

RADARINTERFEROMETRISCHE UNTERSUCHUNGEN
MIT ERS-1/2 AUF DER
ANTARKTISCHEN HALBINSEL

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Albert Moll

aus

Köln

Bonn, 2007

1. Gutachter: Prof. Dr. G. Menz
2. Gutachter: Prof. Dr. K. Greve

Tag der mündlichen Prüfung

14.12.2007

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn
http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert.

Erscheinungsjahr 2008

DANKSAGUNG

Mein Dank gilt Prof. Dr. Gunter Menz für die Betreuung dieser Arbeit.

Ich danke Dr. Matthias Braun für die zahlreichen Diskussionen und seine Anregungen zu dieser Arbeit.

Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Bereitstellung der finanziellen Mittel im Rahmen des Projektes „Glacier Volume Changes, Velocity Field and Ice Mass Flux on the Antarctic Peninsula“.

KURZFASSUNG

Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) ermöglicht effiziente Untersuchungen von polaren Regionen, mit denen ein Beitrag zur Bestimmung von Massenbilanzen geleistet werden kann. Dieser Parameter hat entscheidenden Einfluss auf den globalen Meeresspiegel.

Die Antarktische Halbinsel ist ein Raum, der besonders empfindlich auf Änderungen der klimatischen Bedingungen reagiert und für den von einem positiven Beitrag zum Meeresspiegelanstieg ausgegangen wird. Zur Quantifizierung dessen, sind präzise Kenntnisse des Verhaltens von Eisströmen, Gletschern und Schelfeisen erforderlich. Die eingesetzte Methodik kann dafür glaziologische Schlüsselparameter wie Fließgeschwindigkeiten und Höheninformationen bestimmen. Diese werden in der vorliegenden Arbeit für zwei Untersuchungsgebiete – *King George Island*, mit einer auf Klimaänderungen empfindlich reagierenden temperierten Eiskappe und *Wilkins Schelfeis*, das mit am nördlichsten verbleibende Schelfeis auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel, das bereits teilweise zerfällt – abgeleitet.

Aufgrund der sich schnell ändernden Oberflächenbedingungen in diesen Regionen, können nur Aufnahmen in zeitlich sehr kurzen Abständen verwendet werden. Daher kommen ausschließlich Radardaten der European Remote Sensing Satellites (ERS) aus bestimmten Missions Phasen, die dies erfüllen, zum Einsatz. Dadurch ermöglicht sich eine Bestimmung von Ergebnissen, die ausschließlich aus Mitte der 1990'er Jahre stammen.

Nachdem in dieser Arbeit die Grundlagen der differentiellen Radarinterferometrie erläutert werden, wird die komplette Prozessierungskette der Verarbeitung der Radardaten vorgelegt. Zudem wird auf die Besonderheiten, die sich speziell bei diesen Untersuchungen ergeben, eingegangen.

Die im Folgenden genannten, wesentlichen Ergebnisse, erlauben Aussagen mit hoher Genauigkeit, hoher räumlicher Auflösung und gleichzeitig flächenhafter Abdeckung für die Untersuchungsgebiete.

Für King George Island wird ein Geschwindigkeitsfeld bestimmt, das die gesamte Insel abdeckt und Geschwindigkeiten von bis zu 120 m/a im Bereich von Auslassgletschern aufweist. Es wird zusätzlich für ein Teilgebiet der Eiskappe ein Höhenmodell mit einer vertikalen Genauigkeit von ± 18 m erstellt.

Für das Untersuchungsgebiet Wilkins Schelfeis wird zum ersten Mal ein Geschwindigkeitsfeld, das einen Teil des Schelfeises abdeckt, bestimmt. Dies weist eine Genauigkeit von ± 10 m/a auf und enthüllt differenzierte Fließstrukturen in räumlich hoher Auflösung von 50 m. Es werden erstmalig Geschwindigkeiten für einen Teil der Zuflussgletscher zum Schelfeis mit gleicher Genauigkeit hergeleitet. Die Geschwindigkeiten erreichen dabei Werte von bis zu 265 m/a. Für das Schelfeis werden größtenteils Werte zwischen 35 m/a – 105 m/a gemessen. Für einen Teil der Zuflussgletscher auf dem Gebiet von Alexander Island wird ein Höhenmodell mit 50 m Auflösung und einer Genauigkeit von ± 18 m erstellt. Dies bedeutet eine enorme Verbesserung zu den bisher für diesen Raum verfügbaren Höhenmodellen, sowohl was die vertikale Genauigkeit als auch die räumliche Auflösung betrifft. Zusätzlich werden Untersuchungen zum Einsatz von Tidenmodellen zu InSAR Zwecken angestellt und die Schwimmgrenze des Schelfeises in einem Teilgebiet neu bestimmt.

Die aus der Arbeit gewonnenen Ergebnisse sind zum Teil bereits in geophysikalische Modelle (King George Island) eingeflossen bzw. werden in solchen zum Einsatz kommen (Wilkins Schelfeis). Des Weiteren stellen sie eine Basis für Vergleiche mit Daten aus anderen Zeitepochen, wenn verfügbar, zur möglichen Bestimmung von Änderungen im Fließverhalten dar. Damit würde eine Aussage über Reaktionen auf Klimaänderungen und einen potentiellen Beitrag zum Meeresspiegelanstieg möglich.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Abbildungsverzeichnis	6
Tabellenverzeichnis.....	8
Abkürzungsverzeichnis	9
1. Einleitung	10
1.1. Climate Change	10
1.2. Antarktische Halbinsel	13
1.3. Möglichkeiten radarinterferometrischer Fernerkundung	15
1.4. Aufbau der Arbeit	17
2. Radarinterferometrie	19
2.1. Die Methode InSAR	19
2.2. Quantitative Beschreibung von InSAR	22
2.2.1. Bestimmung von Höheninformationen	23
2.2.2. Bestimmung von Bewegungen	25
2.2.3. Differentielle Radarinterferometrie	27
2.3. Fehlerquellen	28
2.3.1. Zeitliche Dekorrelation	28
2.3.2. Volumenstreuung und Eindringtiefe	29
2.3.3. Atmosphäre	30
2.3.4. Räumliche Dekorrelation	31
3. InSAR Prozessierung	32
3.1. Koregistrierung	33
3.1.1. Grobregistrierung	33
3.1.2. Feinregistrierung	34
3.1.3. Resampling	36
3.2. Interferogrammerstellung	37
3.3. Korrektur der Flächen Erde	39
3.4. Phase Unwrapping	41
3.4.1. Theorie	42
3.4.2. 2-D Algorithmen	44
3.5. Differentielle Radarinterferometrie	47
3.6. Geokodierung von Höhen- und Bewegungsinformationen	50

4. King George Island	53
4.1. Einleitung	53
4.1.1. Datensätze	55
4.2. Prozessierung	56
4.2.1. ERS Daten	56
4.2.2. Geschwindigkeitsfeld	61
4.2.3. Höhenmodell	63
4.3. Ergebnisse	64
4.3.1. Geschwindigkeitsfeld	64
4.3.2. Höhenmodell	67
4.3.3. Small Baseline Interferogramm	68
5. Wilkins Schelfeis	70
5.1. Einleitung	70
5.1.1. Datensätze	71
5.2. Prozessierung	73
5.2.1. ERS Daten	73
5.2.2. Höhenmodell	76
5.2.3. Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher	77
5.2.4. Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises	78
5.3. Ergebnisse	80
5.3.1. Höhenmodell	80
5.3.2. Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher	84
5.3.3. Grounding Line	86
5.3.4. Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises	88
5.3.5. Tidenmodell vs. InSAR	91
5.3.6. Qualitative Ergebnisse	92
6. Zusammenfassung und Ausblick	96
7. Literaturverzeichnis	100
Anhang	108
A1. European Remote Sensing Satellite (ERS)	108

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Seite

Abb. 1: Anstieg der globalen Durchschnittstemperatur und des Meeresspiegels [IPCC 2007, S. 6] 11

Abb. 2: Massenbilanz der Antarktis [Vaughn 2005, S. 1877] 13

Abb. 3: Antarktische Halbinsel [Braun et. al. 2001², S. 42] 14

Abb. 4: Radaraufnahmen und Interferogramm (King George Island), eigene Darstellung 20

Abb. 5: Interferometrische Aufnahmekonfiguration [Geudtner 1995, S. 22] 22

Abb. 6: Phasenbeziehung bei Wellen, eigene Darstellung 23

Abb. 7: Ambiguity Height für ERS, [Geudtner 1995, S. 36] 24

Abb. 8: Prozessierungskette mit Hauptverarbeitungsschritten, eigene Darstellung 32

Abb. 9: Umsetzung der Feinregistrierung [Hein 1998, S. 204]..... 34

Abb. 10: Surface Fitting Funktion [Samson 1996, S. 32] 35

Abb. 11: Interferogramm mit und ohne `Flache Erde`, eigene Darstellung 40

Abb. 12: Topographisches Phasenfeld, Wrapped / Unwrapped (Zufluss Wordie Schelfeis),
eigene Darstellung 41

Abb. 13: 1-D Phase Unwrapping [Santitamont 1998, S. 43] 42

Abb. 14: Pfadabhängigkeit bei einem Residuum [Curtis 2001, S.12] 43

Abb. 15: Phasenfeld und zugehörige Residuen (Wilkins Schelfeis), eigene Darstellung 44

Abb. 16: Residuen (Abb. 15) mit Branch Cuts, eigene Darstellung 46

Abb. 17: Interferogramm (A), topographisches Interferogramm (B), Bewegungsfeld (C),
eigene Darstellung 49

Abb. 18: Aufnahmegeometrie zu geographisches Koordinatensystem [Small 1998, S. 68] 51

Abb. 19: Kartendarstellung von King George Island [Braun et. al. 2001², S. 47] 54

Abb. 20: Datengrundlage des externen DEM, nach [Braun et. al. 2001², S. 45] 55

Abb. 21: Interferogramm IF9 mit überlagerter Küstenlinie, eigene Darstellung 58

Abb. 22: Interferogramm IF7 und IF8 mit 3 Tagen Abstand, Bereich Krakow Icefield,
eigene Darstellung 58

Abb. 23: Interferogramm IF4, eigene Darstellung 59

Abb. 24: Interferogramm IF11, eigene Darstellung 59

Abb. 25: Interferogramm IF18, eigene Darstellung 60

Abb. 26: Visuelle Darstellung des Prozessierungsverlaufs für King George Island,
eigene Darstellung 61

Abb. 27: Übergang zum Krakow Icefield, eigene Darstellung 62

Abb. 28: Geschwindigkeitsfeld und optische Aufnahme für King George Island, eigene Darstellung 64

Abb. 29: Vergleich InSAR zu DGPS Geschwindigkeiten 2004/2005, eigene Darstellung 65

Abb. 30: InSAR Geschwindigkeitsfeld mit überlagerten Geschwindigkeiten des geophysikalischen
Modells [Rückamp 2006, S. 67] 66

Abb. 31: Reliefdarstellung des InSAR Höhenmodells, eigene Darstellung 67

Abb. 32: Reliefdarstellung des externen Höhenmodells, eigene Darstellung 67

Abb. 33: Abweichung externes DEM zu InSAR DEM, eigene Darstellung 68

Abb. 34: Interferogramm IF18, Bereich NÖ von Krakow Icefield, eigene Darstellung 69

Abb. 35: Kartendarstellung Wilkins Schelfeis, nach [Fattori 2007] 71

Abb. 36: Radarsat-1 Aufnahme (1997) mit überlagerten Aufnahmetracks des GLAS im Bereich
Wilkins Schelfeis, eigene Darstellung 72

