multitemporalbilder* erstellt. Diese ergaben, daß keine bis nur geringe saisonale Rückstreuvariationen existieren, so daß ganzjährig bei beiden Gletschern Trockenschnee-Bedingungen dominieren.

Durch die *Auswertung von Veränderungen der Eisfronpositionen* konnte am Thwaites Gletscher zwischen 1992 und 2000 ein kontinuierlicher Eisfront-Vorstoß von etwa 23 km, am Pine Island Gletscher zwischen 1992 und 1997 nahezu stationäres Verhalten bzw. zwischen 1997 und 2000 ein Vorstoß von etwa 6,5 km und am Crosson Schelfeis zwischen 1995 und 2000 ein Vorstoß von etwa 7 km beobachtet werden.

Für die Bestimmung der *Eisfließgeschwindigkeiten und deren räumlichen und zeitlichen Vergleich* wurde neben den bereits genannten Gletschern auch der Pope Gletscher miteinbezogen, der im Unterlauf in das Crosson Schelfeis übergeht. Als Methode zur Bestimmung der Eisfließgeschwindigkeit diente zunächst die visuelle Bildauswertung. Diese erwies sich jedoch als sehr ungenau, so daß die Eisfließgeschwindigkeiten durch die halb-automatische Methode des sogenannten *feature trackings* ermittelt wurden. Die Genauigkeit der Geschwindigkeitsmessung lag hier bei mindestens 22 m/ a. Durch das *feature tracking* wurden Vektorfeld-Trajektorien (= Eisflußlinien) erstellt - unterteilt in

sogenannte Pfade -, auf denen die Geschwindigkeitsbeträge der verschiedenen Zeitintervalle bestimmt und als Geschwindigkeitsprofil dargestellt wurden. So konnten auf der Grundlage von 47 ERS-SAR-Amplitudenbildprodukten insgesamt 19 sowohl saisonale als auch jährliche Geschwindigkeitsprofile zwischen März 1996 und Februar 2000 für den Thwaites Gletscher (3 jährliche/ 7 saisonale Geschwindigkeitsprofile/ gesamte Profillänge: 170 km) bzw. zwischen November 1995 und Oktober 2000 für den Pine Island Gletscher (4/ 3/ 160 km) erstellt werden. Für den Pope Gletscher und das Crosson Schelfeis liegen zwei jährliche Geschwindigkeitsprofile zwischen Oktober 1995 und Februar 2000 vor. Die Profillänge beträgt hier 110 km. Die ermittelten absoluten Geschwindigkeitsbeträge erstreckten sich im Untersuchungszeitraum vom Profilbeginn bis zum Terminus des Gletschers am Thwaites Gletscher von 1 bis 3,6 km/ a, am Pine Island Gletscher von 0,75 bis 3 km/ a und am Pope Gletscher/ Crosson Schelfeis von 0,2 bis 1,1 km/ a. Sowohl am Thwaites Gletscher als auch am Pine Island Gletscher konnte nach Überquerung der Aufsetzlinie ein Geschwindigkeitsanstieg von etwa 1 km/ a beobachtet werden. Für den quantitativen Vergleich der Eisfließgeschwindigkeiten innerhalb des Beobachtungszeitraums wurden je Gletscher pfadspezifische Mittelwerte gebildet. Die Fehlerabschätzung in Form der Regressionsanalyse ergab hierfür eine Standardabweichung von durchschnittlich 0,06 km/ a. Die Eisfließgeschwindigkeit des THWAITES GLETSCHERS zeigte landeinwärts der Aufsetzlinie im Beobachtungszeitraum keine bis nur geringe Veränderungen, die mit stärkeren Geschwindigkeitsänderungen meerwärts der Aufsetzlinie gekoppelt zu sein scheinen. Die Geschwindigkeitsänderungen der Thwaites Gletscherzunge zeigen jahreszeitlich veränderliches und oszillatorisches Geschwindigkeitsverhalten. Letzteres in der Größenordnung von knapp 10 %. Nach anfänglicher Verlangsamung auf 3,11 km/ a erreichte die Eisfließgeschwindigkeit der Gletscherzunge ihr Ausgangsniveau von 3,4 km/ a. Die Durchführung des *feature trackings* führte zu dem in der Literatur bisher noch nicht bekannten Phänomen, daß die Gletscherzunge um ein Zentrum im Bereich der Aufsetzlinie rotiert. Die Rotation ist drehsinnveränderlich und die sich ergebenden Nettoausschläge sind zumindest für den mehrjährigen Beobachtungszeitraum auf plus/ minus wenige Grad beschränkt. Die Änderung der Rotationsraten hat qualitativ einen ähnlichen zeitlichen Verlauf wie die Änderung der Eisfließgeschwindigkeiten, so daß für die Thwaites Gletscherzunge eine Kopplung zwischen Rotation und Eisfließgeschwindigkeit offensichtlich ist. Am PINE ISLAND GLETSCHER wurde im Beobachtungszeitraum sowohl landeinwärts als auch meerwärts der Aufsetzlinie eine anhaltende, jahreszeitenunabhängige Beschleunigung der Eisfließgeschwindigkeit von etwa 10 % festgestellt. Die im jüngsten Zeitintervall ermittelte Eisfließgeschwindigkeit im Terminusbereich beträgt 2,91 km/ a. Sowohl am Thwaites Gletscher als auch am Pine Island Gletscher lassen sich die beobachteten Geschwindigkeitsveränderungen wahrscheinlich durch natürliche Schwankungen der Gletscherdynamik und des ozeanographischen Regimes im Beobachtungszeitraum erklären. Eine Deutung der Veränderungen im Hinblick auf eine anthropogene Erwärmung der Antarktis ist deshalb

zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich. Am POPE GLETSCHER UND CROSSON SCHELFEIS blieb die Eisfließgeschwindigkeit im Oberlauf fast unverändert. Im Unterlauf war ein Anstieg von 4,5 % auf 0,93 km/ a im jüngsten Zeitintervall zu konstatieren. Dieser steht möglicherweise im Zusammenhang mit den Kalbungsereignissen, die sich während des Zeitintervalls ereigneten.

7 AUSBLICK

Die zum großen Teil durch den Mensch bedingte anhaltende Erwärmung der Atmosphäre wird sich in den nächsten Jahrzehnten negativ auf die Umwelt auswirken. So geht der Bericht des IPCC (IPCC, WG I, 2001) davon aus, daß vor allem der energiebedingte Ausstoß des Treibhausgases Kohlendioxid dazu führt, daß sich die Atmosphäre bis zum Jahr 2100 um bis zu 5,8 °C erwärmen und der Meeresspiegel um bis zu 88 cm steigen wird (Anm.: Der IPCC-Bericht 1996 ging noch von 49 (!) cm aus (SCHNEIDER/ GOBMAN 1999, S. 471)). Diese prognostizierte Entwicklung wird voraussichtlich mit mehr Stürmen, heftigeren Niederschlägen, mehr Überschwemmungen und mehr Hitze- und Dürreperioden einhergehen, von deren Auswirkungen die weniger entwickelten Länder und Inselstaaten am stärksten betroffen werden (IPCC, WG II, 2001).

Zwar ist die Antarktische Halbinsel bisher der einzige Bereich der Antarktis, für den ein signifikanter Erwärmungstrend der mittleren Lufttemperatur anhand von langjährigen Beobachtungen bereits nachweisbar ist (SCHNEIDER/ GOBMAN 1999, S. 470). Und auch wenn der Beitrag der Antarktis zum Anstieg des globalen Meeresspiegels nur sehr gering ist, ist es dennoch erforderlich, die *Auswirkungen* des Meeresspiegelanstiegs auf den West-Antarktischen Eisschild hinsichtlich seiner potentiellen Instabilität dauerhaft zu beobachten.

Hierfür stellt die satellitengestützte Erdbeobachtung mit ihrer kontinuierlichen Verbesserung der räumlichen und zeitlichen Auflösung die geeignetste Methode dar. Die Optimierung bestehender sowie Entwicklung neuer Technologien führen zu sowohl breiteren als auch detaillierteren Anwendungsmöglichkeiten der Fernerkundungsdaten. Hier ist vor allem die Radarinterferometrie zu nennen, mit der es im Rahmen der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) des letzten Jahres erstmals möglich wurde, fast die gesamte Erdoberfläche dreidimensional zu kartieren. Unter den zukünftigen Missionen ist neben z. B. TerraSAR, Radarsat II und CryoSat vor allem Envisat zu nennen, der neben optischen auch mit Radarsensoren ausgestattet wird. Die Anwendungsschwerpunkte der Envisat-Mission werden Messungen der Atmosphäre, Ozeane, Land- und Eisbedeckung sein. Als Nachfolgemission der Satelliten ERS-1 und ERS-2 wird somit Kontinuität für die meisten Messungen der ERS-Instrumente gewährleistet. Daraus resultieren Langzeit-Datensätze von mehr als zehn Jahren, die für kritisches Umweltmonitoring erforderlich sind.