Abb. 37: Verwendete Interferogramme, nach [EOLI-SA 2007] 74

Abb. 38a:	Doppelt differenziertes Interferogramm (T1b/T8b), ohne flache Erde nach Orbit Vektoren	76
Abb. 38b:	Baseline mit GLAS GCPs verbessert, eigene Darstellung	76
Abb. 39:	Colorierte Reliefdarstellung, InSAR Höhenmodell, Bereich Schubert Inlet, eigene Darstellung	80
Abb. 40:	Verteilung der Höhendifferenzen von InSAR DEM zu RAMP DEM und Antarctic DEM, eigene Darstellung	82
Abb. 41:	Vergleich der Reliefdarstellungen des InSAR, RAMP und Antarctic DEM, eigene Darstellung	83
Abb. 42:	InSAR Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher im Bereich Schubert / Haydn Inlet, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung	85
Abb. 43:	Schematische Darstellung der Grounding Line [Fricker und Padman 2006, S. 2]	86
Abb. 44:	Quadrupel Interferogramm (T8b-T1b) im Bereich der Grounding Line, eigene Darstellung ...	86
Abb. 45:	Grounding Line aus InSAR und ADD im Bereich Schubert / Haydn Inlet, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung	88
Abb. 46:	InSAR Geschwindigkeitsfeld vom südlichen Teil des Wilkins Schelfeises, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung	89
Abb. 47:	Quadrupel Interferogramm (I6-I4), Baseline: -7m, eigene Darstellung.....	90
Abb. 48:	Doppelt differenziertes Interferogramm (T1b – T8b), eigene Darstellung	91
Abb. 49:	Doppelt differenziertes Interferogramm (I2 – I3), eigene Darstellung	91
Abb. 50:	Amplitudenbild vom 11.3.1996, Quadrupel Interferogramm (T1b – T8b), Bereich Wilkins Schelfeis, eigene Darstellung	93
Abb. 51:	Amplitudenbild vom 11.3.1996, Quadrupel Interferogramm (T1b – T8b), Bereich Haydn Inlet, eigene Darstellung	94
Abb. 52:	Quadrupel Interferogramm von 1995-2000 (T2-T10) und von 1995-1996 (T1b-T8b), Bereich Schubert / Haydn Inlet, eigene Darstellung	95

TABELLENVERZEICHNIS

	Seite
Tab. 1: Ursachen des Meeresspiegelanstiegs [IPCC 2007, S.7]	12
Tab. 2: Verfügbare ERS Interferogramme für King George Island	57
Tab. 3: Interferogramme aus ERS-1 Aufnahmen der ICE Phase 1994 für Wilkins Schelfeis	75
Tab. 4: Interferogramme aus ERS-1/2 Aufnahmen der Tandem Phase für Wilkins Schelfeis	75
Tab. 5: Ausgewählte technische Daten von ERS-1/2 [Samson, J. 1996, S. 79]	108
Tab. 6: Missions-Phasen von ERS-1 und ERS-2 [D'Elia, S. und S. Jutz 1997]	109

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

ADD	- Antarctic Digital Database
ASAR	- Advanced Synthetic Aperture Radar
BAS	- British Antarctic Survey
DcF	- Dopplercentroid Frequenz
DEM	- Digital Elevation Model
DEOS	- Delft Institute for Earth-Oriented Space Research
DGPS	- Differentielles Global Positioning System
DLR	- Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
D-PAF	- Processing and Archiving Facility (Deutschland)
EOLI-SA	- Earthnet OnLine Interactive - Stand Alone
ERS	- European Remote Sensing Satellite
ESA	- European Space Agency
GCP	- Ground Control Point
GLAS	- Geoscience Laser Altimeter System
ICESat	- Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite
InSAR	- Interferometric Synthetic Aperture Radar
JERS	- Japanese Earth Resources Satellite
LOS	- Line of Sight
NSIDC	- National Snow and Ice Data Center
PAF	- Processing and Archiving Facility
RAMP	- Radarsat Antarctic Mapping Project
SAR	- Synthetic Aperture Radar
SLC	- Single Look Complex Image
UTM	- Universal Transverse Mercator
WGS84	- World Geodetic System 1984

EINLEITUNG

1.1. Climate Change

„Warming of the climate system is unequivocal, as is now evident from observations of increases in global average air and ocean temperatures, widespread melting of snow and ice, and rising global average sea level.” [IPCC 2007, S. 5]

Der Klimawandel ist als Phänomen unbestritten (Abb. 1) und es stellt sich die Frage, in welchem Maße und vor allem mit welchen Auswirkungen dieser vorstatten geht.

In den letzten 100 Jahren (1906-2005) nahm die durchschnittliche Temperatur der Atmosphäre um $0,74\text{ °C} \pm 0,18\text{ °C}$ zu, in den letzten Jahrzehnten sogar mit einem linearen Trend von $0,13\text{ °C}$ pro Dekade. Der Meeresspiegel stieg dabei im 20. Jahrhundert um $0,17\text{ m} \pm 0,05\text{ m}$ [IPCC 2007].

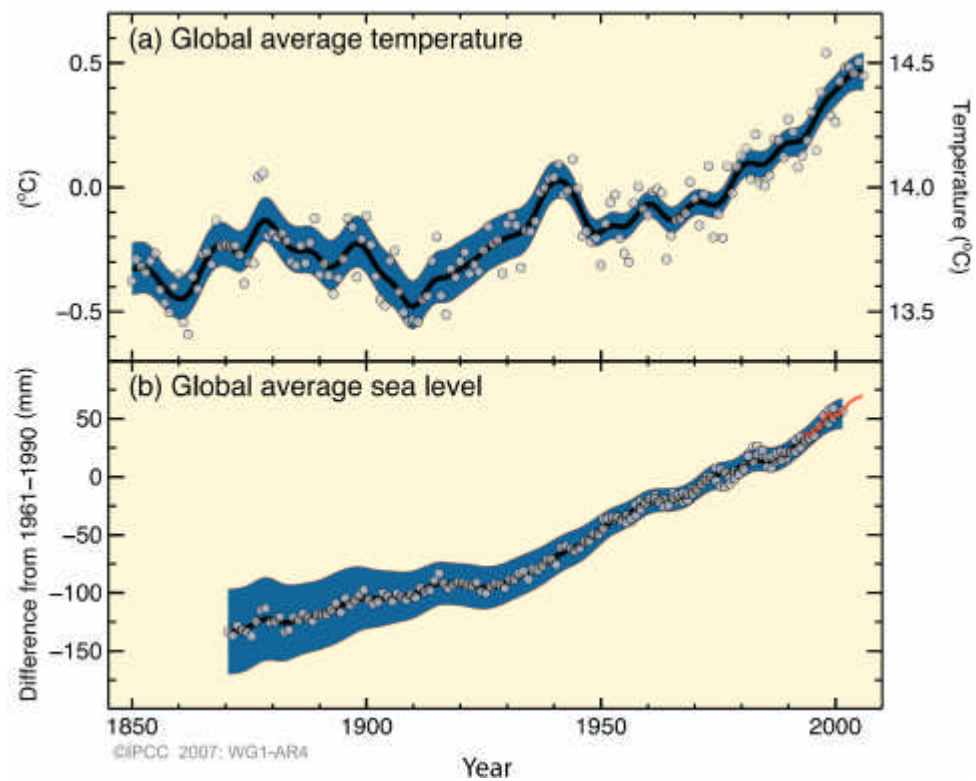


Abb.1: Anstieg der globalen Durchschnittstemperatur und des Meeresspiegels [IPCC 2007]

Die Ergebnisse dieser Arbeit stehen im Zusammenhang mit der Frage, wie die Antarktis auf das Phänomen des Klimawandels reagiert bzw. welche globalen Effekte daraus resultieren.

Abgesehen von Veränderungen der regionalen Klima- und Ökosysteme, insbesondere aufgrund der Verringerung der Ausdehnung von Eisschilden und Gletschern und deren Eisdicke [Lemke et. al. 2007] und den damit einhergehenden Effekten, die die Antarktis selber betreffen, sind die indirekten Auswirkungen, die die Antarktis durch ihre erfahrenen Veränderungen selber ausübt, von Bedeutung. Dabei ist in erster Linie der Einfluss auf die Höhe des Meeresspiegels zu nennen. Dies hat aufgrund des Umstandes, dass bereits zur Zeit ca. 145 Mio. Menschen [Anthoff et. al. 2006], mit steigender Tendenz, von einem Anstieg des Meeresspiegels um einen Meter existenziell betroffen wären, anthropogene Konsequenzen von hohem Ausmaß. Verschiedene Faktoren spielen beim Meeresspiegelanstieg eine Rolle, wobei die thermische Ausdehnung des Ozeans der bedeutendste ist (Tab. 1).

Tab. 1: Ursachen des Meeresspiegelanstiegs [IPCC 2007]

Source of sea level rise	Rate of sea level rise (mm per year)	
	1961–2003	1993–2003
Thermal expansion	0.42 ± 0.12	1.6 ± 0.5
Glaciers and ice caps	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22
Greenland Ice Sheet	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
Antarctic Ice Sheet	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
Sum of individual climate contributions to sea level rise	1.1 ± 0.5	2.8 ± 0.7
Observed total sea level rise	1.8 ± 0.5 ^a	3.1 ± 0.7 ^a
Difference (Observed minus sum of estimated climate contributions)	0.7 ± 0.7	0.3 ± 1.0

Der entscheidende Punkt in Bezug auf die Antarktis ist die enorme Unsicherheit bezüglich des Anteils den sie am Meeresspiegelanstieg hat, der relativ gesehen, bei keinem anderen Einflussfaktor so hoch ist. Die Schwankungsbreite ist mit $\pm 0,35$ mm/a sogar höher als die angenommene durchschnittliche Rate von 0,21 mm/a für den Zeitraum 1993-2003. Man vergleiche dies mit der gleichen Rate für das grönländische Eisschild, bei dem die mögliche Abweichung aber einen fünffach kleineren Wert von nur $\pm 0,07$ mm/a annimmt. Für die Antarktis ist somit zur Zeit nicht eindeutig geklärt, ob sie einen positiven oder negativen Beitrag zum Meeresspiegelanstieg leistet. Daher sind weitere wissenschaftliche Untersuchungen erforderlich.

In dieser Arbeit werden keine Ergebnisse präsentiert anhand derer der Einfluss des Klimawandels direkt abgeleitet werden könnte. Es werden keine Aussagen über die Änderungsraten von Größen getroffen. Stattdessen wird mit den Ergebnissen die Situation in den Untersuchungsräumen Mitte der 1990'er Jahre festgestellt. Zur Erfassung von Änderungen sind diesen Daten Erkenntnisse von aktuellen oder zukünftigen Zuständen gegenüber zu stellen.

Unterteilt man die Antarktis in verschiedene Regionen ergibt sich ein differenzierteres Bild ihres Einflusses auf den Meeresspiegel (Abb. 2).

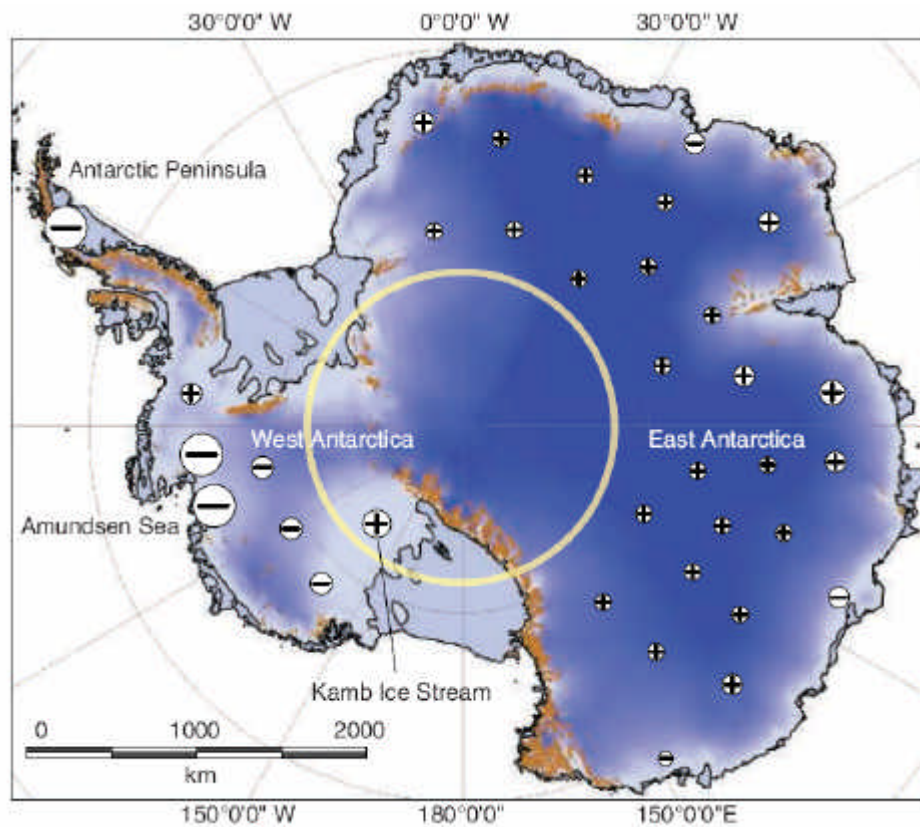


Abb. 2: Massenbilanz der Antarktis [Vaughn 2005]

Die Ostantarktis, die ca. 90% des Eises der Antarktis enthält und damit ein Potential für den Anstieg des Meeresspiegels von insgesamt ca. 60 m hat [Houghton et. al. 2001], ist durch die globale Temperaturerhöhung in dem Sinne nicht betroffen, da es aufgrund ihrer generell sehr tiefen Temperaturen selbst bei einem stärkeren Temperaturanstieg nicht zu erhöhter Schneeschmelze an der Oberfläche kommt. Ganz im Gegenteil ist der Anteil der Ostantarktis am Meeresspiegelanstieg negativ zu beziffern, da erhöhte Niederschläge aufgrund des Klimawandels einen positiven Effekt auf die Massenbilanz der Ostantarktis haben und somit eine Zunahme des dort lagernden Wasservolumens mit sich bringen.

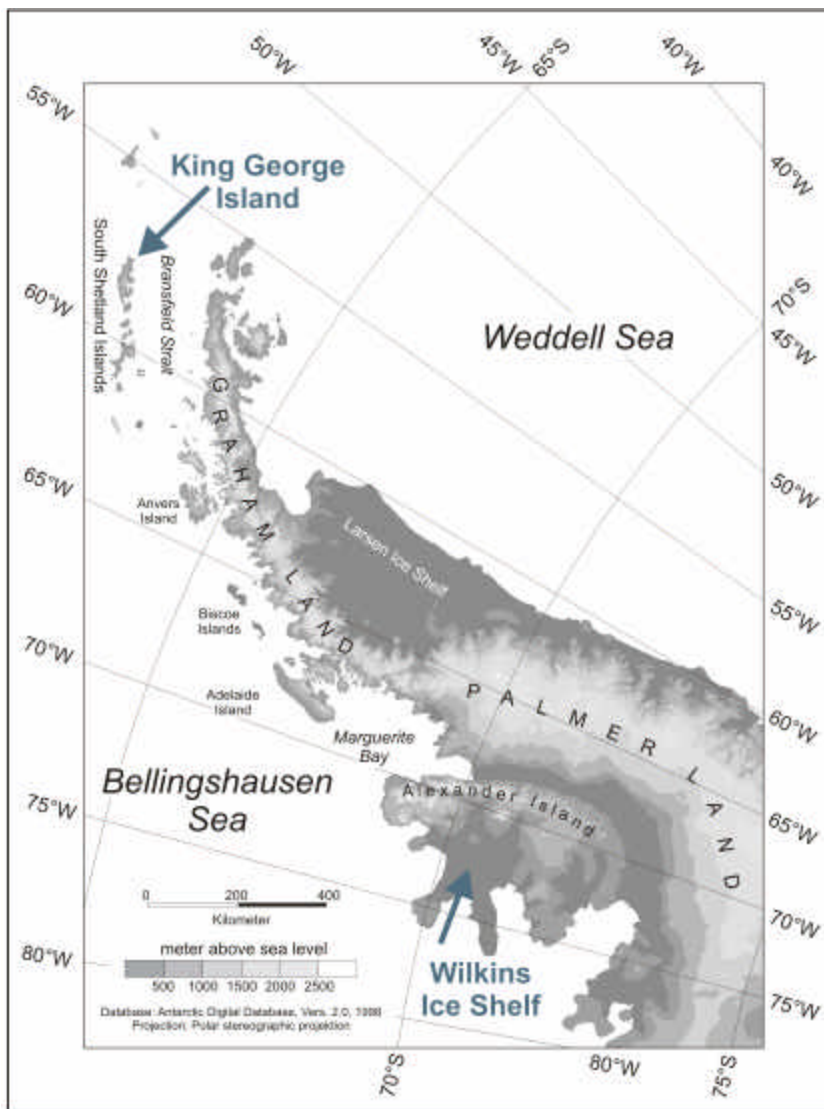
Für das Westantarktische Eisschild wird hingegen von einem positiven Einfluss auf den Meeresspiegelanstieg ausgegangen. Der maximale Effekt bei völligem Abschmelzen auf die Ozeane liegt dabei bei ca. 6 m [Houghton et. al. 2001]. Die Westantarktis besteht größtenteils aus im Ozean endenden Eisströmen und Gletschern, die besonders anfällig sind für dynamische Instabilitäten und schnelle Desintegration aufgrund von Klimaänderungen [Hughes 1977].

Die Antarktische Halbinsel erfährt einen sehr starken Anstieg der Jahresmitteltemperatur mit Werten zwischen 1,5 °C bis zu 3 °C für die letzten 50 Jahre, was ca. 2,5 – 5 fach über dem globalen Durchschnitt liegt. Das Potential für einen Meeresspiegelanstieg ist im Vergleich äußerst gering und liegt bei ca. 0,25 m [Pritchard et. al. 2007]. Betrachtet man jedoch die zur Zeit angenommene Rate für die Antarktische Halbinsel von 0,16 mm/a \pm 0,6 mm/a [Pritchard et. al. 2007], die mit dem Anteil Alaskas vergleichbar ist [Arendt et. al. 2002], sieht man die enorme Bedeutung, die allein von dem lediglich 1% der Antarktischen Fläche umfassenden Gebiet ausgeht. Diese ist so relevant,

dass die Stärke der Abnahme im Bereich der Antarktischen Halbinsel zusammen mit den Verlusten des Westantarktischen Eisschildes darüber entscheidet, ob der Massengewinn der Ostantarktis ausgeglichen wird und die Antarktis insgesamt eine positive oder negative Massenbilanz aufweist und resultierend ein Effekt auf den Meeresspiegel mit positivem oder negativem Vorzeichen einhergeht.

1.2. Antarktische Halbinsel

Die stark vergletscherte Antarktische Halbinsel (Abb. 3) erstreckt sich von ca. 63°S bis ca. 74°S. Obwohl sie lediglich einen Anteil von ca. 1% (120.000 km²) an der Fläche der Antarktis hat, erhält sie ca. 10% des gesamten Schneefalls der Antarktis [van Lipzig et. al. 2004]. Im Gegensatz zu den



großen kontinentalen Eisschilden der Antarktis, ist die ca. 1100 km lange Antarktische Halbinsel eine schmale Gebirgskette mit maritimem Klima und mehr als 400 steilen, schnell fließenden und stark verspaltenen Gletschern. Der Kenntnisstand über jene Gletscher ist so gering, dass fast keiner in Inventaren für Gebirgsgletscher enthalten ist [Dyurgerov 2002]. Mit einem Drittel des Gebietes unter 200 m ü.N.N. und mit Sommertemperaturen häufig über 0 °C ist sie die einzige antarktische Region mit wesentlicher Sommerschmelze, wobei 80% des Gebietes als Perkolationszone klassifiziert werden [Rau et. al. 2002].

Abb. 3: Antarktische Halbinsel [Braun et. al. 2001²]

Die Antarktische Halbinsel reagiert daher besonders empfindlich auf atmosphärische Änderungen, insbesondere Temperaturerhöhungen. Ihre Beeinträchtigung durch den globalen Klimawandel ist, aufgrund von gemessenen Temperaturzunahmen und Massenverlusten, offensichtlich. Während des letzten halben Jahrhunderts gehörte diese Region zu den sich am schnellsten erwärmenden Regionen der Erde. Die extremen Temperaturzunahmen von stellenweise bis 3 °C in diesem Zeitraum [King 1994], in Verbindung mit erhöhter zyklonischer Aktivität und der Erhöhung der Temperatur der oberen Meeresschichten [Meredith et. al. 2005], haben Dauer und Stärke der Sommerschmelze zunehmen lassen [Vaughan 2006]. Damit einher gehen Verluste von Schelfeisen und ein Rückzug von über 80% aller Tidewater Gletscher [Pritchard et. al. 2007].

Dem Zerfall von Schelfeisen kommt dabei eine besondere Rolle zu. Nicht, dass ein solches Ereignis einen direkten Einfluss auf den Meeresspiegel hätte, da sich das Eis bereits im Schwimmgleichgewicht befindet, allerdings führt das Abbrechen zu einer Änderung des Fließverhaltens der ehemals speisenden Zuflussgletscher. Dieser Effekt ist insbesondere auf der Antarktischen Halbinsel von Bedeutung, da hier bereits mehrere Schelfeise in den letzten Dekaden desintegrierten [Morris et. al. 2003]. Sowohl an der West- als auch der Ostküste sind insgesamt bereits 9 Schelfeise innerhalb der letzten 50 Jahre als Reaktion auf die regionale Erwärmung zerfallen. [Vaughan et. al. 1996, Skvarca et. al. 1999, Scambos et. al. 2000, Rott et. al. 2002, Rignot et. al. 2005]. Der südwärts fortschreitende Verlust von Schelfeisen stimmt dabei mit der Verlagerung der thermischen Grenze für die Existenz von Schelfeisen überein. [Morris et. al. 2003]. Es existiert kein Schelfeis auf der wärmeren Seite der mittleren jährlichen -5 °C Isotherme, wohingegen auf der kälteren Seite der -9 °C Isotherme kein Schelfeis zerfallen ist [Cook et. al. 2005]. Des Weiteren ist der Anstieg der Oberflächentemperatur der Ozeane relevant. Ergebnisse von Modellen zeigen, dass Schelfeise eine hohe Anfälligkeit insbesondere auf die Zunahme der Meerestemperatur haben [Grosfeld et. al. 2004, Williams et. al. 2002].

Schelfeisen kommt somit eine zweifache Rolle in Bezug auf den Klimawandel zu. Zum einen können Schelfeise aufgrund ihrer Sensitivität auf Temperaturanstiege als Indikatoren für den Klimawandel angesehen werden, da sich in ihnen die langfristige Reaktion auf eine Änderung des Klimas widerspiegelt [Payne et. al. 2004]. Zum anderen tragen sie durch ihre Desintegration indirekt zum Meeresspiegelanstieg bei, da sich als resultierende Konsequenz ihre Zuflussgletscher beschleunigen. Die Größenordnung des Beitrages beläuft sich für die Antarktische Halbinsel auf ca. 0,07 mm/a [Pritchard et. al. 2007]. Beschleunigungen sind beispielsweise explizit bestimmt worden für die Zuflussgletscher zum ehemaligen Larsen B Schelfeis [Rignot et. al. 2004] und für den Fleming Glacier zum ehemaligen Wordie Schelfeis [Rignot et. al. 2005], um zwei zu nennen.