8 LITERATUR

- AHLMANN, H. W. (1935): Contribution to the Physics of Glaciers. Geogr. J. Bd. 86, S. 97-113.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart.
- ALBERTZ, J. (1991): Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. Eine Einführung in die Fernerkundung. Darmstadt.
- BENSON, C. S. (1961): Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet. Folia Geogr. Danica, Bd. 9, S. 13-37.
- BENTLEY, C. R. (1998): Rapid Sea-Level Rise from a West Antarctic Ice-Sheet Collapse: A Short-Term Perspective. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 44, No. 146, S. 157-163.
- BINDSCHADLER, R. (1998): Future of the West Antarctic Ice Sheet. In: *Science*, Vol. 282, S. 428-429.
- BLÜMEL, W. D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. Stuttgart.
- BYRD, R. E. (1947): Our NAVY Explores Antarctica. In: *National Geographic Magazine*, 92 (4), S. 429-522.
- CONWAY, H.; HALL, B. L.; DENTON, D. H.; GADES, A. M.; WADDINGTON, E. D. (1999): Past and Future Grounding-Line Retreat of the West Antarctic Ice Sheet. In: *Science*, Vol. 286, S. 280-283.
- DECH, S. (1999): Mission zum Planeten Erde. In: DLR Nachrichten (95), November 1999.
- DECH, S. (1997): Anwendung der Satellitenfernerkundung - Von der geowissenschaftlichen Forschung zum operationellen Einsatz. = DLR-Forschungsbericht 97-52. Habilitationsschrift Universität Würzburg.
- ESA (1993): ERS User Handbook. ESA SP-1148, Revision 1.
- FERRIGNO, J. G.; LUCCHITTA, B. K.; MULLINS, K. F.; ALLISON, A. L.; ALLEN, R. J.; GOULD, W. G. (1993): Velocity Measurements and Changes in Position of Thwaites Glacier/ Iceberg Tongue from Aerial Photography, Landsat Images and NOAA AVHRR Data. In: *Annals of Glaciology* 17, S. 239-244.

- FERRIGNO, J. G.; WILLIAMS, R. S., JR.; ROSANOVA, C. E.; LUCCHITTA, B. K.; SWITHINBANK, C. (1998): Analysis of Coastal Change in Marie Byrd Land and Ellsworth Land, Using Landsat Imagery. In: *Annals of Glaciology* 27, S. 33-40.
- FAO (1993): Radar Imagery: Theory and Interpretation. RSC Series No. 67. Rom.
- HAMBREY, M.; ALEAN, J. (1992): *Glaciers*. Reprinted 1994. New York.
- HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. (1998): Introduction. In: HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. (Hrsg.) (1998): *Principles and Applications of Imaging Radar*. New York. = *Manual of Remote Sensing*. 3. Aufl. Vol. 2, S. 1-7.
- HOLECZ, F.; MEIER, E.; NÜESCH, D. (1993): Postprocessing of Relief Induced Radiometric Distorted Spaceborne SAR Imagery. In: SCHREIER, G. (Hrsg.): *SAR Geocoding: Data and Systems*. Karlsruhe, S. 299-352.
- HUGHES, T. J. (1981): Correspondence. The Weak Underbelly of the West Antarctic Ice Sheet. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 27, No. 97, S. 518-525.
- IAHS (ICSU); UNEP; UNESCO (1989): *World Glacier Inventory, Status 1988*. Wallingford. Nairobi. Paris.
- IPCC WG1 (2001): *Third Assessment Report "Climate Change 2001: The Scientific Basis"*. Shanghai.
- IPCC WG2 (2001): *Third Assessment Report "Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability"*. Genf.
- JACOBS, S. S.; COMISO, J. C. (1997): Climate Variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. In: *Journal of Climate*, Vol. 10, S. 697-709.
- JENKINS, A.; VAUGHAN, D. G.; JACOBS, S. S.; HELLMER, H. H.; KEYS, J. R. (1997): Glaciological and Oceanographic Evidence of High Melt Rates Beneath Pine Island Glacier, West Antarctica. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 43, No. 143, S. 114-121.
- KELLOGG, T. B.; KELLOGG, D. E. (1987): Recent Glacial History and Rapid Ice Stream Retreat in the Amundsen Sea. In: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B9, S. 8859-8864.