Ein weiter fortschreitendes Zerfallen von Schelfeisen ist sehr wahrscheinlich, da sich mit der Zunahme der Luft- und Ozeantemperaturen die Grenze für stabile Schelfeise weiter südwärts verlagert. Der mit der Beschleunigung der beteiligten Gletscher einhergehende Anteil zum Meeresspiegelanstieg, der den hauptsächlichen Beitrag der Antarktischen Halbinsel diesbezüglich ausmacht, muss allerdings auch kritisch betrachtet und unter Umständen relativiert werden. Für die Antarktische Halbinsel ist aufgrund der ausgeprägten Topographie zur Zeit keine genaue Abschätzung der Änderung ihrer Eisdicke durch Radaraltimeter verfügbar, so dass nicht eindeutig geklärt ist, inwiefern der zunehmende Abfluss eventuell durch erhöhte Akkumulation zum Teil wieder ausgeglichen wird [Wingham et. al. 2006].

Die beiden Untersuchungsgebiete King George Island (62,1°S/ 58,4°W) und Wilkins Schelfeis (72,5°W/ 70,5°S) sind von besonderem Interesse. Auf King George Island liegt eine temperierte Eiskappe vor, die besonders empfindlich auf Temperaturänderungen reagiert [Knap et. al. 1996] und damit ausgesprochen geeignet ist, über Änderungen ihrer Ausdehnung und ihrer Fließgeschwindigkeiten einen stattfindenden Klimawandel aufzuzeigen. In den letzten 50 Jahren ist bereits ein starker Rückzug der Auslassgletscher verzeichnet worden. Beim Wilkins Schelfeis handelt es sich zusammen mit dem Schelfeis King George VI um das letzte nördliche Schelfeis an der Westseite der Antarktischen Halbinsel. Es hat bereits einen deutlichen Rückzug der Eisfront in den letzten Jahren gegeben und es spricht vieles für einen kommenden Zerfall des Schelfeises.

1.3. Möglichkeiten radarinterferometrischer Fernerkundung

Radarinterferometrie (InSAR) hat einen entscheidenden Anteil an der Bereitstellung von Informationen, die das Fließverhalten von Gletschern und Eisströmen betreffen. Die bereits im letzten Kapitel erwähnte Erkenntnis, dass Gletscher ihr Fließverhalten und damit ihre Geschwindigkeit recht kurzzeitig in Reaktion auf die Desintegration von Schelfeisen ändern können, entstammt unter anderem radarinterferometrischen Untersuchungen. Die Aussagen, die beispielsweise im Bericht des IPCC zu diesem Thema getroffen werden, basieren auf radarinterferometrischen Untersuchungen und unterstreichen die Bedeutung dieser Methodik durch explizite Nennung: „A major advance since IPCC (2001) has been widespread application of Interferometric Synthetic Aperture radar (InSAR) techniques from satellites to measure ice velocity over large areas of ice sheets.“ [Lemke et. al. 2007, S. 361]

Die Vorteile der Radarinterferometrie gegenüber anderen Fernerkundungsmethoden werden auch an einem anderen Beispiel deutlich. Für die Zuströme zum früheren Wordie Schelfeis, das insbesondere in den 1980'er Jahren fast völlig zerfallen ist, stellte [Vaughan 1993] aufgrund von Untersuchungen basierend auf Landsat Bildern fest, dass sich das Verhalten der Zuflussgletscher und damit deren Geschwindigkeiten nicht wesentlich geändert habe. Er schloss daraus, dass selbst eine schnelle Desintegration, wie die des Wordie Schelfeises, zu keiner signifikanten Beschleunigung der Zuflussgletscher führt und somit kein nennenswerter Beitrag solcher Gletscher zum Meeresspiegel stattfindet. Diese Aussage erwies sich jedoch als nicht haltbar, nachdem radarinterferometrische Untersuchungen von [Rignot et. al. 2005] zeigten, dass sich die Geschwindigkeiten der Zuflussgletscher im Zeitraum von 1974 bis 1996 sehr wohl geändert hatten und zwar um mehr als 50%.

Heute geht man aufgrund zahlreicher radarinterferometrischer Untersuchungen, beispielsweise auch für Grönland [Rignot et. al. 2006], von einem bedeutenden Beitrag zum Meeresspiegelanstieg aufgrund von beschleunigten Auslassgletschern aus.

Bei der Untersuchung von polaren Gebieten kommt der Fernerkundung generell eine wichtige Rolle zu. Während präzise *in situ* Messungen zwar überaus wichtig, aber ihre Durchführung räumlich und zeitlich sehr bergrenzt und logistisch höchst aufwendig ist, sind auf Satelliten basierende Daten für die Untersuchung von Eisgebieten bedeutend, da sie Messwerte über enorm große Regionen bereitstellen können und dies in einer über lange Zeiträume regelmäßigen, systematischen und kosteneffizienten Weise. Hinzu kommt, dass viele Gletscher aufgrund bestimmter Begebenheiten, wie z.B. starke Verspaltung, nicht mit Feldkampagnen untersucht werden können. Dies und die berechnete Annahme, dass das Verhalten einzelner untersuchter Gletscher nicht repräsentativ für die Allgemeinheit der Gletscher einer Region ist, kann zu möglichen Fehleinschätzungen von gemittelten Größen führen [Cook et. al. 2005]. Über die vergangene Dekade hat sich die Fernerkundung zu ei-

nem Instrument entwickelt, das die Untersuchung von Eisgebieten sowohl auf kontinentaler Ebene als auch im Detail entscheidend unterstützt [Bindschadler 1998].

Radarinterferometrie hat die Erfassung von zwei, neben Akkumulation und Ablation, der wichtigsten Größen, nämlich Oberflächenhöhe und Fließbewegung von Eisgebieten erheblich verbessert. Sie eröffnet die Möglichkeit, weiträumig, mit bisher nicht erreichter Detailliertheit, jene Größen mit Genauigkeiten von ca. 10 - 20 Metern für Höhenwerte und unter einem Zentimeter für Positionsänderungen zu bestimmen [Joughin et. al. 2000, Madsen et. al. 1998]. Andere Messverfahren sind bezüglich der Höhenbestimmung an Genauigkeit überlegen, wie beispielsweise Laser- oder Radaraltimeter. Radarinterferometrie erlaubt allerdings eine räumlich hochaufgelöste und vor allem flächenhafte Abdeckung, was Systemen mit linienhaften Aufnahmebereichen nicht möglich ist. Des Weiteren kann die Bestimmung von Geschwindigkeiten auch in strukturlosen Gebieten erfolgen, in denen optische und auch einzelne Radaraufnahmen aufgrund fehlender Lokalisierungsmöglichkeit von Objekten auf der Oberfläche versagen.

Radarsysteme können Daten über weite Gebiete unabhängig von Wolkenbedeckung und Sonnenstand, einschließlich Polarnacht, erfassen. Von den damit gewonnenen Erkenntnissen im Bereich der Erforschung von Eisgebieten werden einige beispielhaft aufgeführt:

- Messung und Monitoring von Auslassgletschern und Bestimmung zeitlicher Verlustraten [Rignot et.al. 1997, Joughin et. al. 1999]
- präzise Abgrenzung von Gletschern bzw. Eisströmen von Schelfeisen anhand der Bestimmung der Schwimmgrenze und der Erfassung ihrer räumlichen Verlagerung [Goldstein et. al. 1993, Gray et. al. 2002, Rignot 1996]
- verbesserte Massenbilanzbestimmung von Eisschilden und Gletschern [Rignot et. al. 2002, Rignot et. al. 2006]
- Untersuchungen mit hohen zeitlichen Wiederholraten von Änderungen der Fließgeschwindigkeit von Gletschern und Eisströmen, bis hin zur Entdeckung von 'Glacier Surges' [Fischer et. al. 2003, Joughin et. al. 1996¹, Strozzi et. al. 2000]
- Analyse der Schelfeisdynamik [MacAyeal et. al. 1998] und Monitoring der Verbreitung von Spalten, die zu großen Eisbergkalbungen führen [Fricker et. al. 2002]
- Detektion von vertikalen Deformationen von Schelfeisen aufgrund von Gezeitenwirkungen des Ozeans [Hartl et. al. 1994, Rignot 1996, Rignot et. al. 2000, Padman et. al. 2003]

Die genannten Möglichkeiten, die sich mit der Radarinterferometrie ergeben, werden zum Teil mit erheblichen Nachteilen erkauft. Zum einen ist die Verfügbarkeit von interferometrisch nutzbaren Daten beschränkt, hinzu kommen insbesondere auf der Antarktischen Halbinsel erschwerte Einsatzmöglichkeiten aufgrund starker und schneller Oberflächenänderungen (s. Kapitel 2.3.1. Zeitliche Dekorrelation). Dies führt zusätzlich noch zu einer weiteren Reduzierung der verwendbaren Aufnahmen von bestimmten Zeiträumen. Die hohe Empfindlichkeit der Methodik und ihre charakteristische Bestimmung von nicht absoluten Größen führt zu notwendigen Verarbeitungsschritten wie Phase Unwrapping und der sehr präzisen Bestimmung der Aufnahmepositionen. Dies und insbesondere die Verschmelzung von Topographie, horizontaler und vertikaler Bewegung im Interferogramm kann zu unter Umständen nicht auflösbaren Mehrdeutigkeiten, dem dadurch notwendigen Einsatz von zusätzlichen externen Daten und einer Reduzierung der Genauigkeit der Ergebnisse führen. Die allgemeine Aufnahmegeometrie erlaubt außerdem keine Aussagen in Bereichen mit starker Relieferung. Zudem ist die überaus komplexe Datenverarbeitung fehleranfällig und erfordert eine gründliche Berücksichtigung aller relevanten Einflussfaktoren.

Für sämtliche Untersuchungen in dieser Arbeit werden Methoden der differentiellen Radarinterferometrie eingesetzt, um in erster Linie Parameter wie Geschwindigkeiten von Gletschern und Schelfeis, Topographie, Lage von Auslassgletschern und die Abgrenzung des Schelfeises zu bestimmen. Ein hoher methodischer Anspruch ergibt sich für beide Untersuchungsgebiete. Für King George Island damit, dass eine der am schwersten zu bearbeitenden Regionen untersucht wird, da die dortigen Oberflächenbedingungen eine interferometrische Untersuchung extrem stark beeinträchtigen und die kleinräumige reliefierte Topographie und daraus resultierende Abflussgebiete nur schwer erfasst werden können. Für die Untersuchung des Wilkins Schelfeises ergibt sich erschwerend, dass alle drei möglichen Einflussfaktoren, die in Interferogrammen erfasst werden können, Topographie, horizontale Bewegung aufgrund des Fließens des Eises und vertikale Bewegung aufgrund des Gezeiteneinflusses auf das Schelfeis, gleichzeitig auftreten und die Phaseninformation bestimmen. Diese Komponenten können wegen fast völlig fehlender zusätzlicher Daten nur rein methodisch über die differentielle Radarinterferometrie getrennt werden. Auch hier sind die klimatischen Bedingungen ungünstig und die anzutreffenden Fließgeschwindigkeiten so gering, dass die üblicherweise zur Bestimmung von Geschwindigkeiten auf Schelfeisen eingesetzten Tracking Verfahren [Gray et. al. 2001, Young und Hyland 2002, Joughin 2002] nicht verwendet werden können, sondern ein rein interferometrischer Ansatz gewählt werden muss. Für Untersuchungsgebiete auf der Antarktischen Halbinsel sind generell kurze zeitliche Abstände zwischen den Radaraufnahmen erforderlich. Es kommen daher ausschließlich Aufnahmen der beiden European Remote Sensing Satellites (ERS) für ausgewählte Zeiträume Mitte der 1990'er Jahre zum Einsatz, da deren Verwendung die einzige Möglichkeit darstellt, Interferogramme aus Aufnahmen mit nur wenigen Tagen Abstand zu erhalten (s. Anhang).

1.4. Aufbau der Arbeit

Die Arbeit gliedert sich im Wesentlichen in zwei Hauptteile. Einen methodischen und einen die Methodik auf die Untersuchungsgebiete angewendeten Teil.