- KLAUSING, H.; HOLPP, W. (Hrsg.) (2000): Radar mit realer und synthetischer Apertur: Konzeption und Realisierung. München.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde. Stuttgart.
- LANG, O. (1997): Differentielle SAR-Interferometrie zur quantitativen Bestimmung von Gletscherdynamik in Island. Diplomarbeit Ludwig-Maximilians-Universität München.
- LÖFFLER, E. (1994): Geographie und Fernerkundung. 2. Aufl. Stuttgart.
- LUCCHITTA, B. K.; MULLINS, K. F.; SMITH, C. E.; FERRIGNO, J. G. (1994): Velocities of the Smith Glacier Ice Tongue and Dotson Ice Shelf, Walgreen Coast, Marie Byrd Land, West Antarctica. In: *Annals of Glaciology* 20, S. 101-109.
- LUCCHITTA, B. K.; ROSANOVA, C. E. (1997): Velocities of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica, From ERS-1 SAR Images. In: *Proceedings of the 3rd ERS Symposium on Space at the Service of our Environment*, Florenz, Italien, 17.-21. März 1997, S. 819-842. = ESA SP-414, 3 Vols., Mai 1997.
- MASSONNET, D. (1997): Radar-Interferometrie zur Messung der Erdkrustendynamik. In: *Spektrum der Wissenschaft*, September 1997, S. 56-65.
- MÜLLER, F. (1962): Zonation in the Accumulation Area of the Glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T., Canada. *J. Gl. Bd. 4*, Nr. 33, S. 203-310.
- NASA (1995): Spaceborne Synthetic Aperture Radar: Current Status and Future Directions = NASA Technical Memorandum 4679.
- OPPENHEIMER, M. (1998): Global Warming and the Stability of the West Antarctic Ice Sheet. In: *Nature*, Vol. 393, S. 325-332.
- ÖTTL, H. (1997): Kartierung der Erde mit Radar-Interferometrie. In: *Spektrum der Wissenschaft*, September 1997, S. 65-68.
- PATERSON, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. 3rd Ed. New York.
- PARTINGTON, K. C. (1998): Discrimination of Glacier Facies Using Multi-Temporal SAR Data. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 44, No. 146, S. 480-488.

- PLAUT, J. J.; RIVARD, B.; D'ITORIO, M. (1999): Radar: Sensors and Case Studies. In: RENCZ, A. N. (Hrsg.) (1999): Remote Sensing for the Earth Sciences. New York. = Manual of Remote Sensing. 3. Aufl. Vol. 3, S. 613-642.
- POORE, R. Z.; WILLIAMS, R. S., JR.; TRACEY, C. (2000): Sea Level and Climate. = USGS Fact Sheet FS-002-00.
- POST, A.; LACHAPPELLE, E. R. (1971): Glacier Ice. Revised Edition 2000. Singapur.
- RABUS, B.; LANG, O. (*in Vorbereitung*): Spatial and Temporal Surface Motion Characteristics of Pine Island/ Thwaites Glaciers, West Antarctica - Measured With ERS-SAR Interferometry- and Feature Tracking Techniques.
- RABUS, B.; LANG, O.; HOFMANN, A.; RAU, F.; KOTHE, G. (2000): Measurement of Wind Speed on the Antarctic Peninsula Using ERS-SAR Tandem Interferometry. Proceedings of the ERS-ENVISAT Symposium, 16.-20. Oktober 2000, Götheburg. = ESA SP-461.
- RAMAGE, J. M.; ISACKS, B. L. (1998): Seasonal Changes in Alaskan Radar Glacier Zones. Proceedings of the Final ADRO Symposium, 13.-15. Oktober, Montreal.
- RANEY, R. K. (1998): Radar Fundamentals: Technical Perspective. In: HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. (Hrsg.) (1998): Principles and Applications of Imaging Radar. New York. = Manual of Remote Sensing. 3. Aufl. Vol. 2, S. 9-130.
- RAU, F.; BRAUN, H.; SAURER, H.; GOßMANN, H.; KOTHE, G.; WEBER, F.; WUNDERLE, S.; EBEL, M.; BEPLER, D. (2000): Monitoring Multi-Year Snow Cover Dynamics on the Antarctic Peninsula Using SAR Imagery. In: *Polarforschung* 67 (1/2), S. 27 - 40.
- RIGNOT, E. J. (1998): Fast Recession of a West Antarctic Glacier. In: *Science*, Vol. 281, S. 549-551.
- ROSANOVA, C. E.; LUCCHITTA, B. K.; FERRIGNO, J. G. (1998): Velocities of Thwaites Glacier and Smaller Glaciers Along the Marie Byrd Land Coast, West Antarctica. In: *Annals of Glaciology* 27, S. 47-53.
- ROTH, A.; CRAUBNER, A.; HÜGEL, T. (1993): Standard Geocoded Ellipsoid Corrected Images. In: SCHREIER, G. (Hrsg.): SAR Geocoding: Data and Systems. Karlsruhe, S. 159-172.

- SAURER, H.; WUNDERLE, S.; GOßMANN, H. (1998): Radarfernerkundung der Antarktischen Halbinsel. In: *Geographische Rundschau* 50 (1998) H. 2, S. 71-77.
- SCHNEIDER, C.; GOßMANN, H. (1999): Klima und Klimawandel am Rand der Antarktis. In: *Geographische Rundschau* 51 (1999), H. 9, S. 469-476.
- SCHREIER, G. (Hrsg.) (1993): SAR Geocoding: Data and Systems. Karlsruhe.
- SCHWÄBISCH, M. (1995): Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle. Doktorarbeit, Universität Stuttgart.
- SHARP, R. P. (1988): Living Ice. Understanding Glaciers and Glaciation. Reprinted 1992. New York.
- SHEPHERD, A. ; WINGHAM, D.; MANSLEY, J. A. D.; CORR, H. F. J. (2001): Inland Thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. In: *Science*, Vol. 291, S. 862-864.
- VAN DER VEEN, C. J. (1987): The West Antarctic Ice Sheet – The Need to Understand its Dynamics. In: VAN DER VEEN, C. J.; OERLEMANS, J. (Hrsg.) (1987): Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. Dordrecht, S. 1-16.
- VAN DER VEEN, C. J.; OERLEMANS, J. (Hrsg.) (1987): Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. Dordrecht.
- WEERTMAN, J. (1957): On the Sliding of Glaciers. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 3, S. 33-38.
- WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. Berlin. = Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. 3, Teil 3.
- WILLIAMS, R. J., JR.; FERRIGNO, J. G. (1999): Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. = USGS Fact Sheet FS-133-99.
- WILLIAMS, R. S., JR.; FERRIGNO, J. G. (1998): Coastal-Change and Glaciological Maps of Antarctica. = USGS Fact Sheet FS-050-98.
- WILLIAMS, R. S., JR.; FERRIGNO, J. G.; SWITHINBANK, C.; LUCCHITTA, B. K.; SEEKINS, B. A. (1995): Coastal-Change and Glaciological Maps of Antarctica. In: *Annals of Glaciology* 21, S. 284-290.

9 ANHANG

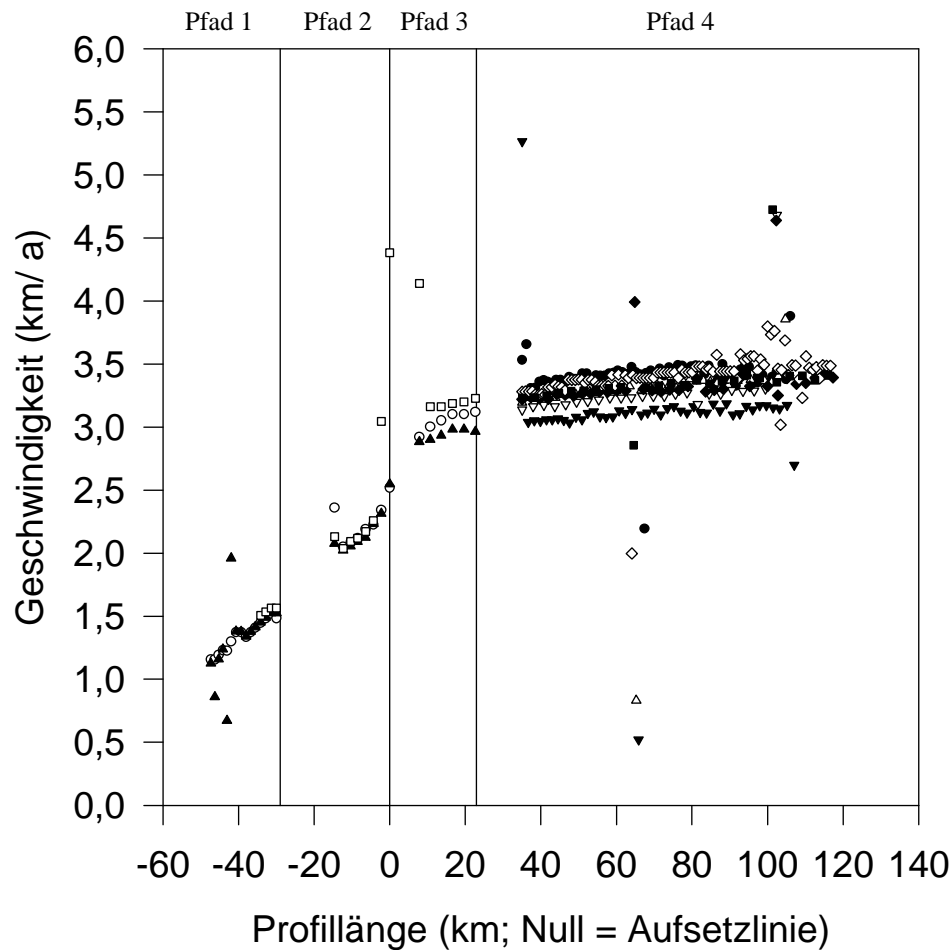
A) ERS-Datendecke

Thwaites Gletscher (Nr. 1-44), Pine Island Gletscher (Nr. 45-78) und Pope Gletscher/ Crosson Schelfeis (Nr. 79-105).