Der methodische Teil besteht aus zwei Kapiteln. Im ersten Kapitel 2. Radarinterferometrie wird das Verfahren der Radarinterferometrie qualitativ beschrieben, auf welchen Prinzipien und Annahmen es basiert und welche allgemeinen Anwendungen es ermöglicht. Es werden die damit zusammenhängenden relevanten physikalischen Größen und Faktoren aufgeführt und zum Teil mathematisch gefasst. Die Unterteilung erfolgt nach den Fragestellungen der Höhenmodellgenerierung und Bewegungsdetektion bzw. deren Kombination in der differentiellen Radarinterferometrie. Es werden die Fehlerquellen und Störfaktoren, deren Einfluss und ihre Reduzierungsmöglichkeiten erläutert. Der theoretische Hintergrund der Radarinterferometrie steht im Mittelpunkt ohne dabei darauf einzugehen, wie die relevanten Größen ermittelt werden können und insbesondere ohne die Verfahren zu erläutern, die für die Verarbeitung von Radarbildern eingesetzt werden. Dies ist Gegenstand des anschließenden zweiten Kapitels, 3. InSAR Prozessierung, des methodischen Teils. Darin geht es um die Umsetzung der Methodik in die entsprechenden Prozessierungsschritte. Die digitale Bildverarbeitung steht dabei im Vordergrund. Es werden die unterschiedlichen Verarbeitungsschritte erläutert und die allgemeine Vorgehensweise, die nachher in den Anwendungskapiteln umgesetzt wird, detailliert dargelegt. Der beachtliche Umfang des gesamten methodischen Teils, besonders im Bereich der Koregistrierung und des Phase Unwrapping, liegt darin begründet, dass zum einen die Radarinterferometrie ein komplexes auf einer Vielzahl von Prozessierungsschritten basierendes Verfahren ist und zum anderen darin, dass der Einsatz der fernerkundlichen Methodik einen

Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit darstellt und weniger die glaziologische und geophysikalische Interpretation der erstellten Ergebnisse.

Im zweiten Hauptteil, dem Anwendungsteil der Arbeit, wird die beschriebene Methodik in den beiden Untersuchungsgebieten eingesetzt und die speziellen Prozessierungsschritte, die für den jeweiligen Fall zur Gewinnung der gewünschten Informationen unter den vorliegenden Umständen erforderlich sind, dargelegt. Für jedes der beiden Untersuchungsgebiete wird ein kurzer Überblick gegeben. Es folgt die Beschreibung der zur Verfügung stehenden Daten, sowohl der radarinterferometrisch nutzbaren als auch der zusätzlichen externen Datensätze. Zudem werden die einzelnen durchgeführten Prozessierungsschritte mit ihren jeweiligen Besonderheiten und den Gründen für ihren Einsatz erläutert. Abschließend werden die gewonnenen Ergebnisse präsentiert und nach Möglichkeit anhand anderer Daten validiert bzw. ihre Fehlerbehaftung abgeschätzt. Im Kapitel 4. King George Island wird ein Geschwindigkeitsfeld für die Eiskappe und ein digitales Höhenmodell erstellt. Im Kapitel 5. Wilkins Schelfeis werden Ergebnisse aufgeführt, die aus den Bereichen Geschwindigkeitsfeld der Gletscherzuflüsse, Höhenmodell, Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises und Abgrenzung des Schelfeises stammen.

Den Abschluß der Arbeit bildet eine Zusammenfassung, in der die gewonnenen Ergebnisse zusammengetragen werden, ohne sie zu wiederholen. Es wird auf ihre Bedeutung eingegangen, besonders im Hinblick auf bisher verfügbare Ergebnisse. Es folgt ein Ausblick auf weiterführende Untersuchungsmöglichkeiten und den Einsatz zukünftiger InSAR Missionen zur Untersuchung der Antarktischen Halbinsel.

RADARINTERFEROMETRIE

Im diesem Kapitel wird erläutert, auf welchen Annahmen Radarinterferometrie basiert. Es werden die relevanten physikalischen Größen und Faktoren und ihre jeweiligen Einflüsse aufgeführt. Der theoretische Hintergrund wird dargelegt, ohne darauf einzugehen, wie diese Größen ermittelt werden können und insbesondere ohne die Verfahren zu erläutern, die für die Verarbeitung von Radaraufnahmen eingesetzt werden. Das 'Wie' ist Gegenstand des anschließenden Kapitels 3. InSAR Prozessierung. Folgend wird erst Radarinterferometrie qualitativ beschrieben, worauf ein Interferogramm basiert und welche Anwendungen es ermöglicht. Anschließend folgt eine quantitative Beschreibung, in der die entsprechenden Größen mathematisch gefasst werden, unterteilt nach der Fragestellung der Höhenmodellgenerierung und der Bewegungsdetektion bzw. ihrer Kombination in der differentiellen Radarinterferometrie. Abschließend wird auf die Fehlerquellen bzw. Störfaktoren und ihren Einfluss auf die Ergebnisse in dieser Arbeit eingegangen.

2.1. Die Methode InSAR

In der Radarinterferometrie werden mindestens zwei Radaraufnahmen verwendet, um bestimmte Informationen zu extrahieren, die letztendlich alle auf Entfernungsdifferenzen zwischen den aufnehmenden Sensoren und dem zu erfassenden Objekt auf der Erdoberfläche basieren. Die Methode basiert dabei auf der physikalischen Größe der Phase, dem Parameter, der bei diesem Verfahren von alles entscheidender Bedeutung ist.

Es werden zwei Radaraufnahmen des gleichen Bereichs der Oberfläche verwendet, die zeitgleich (Single Pass) oder im zeitlichen Abstand (Repeat Pass) entstehen, und ihre Phasen differenziert, was zur Entstehung des Interferogrammes führt (Abb. 4). Dies geschieht durch komplexe Multiplikation des Reflexionswertes an jedem Punkt des einen Bildes mit dem zugehörigen Wert des anderen Bildes, so dass das Interferogramm ebenfalls komplexwertig ist und damit verwertbare Informationen auch in der Amplitude enthält.

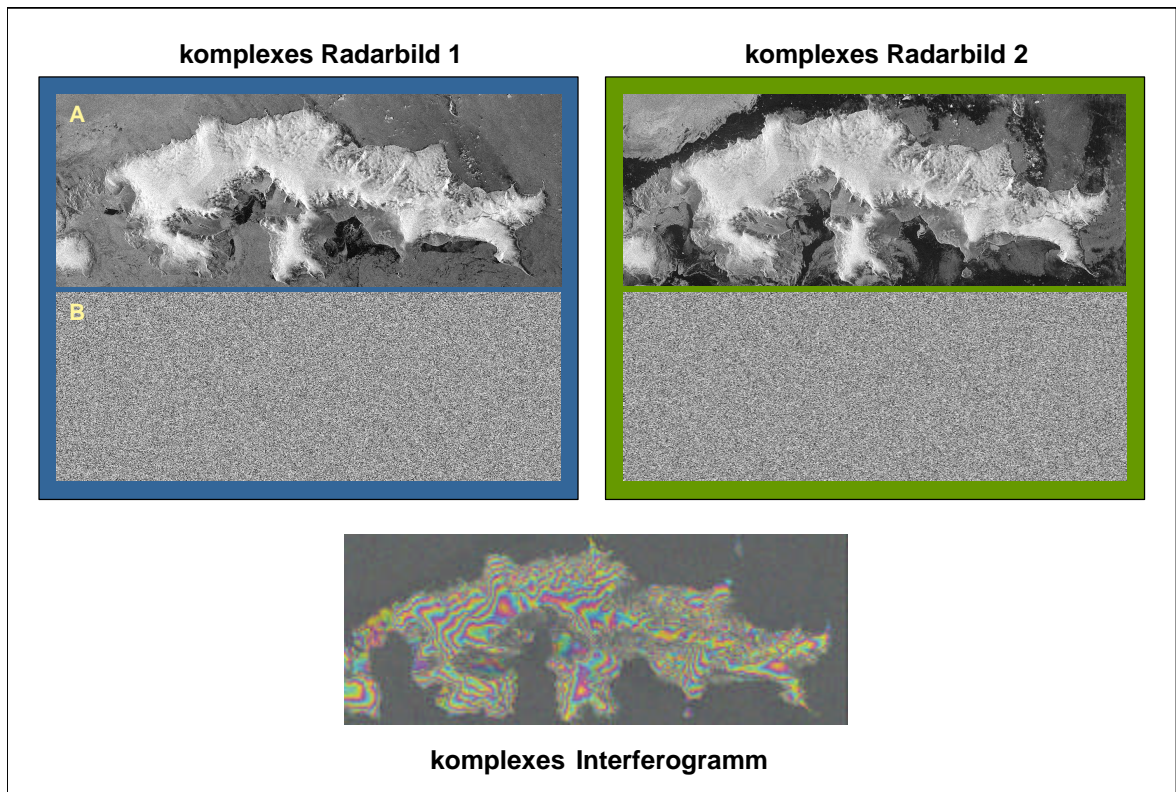


Abb. 4: Radaraufnahmen und Interferogramm (King George Island), eigene Darstellung,
A: Amplitudenbild, B: Phasenbild

Das empfangene Signal, das von jeder Auflösungszelle in einer Aufnahme reflektiert wird, besteht aus der Vektorsumme der Reflexionen vieler einzelner Rückstreuer. Aufgrund der Tatsache, dass die Ausdehnung der Auflösungszelle in der Regel um mehrere Größenordnungen über der Wellenlänge liegt, führt die zufällige räumliche Verteilung der einzelnen Rückstreuer zu gleichverteilten Phasenwerten in den resultierenden gesamten Rückstreuungen. Die Phasenwerte, obwohl zufällig, sind nichtsdestotrotz deterministisch, in dem Sinne, dass sie bestimmbar sind aus der Kenntnis über die genaue Lage jedes einzelnen Rückstreuers. Wenn die beiden Aufnahmen, die das Interferogramm bilden, gleich sind bezüglich Aufnahmegeometrie und Polarisation, wenn das Empfängergerauschen minimal ist und die Oberfläche selber unverändert zwischen den Aufnahmezeitpunkten bleibt, werden die beiden Aufnahmen identisch sein und das Interferogramm wird überall den Phasenwert Null aufweisen. Falls sich allerdings die Aufnahmegeometrie, aufgrund unterschiedlicher Positionen des Sensors, innerhalb gewisser Grenzen ändert, wird die Phasendifferenz im Interferogramm mit dem Terrain variieren in Abhängigkeit von der vorliegenden Topographie. Des Weiteren wird bei unveränderter Aufnahmegeometrie in beiden Aufnahmen, aber räumlicher Verschiebung eines Bereiches der Oberfläche in Bezug zum Rest des Bildes, die zu dem Bereich gehörenden Pixel eine Phasendifferenz aufweisen, die proportional zur Komponente der Verschiebung in Blickrichtung des Sensors, Line of Sight (LOS), ist. Letztlich, wenn die Verschiebungen nicht gleichmäßig innerhalb einer Auflösungszelle erfolgen, sondern stattdessen die Positionen der Rückstreuerelemente in Bezug zu einander unterschiedlichen Bewegungen unterliegen, werden die empfangenen Signale weniger gut korrelieren und die Kohärenz des Interferogrammes sinkt, was sich in einem Rauschen zeigt, das die Phaseninformation überlagert. [Zebker und Lu 1998]

Die Verwendung von weltraumgestützten SAR (Synthetic Aperture Radar) Systemen für die Radarinterferometrie ist in den 1980'er Jahren bekannt geworden, wobei das zugrunde liegende Prinzip bereits in den 1970'er Jahren entwickelt wurde [Graham 1974, Richman 1971]. Im Bereich der Erdanwendung wurden die ersten Ergebnisse in den 1980'er Jahren veröffentlicht [Gabriel und Goldstein 1988, Gabriel et. al. 1989, Goldstein und Zebker 1987, Zebker und Goldstein 1986]. Es standen zu jener Zeit nur eine handvoll ausgewählter Datensätze zur InSAR Verarbeitung aus weltraumgestützten Missionen, Seasat und SIR-A/B, zur Verfügung. Dies änderte sich jedoch 1991 entscheidend mit dem Start von ERS-1, durch den eine Vielzahl von Datensätzen für die radarinterferometrische Verarbeitung verfügbar wurden und viele Forschungsgruppen die neue Methodik intensiv zu nutzen begannen, was sich in einer deutlich erhöhten Zahl an Publikationen Mitte der 1990'er Jahre niederschlägt [Lee 2005].