Nr.	Sensor	Orbit	Frame	Track	Datum	Nr.	Sensor	Orbit	Frame	Track	Datum
1	ERS-1	23885	5589	350	08.02.96	54	ERS-2	2952	5607	92	13.11.95
2	ERS-1	24386	5589	350	14.03.96	55	ERS-2	3954	5589	92	22.01.96
3	ERS-1	11091	5175	425	29.08.93	56	ERS-2	3954	5607	92	22.01.96
4	ERS-1	22457	5175	425	31.10.95	57	ERS-2	4455	5589	92	26.02.96
5	ERS-1	22457	5193	425	31.10.95	58	ERS-2	4455	5607	92	26.02.96
6	ERS-1	23960	5175	425	13.02.96	59	ERS-2	7962	5589	92	28.10.96
7	ERS-1	23960	5193	425	13.02.96	60	ERS-2	7962	5607	92	28.10.96
8	ERS-1	24461	5175	425	19.03.96	61	ERS-2	9465	5589	92	10.02.97
9	ERS-1	24461	5193	425	19.03.96	62	ERS-2	9465	5607	92	10.02.97
10	ERS-2	9451	5589	78	09.02.97	63	ERS-2	9966	5589	92	17.03.97
11	ERS-2	9952	5589	78	16.03.97	64	ERS-2	9966	5607	92	17.03.97
12	ERS-2	23980	5589	78	21.11.99	65	ERS-2	11469	5589	92	30.06.97
13	ERS-2	28489	5589	78	01.10.00	66	ERS-2	11469	5607	92	30.06.97
14	ERS-2	30493	5589	78	18.02.01	67	ERS-2	19986	5589	92	15.02.99
15	ERS-2	31495	5589	78	29.04.01	68	ERS-2	19986	5607	92	15.02.99
16	ERS-2	4212	5589	350	09.02.96	69	ERS-2	24996	5589	92	31.01.00
17	ERS-2	4713	5589	350	15.03.96	70	ERS-2	24996	5607	92	31.01.00
18	ERS-2	8220	5589	350	15.11.96	71	ERS-2	25497	5589	92	06.03.00
19	ERS-2	11727	5589	350	18.07.97	72	ERS-2	25497	5607	92	06.03.00
20	ERS-2	23751	5589	350	05.11.99	73	ERS-2	28503	5589	92	02.10.00
21	ERS-2	31266	5589	350	13.04.01	74	ERS-2	28503	5607	92	02.10.00
22	ERS-2	31767	5589	350	18.05.01	75	ERS-2	30507	5589	92	19.02.01
23	ERS-2	2784	5175	425	01.11.95	76	ERS-2	30507	5607	92	19.02.01
24	ERS-2	2784	5193	425	01.11.95	77	ERS-2	31509	5589	92	30.04.01
25	ERS-2	4287	5175	425	14.02.96	78	ERS-2	31509	5607	92	30.04.01
26	ERS-2	4287	5193	425	14.02.96	79	ERS-1	22457	5193	425	31.10.95
27	ERS-2	4788	5175	425	20.03.96	80	ERS-1	22457	5211	425	31.10.95
28	ERS-2	4788	5193	425	20.03.96	81	ERS-1	23960	5193	425	13.02.96
29	ERS-2	7794	5175	425	16.10.96	82	ERS-1	23960	5211	425	13.02.96
30	ERS-2	7794	5193	425	16.10.96	83	ERS-1	24461	5193	425	19.03.96
31	ERS-2	9297	5175	425	29.01.97	84	ERS-1	24461	5211	425	19.03.96
32	ERS-2	9297	5193	425	29.01.97	85	ERS-2	2784	5193	425	01.11.95
33	ERS-2	9798	5175	425	05.03.97	86	ERS-2	4287	5193	425	14.02.96
34	ERS-2	9798	5193	425	05.03.97	87	ERS-2	4287	5211	425	14.02.96
35	ERS-2	19818	5175	425	03.02.99	88	ERS-2	4788	5193	425	20.03.96
36	ERS-2	19818	5193	425	03.02.99	89	ERS-2	4788	5211	425	20.03.96
37	ERS-2	23826	5175	425	10.11.99	90	ERS-2	7794	5193	425	16.10.96
38	ERS-2	23826	5193	425	10.11.99	91	ERS-2	7794	5211	425	16.10.96
39	ERS-2	25329	5175	425	23.02.00	92	ERS-2	9297	5193	425	29.01.97
40	ERS-2	25329	5193	425	23.02.00	93	ERS-2	9297	5211	425	29.01.97
41	ERS-2	31341	5175	425	18.04.01	94	ERS-2	9798	5193	425	05.03.97
42	ERS-2	31341	5193	425	18.04.01	95	ERS-2	9798	5211	425	05.03.97
43	ERS-2	31842	5175	425	23.05.01	96	ERS-2	19818	5193	425	03.02.99
44	ERS-2	31842	5193	425	23.05.01	97	ERS-2	19818	5211	425	03.02.99
45	ERS-1	7251	5589	92	04.12.92	98	ERS-2	23826	5193	425	10.11.99
46	ERS-1	7251	5607	92	04.12.92	99	ERS-2	23826	5211	425	10.11.99
47	ERS-1	22625	5589	92	12.11.95	100	ERS-2	25329	5193	425	23.02.00
48	ERS-1	22625	5607	92	12.11.95	101	ERS-2	25329	5211	425	23.02.00
49	ERS-1	23627	5589	92	21.01.96	102	ERS-2	31341	5193	425	18.04.01
50	ERS-1	23627	5607	92	21.01.96	103	ERS-2	31341	5211	425	18.04.01
51	ERS-1	24128	5589	92	25.02.96	104	ERS-2	31842	5193	425	23.05.01
52	ERS-1	24128	5607	92	25.02.96	105	ERS-2	31842	5211	425	23.05.01
53	ERS-2	2952	5589	92	13.11.95						

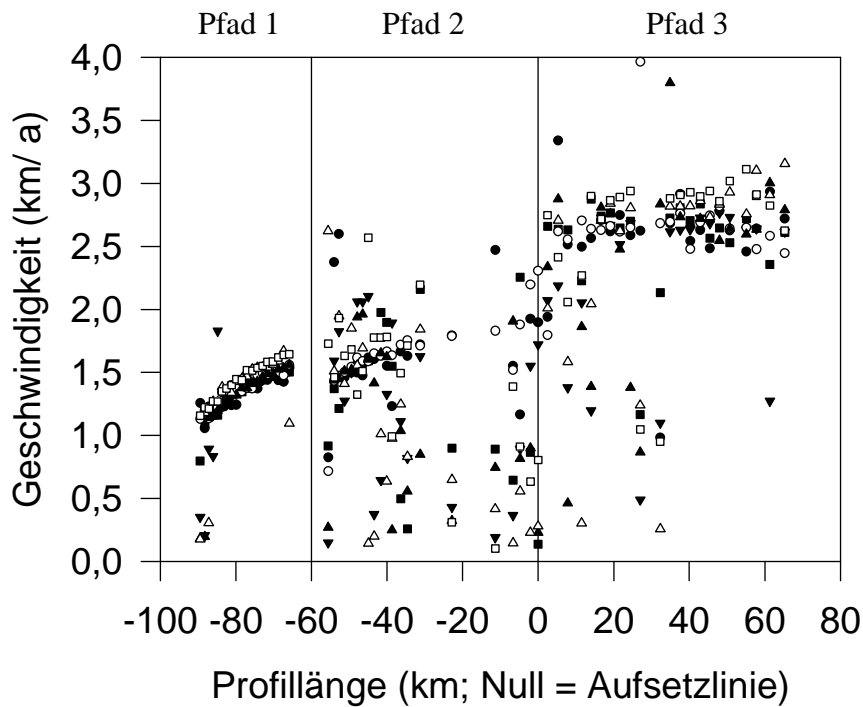
B) Rohdaten des *feature trackings*:

1. Thwaites Gletscher



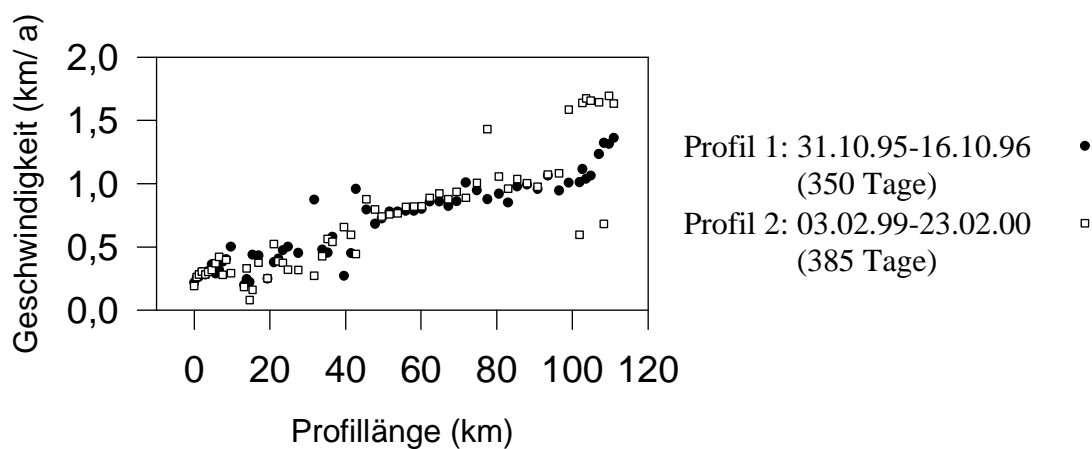
- Profil 1: 14.03.96-15.11.96 (245 Tage)
- ▲ Profil 2: 15.11.96-18.07.97 (245 Tage)
- Profil 3: 21.11.99-01.10.00 (315 Tage)
- Profil 4: 31.10.95-19.03.96 (140 Tage)
- △ Profil 5: 19.03.96-16.10.96 (210 Tage)
- ▼ Profil 6: 16.10.96-05.03.97 (140 Tage)
- ▽ Profil 7: 19.03.96-05.03.97 (350 Tage)
- ◆ Profil 8: 03.02.99-10.11.99 (280 Tage)
- ◇ Profil 9: 10.11.99-23.02.00 (105 Tage)
- Profil 10: 03.02.99-23.02.00 (385 Tage)

2. Pine Island Gletscher



- Profil 1: 12.11.95-25.02.96 (105 Tage)
- Profil 2: 25.02.96-28.10.96 (245 Tage)
- ▼ Profil 3: 12.11.95-28.10.96 (350 Tage)
- Profil 4: 28.10.96-10.02.97 (105 Tage)
- ▲ Profil 5: 25.02.96-10.02.97 (350 Tage)
- △ Profil 6: 15.02.99-31.01.00 (350 Tage)
- Profil 7: 31.01.00-02.10.00 (245 Tage)

3. Pope Gletscher und Crosson Schelfeis



C) Standardabweichung σ

1. Thwaites Gletscher

	P 1	P 2	P 3	P 4	P 5	P 6	P 7	P 8	P 9	P 10
Pfad 1	0,06	0,06	---	---	---	---	---	---	---	---
Pfad 2	0,14	0,12	0,12	---	---	---	---	---	---	---
Pfad 3	0,02	0,02	0,01	---	---	---	---	---	---	---
Pfad 4	---	---	---	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03

2. Pine Island Gletscher

	P 1	P 2	P 3	P 4	P 5	P 6	P 7
Pfad 1	0,06	0,09	0,10	0,07	0,07	0,07	0,08
Pfad 2	0,07	0,12	0,05	0,11	0,07	0,04	0,03
Pfad 3	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,12	0,04

3. Pope Gletscher/ Crosson Schelfeis

	P 1	P 2
Oberlauf	0,07	0,08
Unterlauf	0,04	0,05

DANKSAGUNG

Die vorliegende Diplomarbeit entstand am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen. Der Leitung des DFD, Dr. habil. *****, und der Leitung der Organisationseinheit „Umwelt und Geoinformation“, Dr. *****, gilt mein Dank für die Bereitstellung der Arbeitsmöglichkeiten und die zur Verfügungstellung der Bilddaten. Für die Ermöglichung der Diplomarbeitserstellung am DFD danke ich Dipl.-Ing. *****.

Zum Gelingen der Diplomarbeit haben viele Personen beigetragen. Bedanken möchte ich mich bei:

Prof. Dr. ***** für Annahme, Betreuung und Begutachtung meiner Diplomarbeit, sowie für die gewährten Freiräume und sein entgegengebrachtes Interesse.

Dr. ***** und Dipl.-Geophys. ***** für die intensive und lehrreiche Betreuung am DFD. Ein Dankeschön auch für ihre stete Hilfsbereitschaft und die äußerst motivierende Zusammenarbeit.

Dipl.-Ing. ***** für ihre wertvollen Hilfestellungen und Tips, sowie bei allen weiteren Mitarbeitern und Praktikanten von „SAR-Topo“ für das angenehme Arbeitsklima.

***** und Dr. *****, für das Korrekturlesen und die Verbesserungsvorschläge.

Meinen Eltern, ohne deren finanzielle Unterstützung die Anfertigung der Diplomarbeit nicht möglich gewesen wäre.

Marc Müller

Juni 2001

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Hiermit versichere ich an Eides statt, daß ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfaßt, noch keinem anderen Prüfungsgremium vorgelegt und nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Mainz, den 29. Juni 2001

(Marc Müller)