Seit den 1980'er Jahren kommt das InSAR Verfahren hauptsächlich bei den folgenden Fragestellungen zum Einsatz:

- für die Erstellung von räumlich hochaufgelösten Höhenmodellen, beispielsweise bei der Shuttle Radar Topography Mission [Breit et. al. 2002]
- zur Bestimmung von Bewegungen von Gletschern und Eisströmen [Goldstein et. al. 1993]
- zur Erfassung von Oberflächendehformationen, beispielsweise aufgrund von Erdbeben oder vulkanischen Aktivitäten [Massonnet et. al. 1993]
- zur Erfassung von Hebungen und Senkungen in urbanen Räumen, beispielsweise aufgrund von Gas- oder Grundwasserentnahmen, mit Hilfe der sogenannten Permanent Scatterer Interferometry [Ferretti et. al. 2000]

Immer, wenn es um die Bestimmung von Höheninformationen im Meterbereich oder um räumliche Bewegungen im Zentimeter Bereich auf der Oberfläche geht, kann das Verfahren, wenn bestimmte Voraussetzungen erfüllt sind, eingesetzt werden. Diese beiden Informationen sind in der interferometrischen Erfassung immer miteinander verwoben, liegen jedoch auf verschiedenen Skalen. Ihre Trennung ist Aufgabe der differentiellen Radarinterferometrie.

2.2. Quantitative Beschreibung von InSAR

Für die Erstellung eines Radarinterferogrammes, bei der hier ausschließlich behandelten Across Track Interferometrie (Abb. 5), sind zwei Aufnahmen des gleichen Ausschnitts der Erdoberfläche aus leicht unterschiedlichen Positionen (S_1 , S_2) erforderlich. Dabei ist der Abstand, den die beiden Sensoren zum Zeitpunkt der Aufnahmen voneinander haben, von entscheidender Bedeutung. Der Abstand senkrecht zur Aufnahme-richtung wird als Perpendicular Baseline (B_{perp}) oder im allgemeinen einfach als Baseline bezeichnet. Diese Größe ist wesentlich, wenn es um die Erfassung von Höheninformationen geht. Die notwendigerweise zu kennende Größe ist der Abstand dR , aus der alle weiteren Größen abgeleitet werden können. Der Abstand wird über den einzig gemessenen Parameter, die Phase, bestimmt. Die Phase ist die zentrale Größe in der Radarinterferometrie aus der letztendlich alle weiteren Informationen gewonnen werden. Voraussetzung für die prinzipielle Messbarkeit eines Phasenwertes ist die Verwendung eines kohärenten Aufnahmesystems, was im Falle von SAR gegeben ist.

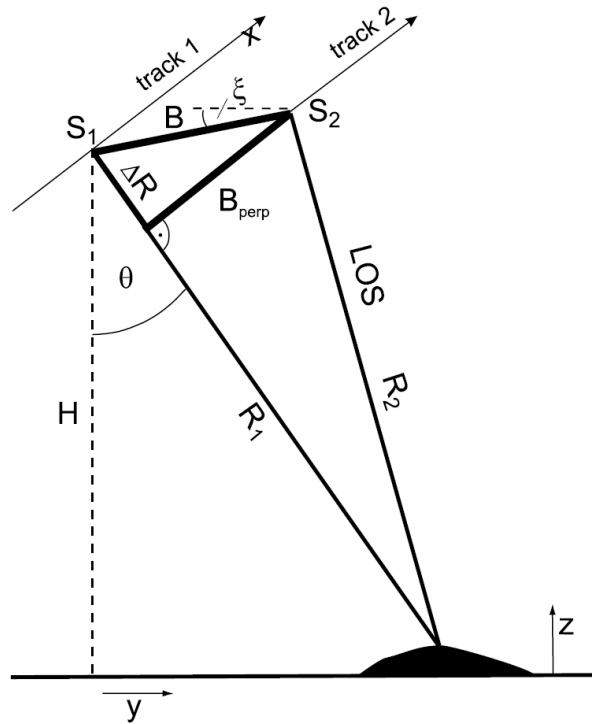


Abb. 5: Interferometrische Aufnahmeconfiguration [Geudtner 1995]

Die Phase beschreibt den relativen Versatz einer Welle und wird in der Regel in Winkleinheiten Grad ($0^\circ - 360^\circ$) oder, wie hier im Weiteren, in Radians ($0 - 2\pi$) gemessen (Abb. 6). Zwei Wellen mit einem Phasenabstand von Null haben keinen Versatz zueinander, so dass sich ihr Verlauf deckungsgleich überlagern ließe.

Bei einer SAR Aufnahme wird das zurückkommende Signal mit einer Referenzwelle verglichen und darüber die Phase an jedem Punkt der Aufnahme aus der Lagedifferenz der beiden Wellen bestimmt. Dieser Phasenwert steht in direktem Zusammenhang mit der zurückgelegten Entfernung der Radarwelle zwischen Sensor und Oberfläche und wird zusätzlich von der zufälligen Verteilung der Rückstreuungszentren in der Auflösungszelle beeinflusst. Allerdings liegt der mögliche Wertebereich für eine Phase lediglich im Bereich von 0 bis 2π , was beispielsweise bei einer Wellenlänge von z.B. 5,6 cm bei einem C-Band Sensor (ERS) einer Laufdifferenz von 2,8 cm entspricht. Alle 2,8 cm beginnt der Phasenwert erneut bei 0 und durchläuft wieder einen Zyklus. Somit können keine Aussagen über die Gesamtdistanz zwischen Sensor und Oberfläche gemacht werden, sondern ausschließlich über den verbleibenden Rest im Intervall von 0 cm bis 2,8 cm. In der interferometrischen Prozessierung wird diese eingewickelte Phaseninformation Unwrapped und damit eine Gesamtdistanz bestimmbar.

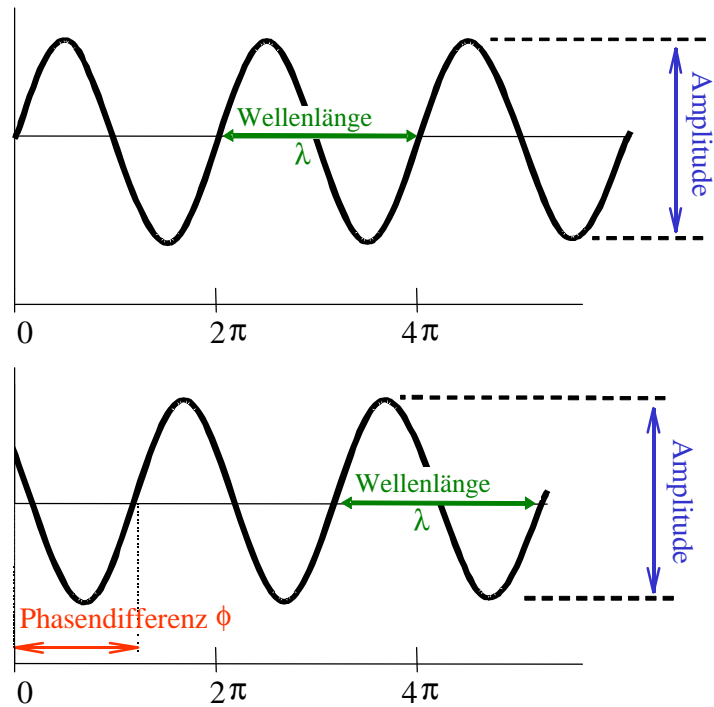


Abb. 6: Phasenbeziehung bei Wellen, eigene Darstellung

In einem Interferogramm wird über sogenannte multiplikative Interferometrie ein Differenzenbild aus den Phasen von zwei komplexen Radaraufnahmen (SLC) gebildet. Die ermittelte Phasendifferenz $d\phi$, und damit der entsprechende Lauflängenunterschied, setzt sich dabei aus einer Vielzahl von Komponenten zusammen:

$$d\phi = \phi_{\text{Topographie}} + \phi_{\text{Bewegung}} + \phi_{\text{Flache Erde}} + \phi_{\text{Atmosphäre}} + \phi_{\text{Rauschen}}$$

Diese Phasenkomponenten werden in den folgenden Kapiteln erläutert.

2.2.1. Bestimmung von Höheninformationen

Für die Extraktion einer topographischen Information ist ein räumlicher Versatz zwischen den beiden Aufnahmepositionen der Sensoren senkrecht zur Aufnahme­richtung notwendig (Abb. 5).

Für die gemessene Phasendifferenz im Interferogramm gilt:

$$\Delta\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R$$

λ = Wellenlänge, ΔR = Entfernungsdifferenz zwischen R_1 und R_2

Daraus ergibt sich die sogenannte Phase-to-Height Empfindlichkeit [Bamler und Hartl 1998, S. R13]:

$$\frac{\partial f}{\partial z} = \frac{4p}{l} \frac{B_{\perp}}{R \sin \varphi}$$

B. = Baseline, R = Entfernung zwischen Sensor und Oberfläche, φ = Einfallswinkel

Damit ergibt sich die Ambiguity Height, der Höhenunterschied (z) der von einem $2p$ Zyklus (Fringe) im Interferogramm erfasst wird:

$$2pz = \frac{l}{2} \frac{R \sin \varphi}{B_{\perp}}$$

Die Größe der Baseline (B_{\perp}) entscheidet somit, bei gegebener Konfiguration des Aufnahmesystems (Wellenlänge, Einfallswinkel), darüber wie der gemessene Entfernungsunterschied im Wellenlängenbereich (df) in eine Höheninformation an der Oberfläche überführt werden kann.

Für verschiedene Baselines und die Aufnahmekonfiguration von ERS sind in Abbildung 7 die entsprechenden Höhendifferenzen für einen Fringe Zyklus dargestellt. Mit zunehmender Länge der Baseline reagiert das Interferogramm stärker auf Höhenänderungen.

Bei einem gleichbleibenden Phasenmessfehler, resultierend aus einem Phasenrauschen von ca. $1/9$ Fringe [Schwäbisch 1995], führt dieser bei einer kleinen Baseline von beispielsweise 50 m zu einem Höhenfehler von 20,7 m, bei einer großen Baseline von beispielsweise 300 m lediglich zu einem Höhenfehler von 3,4 m. Eine große Baseline gewährleistet somit eine bessere Höhengenaugkeit. Allerdings ist der Wahl von großen Baselines eine Grenze gesetzt, da mit zunehmendem Abstand der Aufnahmepositionen die Kohärenz im Interferogramm sinkt (s. Kapitel 2.3.4. Räumliche Dekorrelation) und zusätzlich das erforderliche Phase Unwrapping deutlich erschwert wird.

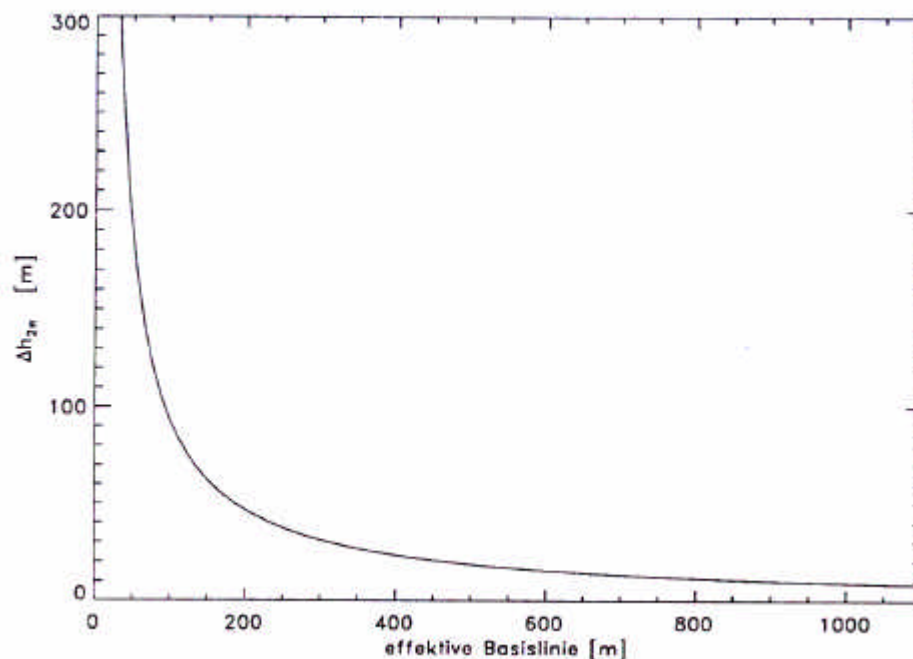


Abb. 7: Ambiguity Height für ERS [Geudtner 1995]

Auch ohne Topographie ergibt sich ein Fringemuster im Interferogramm aufgrund der seitlichen Aufnahmegeometrie der SAR Sensoren. Dieses Phänomen wird 'Flache Erde' genannt und steht ebenfalls in direktem Zusammenhang mit der verwendeten Baseline. Für den aufgezeichneten Fringeverlauf mit Periode dP im Phasendifferenzbild aufgrund der Flachen Erde ergibt sich [Geudtner 1995, S. 35]:

$$\Delta P = \frac{l}{2} \frac{R \tan \alpha}{B_{\perp}}$$

Bei parallelen Orbits und für flaches Gelände besteht das Fringemuster aus Geraden parallel zur Satellitenspur. Die Bestimmung der exakten Baseline ist von großer Bedeutung, da selbst kleine Fehler zu einer nicht korrekten Bereinigung der Komponente der Flachen Erde führen und damit Fringeverläufe im Interferogramm erhalten bleiben, die fälschlicherweise als Topographie erfasst werden (s. Kapitel 3.3. Korrektur der Flachen Erde).

2.2.2. Bestimmung von Bewegungen

Wenn sich ein Objekt an der Erdoberfläche zwischen zwei zeitlich aufeinander folgenden Aufnahmen entlang der Blickrichtung des Sensors bewegt, führt dies zu jeweils unterschiedlichen Abständen zum Sensor. Radarinterferometrie erfasst streng genommen keine Bewegung, sondern Positionsänderungen zwischen den Aufnahmezeitpunkten. Daraus kann entweder eine kontinuierliche Bewegung, wie für einen Gletscher, oder einzelne Bewegungen zu einem beliebigen Zeitpunkt zwischen den beiden Aufnahmen, z.B. aufgrund eines Erdbebens, abgeleitet werden. Da es sich bei der Interferometrie um ein relatives Messverfahren handelt, kann diese Bewegung nur in Bezug zu etwas bestimmt werden. Dazu sind entweder Objekte im Bildausschnitt notwendig, die keiner Bewegung unterliegen, beispielsweise Bereiche am Rand eines Gletschers oder nicht deformierte Gebiete der Oberfläche weit vom Epizentrum entfernt oder die Größe der Bewegung eines Punktes ist aus externen Daten bekannt.

Bei der Bestimmung von Positionsänderungen an der Oberfläche zwischen zwei Aufnahmen spielt die Baseline keine Rolle, da hier eine Parallaxe zur Bestimmung nicht erforderlich ist, sondern im Gegenteil, das Bewegungssignal durch topographische Faktoren störend beeinflusst wird. Damit ist die Sensitivität für Bewegungen für alle Interferogramme gleich. Die Genauigkeit der Bewegungsmessung liegt jetzt allerdings in der Größenordnung der Wellenlänge und beträgt bei einer wiederum angenommenen Phasemessgenauigkeit von $1/9$ Zyklus ca. 3,1 mm für Bewegungen entlang der Blickrichtung des Sensors. Topographisches Signal und Bewegungssignal liegen somit in verschiedenen Größenordnungen, die sich um einen Faktor von mehr als 1000 unterscheiden.

Die Phasendifferenz aufgrund von Bewegungen bestimmt sich zu [Kwok und Fahnestock 1996, S. 190]:

$$\Delta f = \frac{4p}{l} \Delta T \cdot \vec{v} \cdot \vec{r}$$

dT = Zeitdifferenz zwischen den Aufnahmen, v = Richtung der Bewegung, r = Blickrichtung des Sensors

Die aus der Phase bestimmte Bewegung entlang der LOS kann in ihre horizontale und vertikale Komponente zerlegt werden. Bei der Untersuchung von Eisströmen wird beispielsweise eine nahezu horizontale Bewegung angenommen, während bei der Bewegung eines Schelfeises aufgrund von Gezeiten von einer vertikalen Bewegung ausgegangen wird. Die erfasste Positionsänderung kann jedoch in jede beliebige vektorielle Kombination zerlegt werden, z.B. für steile alpine Gletscher in Richtung des Talverlaufs. Die Zerlegung ist rein willkürlich, wobei die Bewegung auch aus einer Überlagerung von verschiedenen Mechanismen bestehen kann, z.B. bewegt sich ein Schelfeis sowohl horizontal entlang seiner Oberfläche als auch aufgrund der Tidenbewegung vertikal. Es sind in der Regel zusätzliche Annahmen vonnöten, um die fernerkundlich erfasste Bewegung sinnvoll in eine physikalische zu übertragen, beispielsweise die Bewegung eines Gletschers in Richtung der größten Hangneigung.

Aufgrund des steilen Aufnahmewinkels des Sensors ERS von ca. 23° werden vertikale Bewegungen stärker im Interferogramm verzeichnet als horizontale. Ein Phasenzyklus entsprechend einer Entfernungsdifferenz von beispielsweise 2,8 cm für ERS resultiert aus einer vertikalen Bewegung von 3,04 cm oder einer horizontalen Bewegung von 7,17 cm.

Nach wie vor sind alle bisher getroffenen Aussagen nur für Bewegungen gültig, die in Range, also entlang der Blickrichtung des Sensors, erfolgen. Bewegungskomponenten in Azimuth, also parallel zur Flugbahn des Sensors, können prinzipiell nicht in einem Interferogramm erfasst werden. Um trotzdem die radarinterferometrisch beobachtete Bewegung in eine zweidimensionale Bewegung an der Oberfläche umzusetzen, können zwei Verfahren verwendet werden.

Zum einen kann die tatsächliche Bewegungsrichtung aus anderen Daten abgeleitet werden, z.B. die Fließrichtung eines Gletschers aus einem Höhenmodell unter der Annahme der Bewegung entlang der Richtung der stärksten Hangneigung oder beispielsweise aus der Kenntnis des Verlaufs von Gletscherspalten. Die Sensitivität der radarinterferometrischen Geschwindigkeitsmessung verringert sich dabei zunehmend mit der Abweichung der Bewegungsrichtung von der Range Richtung, da der über die Phase erfasste Anteil an der tatsächlichen Bewegung kleiner wird und die Fehlerbehaftung damit größer.

Zum anderen besteht die Möglichkeit Interferogramme aus zwei verschiedenen Blickrichtungen miteinander zu kombinieren. Während eines Umlaufs um die Erde nimmt ein Sensor entweder während eines absteigenden (descending) oder aufsteigenden (ascending) Bahnabschnittes Daten auf. Somit stehen möglicherweise Aufnahmen aus zwei verschiedenen Richtungen zur Verfügung. Allerdings hängt die Verwendbarkeit stark von der geographischen Breite des Untersuchungsgebietes ab. In Äquaturnähe liegen beide Aufnahmerichtungen ungefähr auf einer Linie. Umso weiter man sich zu den Polen bewegt, umso stärker weichen die beiden Blickrichtungen von einander ab und erlauben die Bestimmung der Bewegung aus nicht redundanten Richtungen [Joughin et. al. 1998]. Nichtsdestotrotz ist die Annahme der Bewegung parallel zur Oberfläche nach wie vor notwendig.

Höhere Geschwindigkeiten sind zwar vorteilhaft, da das Rauschen des Signals im Verhältnis zur erfassten Höhe der Bewegung reduziert wird, allerdings ist der erfassbaren Geschwindigkeit eine obere Grenze gesetzt, da ansonsten die Phaseninformation während des Phase Unwrapping nicht eindeutig rekonstruiert werden kann [Kwok und Fahnestock 1996]. Aufnahmen mit kurzen zeitlichen Abständen von 1 bis 3 Tagen, wie in dieser Arbeit verwendet, erleichtern das Phase Unwrapping hingegen.

2.2.3. Differentielle Radarinterferometrie

Die Phase eines Interferogrammes beinhaltet, wie bereits aufgeführt, sowohl Anteile, die auf Topographie basieren, als auch jene, die auf Bewegung zurückzuführen sind. Diese überlagern sich und können durch folgend erläuterte Methoden voneinander getrennt werden.

Es wird angenommen, dass ein Interferogramm vorliegt, das ein Gletschergebiet erfasst. Dieses Interferogramm enthält sowohl die topographische Information für das Gebiet als auch die Bewegungen der dort fließenden Gletscher. Zur Bestimmung der rein topographischen Phase werden zwei Interferogramme des gleichen Ausschnittes von einander differenziert. Unter der Annahme einer konstanten Geschwindigkeit, die sich zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Interferogramme nicht ändert und selbstverständlich gleichen Zeitabständen für die erstellten Interferogramme, ist die Bewegungskomponente im resultierenden, so genannten doppelt differenzierten Interferogramm, nicht mehr enthalten. Es bleibt ausschließlich die auf Topographie basierte Phase erhalten. Es handelt sich um 3-pass oder 4-pass Interferometrie in Abhängigkeit davon, ob es sich um drei aufeinander folgende Radaraufnahmen handelt oder, ob es sich um zwei Interferogramme handelt, die aus völlig verschiedenen Aufnahmen erstellt werden, bei denen keine Aufnahme für die Erstellung von beiden Interferogrammen verwendet wird. Wenn eine Bewegung vorliegt, die nicht in gleichen Zeiträumen gleich ausfällt, funktioniert dieses Verfahren nicht. Ein Beispiel dafür ist die vertikale Bewegung eines Schelfeises, die nicht konstant erfolgt. Dieses Tidensignal bleibt in einem doppelt differenzierten Interferogramm zusätzlich zum topographischen Signal enthalten, kann jedoch wiederum für wissenschaftliche Zwecke genutzt werden.

Um ein Interferogramm von einer Bewegungskomponente zu bereinigen, kann der umgekehrte Weg eingeschlagen werden. Man verwendet ein Interferogramm, das ausschließlich topographische Phaseninformationen enthält und differenziert dieses von einem Topographie und Bewegung enthaltenden Interferogramm. Das Ergebnis ist ein Interferogramm in dem ausschließlich Bewegung enthalten ist. Als rein topographisches Interferogramm kann sowohl ein vorhin beschriebenes doppelt differenziertes Interferogramm dienen, als auch ein synthetisch erzeugtes Interferogramm anhand eines externen Höhenmodells, das nicht auf interferometrischem Wege erzeugt wurde.

Eine andere Möglichkeit, um aus einem einzigen Interferogramm Bewegung abzuleiten, ist die Wahl einer sehr kleinen Baseline, da dabei die Topographie fast nicht abgebildet wird. Dazu muss jedoch ein Interferogramm mit entsprechender Baseline zur Verfügung stehen. Es bleibt allerdings ein Rest des topographischen Signals letztendlich immer erhalten, da eine Baseline von exakt 0 m nie vorliegt.

2.3. Fehlerquellen

Die Phase eines Interferogrammes wird neben Topographie und Bewegung noch durch eine Vielzahl von anderen Komponenten beeinflusst. Zu diesen, in der Regel nicht erwünschten Faktoren, gehören sowohl jene, die einen bestimmten physikalisch begründeten Wert zur Phase hinzufügen, wie Atmosphärische Einflüsse als auch jene, die rein stochastischer Natur sind wie Dekorrelation und zu einem Verrauschen des Signals führen.

2.3.1. Zeitliche Dekorrelation

Damit ein Interferogramm eine verlässliche Phaseninformation aufweist, muss seine Kohärenz möglichst hoch sein. Die Kohärenz gibt die Übereinstimmung der Rückstreumechanismen zwischen den Aufnahmen für gleiche Bereiche in der Größenordnung der Wellenlänge an. Bei Änderungen der Oberfläche zwischen den Aufnahmezeitpunkten reduziert sich die Kohärenz, fällt sie dabei unter einen bestimmten Wert ist die interferometrische Phase unbrauchbar, da sie völlig verrauscht ist. Die Kohärenz gibt somit einen Aufschluss über die Qualität der Phasenmessung.

Eine niedrige Kohärenz führt nicht zu einer bestimmten Änderung des Phasenwertes und damit zu einer aus der Phase falsch abgeleiteten Information. Es handelt sich dabei um einen stochastischen Effekt, der die Varianz der Phase erhöht und damit seine Verlässlichkeit reduziert. Verschiedene Möglichkeiten wie Multilooking oder Filterverfahren (s. Kapitel 3.2. Interferogrammerstellung) können dem in Maßen entgegenwirken und das Rauschen im Interferogramm verringern.

Für die Untersuchung von polaren Gebieten sind die folgenden Einflussfaktoren auf die Kohärenz von Bedeutung. Die Dekorrelation der Phase tritt besonders stark während Schmelzperioden auf. Dies ist von besonderer Bedeutung für die Randbereiche Grönlands und die Region der Antarktischen Halbinsel. Für schmelzenden Schnee und selbst Eis mit nur geringem Wasseranteil ist der dominante Rückstreumechanismus die Oberflächenrückstreuung im Gegensatz zur Volumenstreuung für Eis und Schnee unter kalten und trockenen Bedingungen [Hoen und Zebker 2000, Cumming und Zhang 1999, Rott und Siegel 1996, Ulaby et. al. 1982]. Dies bedeutet, dass sich der Rückstreumechanismus radikal bei Schmelzprozessen ändert und damit zu massivem Kohärenzverlust führt. Für Regionen und Zeiten ohne Schmelzprozesse spielen andere Vorgänge eine Rolle. Dazu gehört beispielsweise die Verfrachtung von Schnee durch Winde [Guneriusson et. al. 2001], die ein unterschiedliches Ausmaß entsprechend der vorherrschenden Meteorologischen Bedingungen [Frezzotti et. al. 2002, Fujii und Kusunoki 1982, Young et. al. 1996] annehmen kann. Die Bildung von Sastrugis, windgeformten Kämmen aus Schnee, typischerweise einen Meter hoch und mehrere Meter lang, und die Verglasungen der Oberfläche, bei der sich eine dünne Eisschicht auf der Schneeoberfläche bildet, haben ebenso Einfluss [Goodwin 1990]. Des Weiteren können katabatische Winde die Kohärenz in Mitleidenschaft ziehen, besonders an den Randbereichen von Eisschilden, wo die atmosphärischen Bedingungen variabler sind [Jezek und Rignot 1994, Parish und Bromwich 1991]. Niederschlagsereignisse können ebenfalls die Oberfläche physikalisch signifikant ändern und damit die wellenlängenspezifischen Rückstreueigenschaften. Schneefall geht dabei oft einher mit erhöhten Windgeschwindigkeiten an der Oberfläche [Massom et. al. 2004]. Auch periodische Oberflächenänderungen wie Rauhreif können von Nachteil sein. Ein weiterer Faktor ist der Schneemetamorphismus, angetrieben durch einen vertikalen Temperaturgradienten in der oberen Schneesäule [Colbeck 1982]. Diese Effekte können in sehr kurzen Zeiten von nur wenigen Stunden auftreten. Es sei angemerkt, auch wenn in dieser Arbeit ausschließlich C-Band Aufnahmen Verwendung finden, dass die Kohärenz zudem wellenlängenabhängig ist. Langwellige Radarauf-

nahmen beispielsweise aus dem L-Band Bereich sind weniger anfällig auf Oberflächenänderungen als kurzwellige Radarwellen. Dies ist zum einen auf die reduzierte Empfindlichkeit auf Veränderungen an der Oberfläche, aufgrund der größeren Wellenlänge zurückzuführen als auch darauf, dass Volumenstreuung einen weit aus höheren Anteil bei langwelligen Systemen am Rückstreuprozess hat und damit die Änderung an der Oberfläche proportional weniger stark am rückgestreuten Signal beteiligt ist. Volumenstreuung an sich führt jedoch bereits zu einer Reduzierung der Kohärenz.

Eine Bestimmung des zugrunde liegenden Mechanismus eines Kohärenzverlustes anhand eines Radarinterferogrammes ohne zusätzliche Kenntnisse ist ausgesprochen schwierig.

All diese Phänomene können zur erheblichen Reduzierung der Anzahl der auswertbaren Interferogramme führen [Goldstein et. al. 1993]. Daher ist es von Vorteil Radaraufnahmen in möglichst kurzen Zeitintervallen zu verwenden, wobei diese nach Möglichkeit aus Perioden mit geringer Ablation und Akkumulation stammen sollten.

Für den Untersuchungsraum der Antarktischen Halbinsel ist der entscheidende den Einsatz der Radarinterferometrie begrenzende Faktor die Kohärenz. Ihr Verlust erfolgt in der Regel bereits bei Zeitspannen von 24 Stunden (King George Island) bzw. nach mehr als 3 Tagen (Wilkins Schelfeis) und verhindert die Anwendung der InSAR Methodik über längere Zeiträume. Damit gehören diese Gebiete zu den am schwierigsten zu untersuchenden Gebieten. Bereits für die zentrale Antarktis oder Grönland sind deutlich längere Zeitspannen nutzbar.

2.3.2. Volumenstreuung und Eindringtiefe

Das Rückstreuzentrum einer Auflösungszelle liegt insbesondere bei Schnee- und Eisgebieten nicht an der Oberfläche, sondern darunter. Wenn das Radarsignal eine gewisse Eindringtiefe aufweist, wird es in einem ausgedehnten räumlichen Bereich gestreut und man spricht von Volumenstreuung, im Gegensatz zu idealerweise an der Oberfläche reflektierten Radarwellen. Das Problem, das sich dabei ergibt, ist, dass die nur minimal unterschiedlichen Blickwinkel, aus denen Radarbilder für ein Interferogramm gewonnen werden, zu unterschiedlichen Rückstreuprozessen führen, im Gegensatz zur Oberflächenstreuung, bei der dies so gut wie keine Rolle spielt. Volumenstreuung führt damit potentiell zu einer Reduzierung der Kohärenz.

Neben diesem die Kohärenz verringernden Effekt ist die Lage des Rückstreuzyklus aufgrund unterschiedlicher Eindringtiefen des Signals von Bedeutung, da mit ihr die interferometrisch bestimmte Höhenposition variiert. Eine Eisoberfläche, in die eine Radarwelle beispielsweise 2 m eindringt, führt zu einer anderen Höhe im abgeleiteten Höhenmodell als eine Schneeoberfläche in gleicher Lage mit einer mittleren Eindringtiefe von 10 m.

Es wird hier eine grobe Abschätzung der Eindringtiefen in Schnee- und Eisvolumen gegeben. Diese hängen im Wesentlichen von Wassergehalt und Dichte ab. In Eis werden Eindringtiefen von 1 m – 2 m beobachtet [Rignot et. al. 2001]. Eindringtiefen in trockenem Firn, untersucht für Bereiche der höheren Lagen Grönlands und weiten Teilen der Antarktis, sind höher und liegen bei Werten bis zu 13 m [Dall et. al. 2001]. [Rignot et. al. 2001] geben Werte von bis zu 10 m und [Rott et. al. 1993] sogar Werte bis zu 20 m für dauerhaft trockenen Firn an. Für Radarwellen aus dem L-Band Bereich wurden wesentlich größere Eindringtiefen beobachtet mit maximalen Werte von 60 m für Eisflächen in Untersuchungsgebieten in Grönland [Rignot et. al. 2001]. Solche extremen Eindringtiefen können geophysikalische Aussagen mit einem signifikanten Versatz versehen. Für wellenlängenabhängige Eindringtiefen in Schnee, Firn und Eis siehe zusätzlich auch [Madsen et. al. 1999, Meyer 2004, Reeh et. al. 1999].

Die über C-Band Interferometrie bestimmte Topographie stimmt mit der tatsächlichen Topographie ausreichend gut überein, bis auf einen vertikalen Versatz von höchstens ein paar Metern [Joughin et. al. 1996²]. Die Lage der Rückstreuzentren folgt dabei recht genau dem Oberflächenprofil [Bindschadler et. al. 1999].

In dieser Arbeit werden daher unterschiedliche Eindringtiefen nicht berücksichtigt. Zum einen können diese praktisch nicht bestimmt werden und zum anderen sind diese in ihrem Ausmaß relativ konstant in den untersuchten Gebieten. Außerdem sind in Anbetracht von generellen Fehlern bei der radarinterferometrischen Höhenbestimmung, beispielsweise aufgrund von Phasenrauschen, Filtereffekten und verbleibenden Restfehlern bei der Bestimmung der Baseline, Ungenauigkeiten im Bereich von ± 3 m enthalten. Auf die radarinterferometrische Bestimmung von Geschwindigkeiten haben unterschiedliche Eindringtiefen selbstverständlich keinen Einfluss.

2.3.3. Atmosphäre

Im Gegensatz zu einzelnen Radaraufnahmen spielt die Atmosphäre im Bereich der Radarinterferometrie eine Rolle. Es wird in der Regel davon ausgegangen, dass gleiche atmosphärische Bedingungen zu den Zeitpunkten der Aufnahmen vorherrschen. Dies ist für zeitgleiche Aufnahmen bei der Single Pass Interferometrie der Fall, für Repeat Pass Interferometrie mit Zeitabständen von mehreren Tagen können Änderungen des Refraktionsindex der Atmosphäre zur Änderung des gemessenen Phasenwertes führen. Laufzeitänderungen der Signale aufgrund atmosphärischer Bedingungen und ihr Einfluss auf die Phaseninformation wurden zuerst von [Goldstein 1995, Massonnet und Feigl 1995, Tarayre und Massonnet 1996] beschrieben. Die ausführlichste Untersuchung zu diesem Thema wurde von [Hanssen 2001] durchgeführt. Der Einfluss der Atmosphäre zeigt sich nicht nur durch eine Zunahme des Phasenrauschens, sondern auch durch eine konkrete Änderung des Phasenwertes, die bei fehlender Korrektur fälschlicherweise als Topographie oder Bewegung interpretiert wird.

Bei diesem Effekt unterscheidet man zwischen troposphärischen und ionosphärischen Einflüssen. Troposphärische Effekte basieren in erster Linie auf dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Dieser ist aufgrund der räumlichen und zeitlichen Variation im Interferogramm heterogen abgebildet. Ionosphärische Änderungen können sich sowohl als Fehlregistrierung bei der Interferogrammerzeugung bemerkbar machen als auch durch Artefakte im Phasenbild. Die Störungen erscheinen dabei als Modulationen über mehrere Kilometer [Mattar und Gray 2002] oder führen zu Streifenbildungen in Azimuth Richtung [Gray et. al. 2000]. Dieser Effekt ist zudem abhängig von der Wellenlänge und ist für langwellige Systeme (L-Band) ausgeprägter.

Zur Zeit gibt es kein Messverfahren mit dem atmosphärische Effekte systematisch und mit erforderlicher Genauigkeit erfasst werden könnten, um ihren Einfluss aus einem einzelnen Interferogramm ausschließen zu können [Hanssen 2001]. Ein allgemeiner Korrekturalgorithmus existiert zur Zeit nicht und die Lösung dessen bleibt ein Untersuchungsfeld der aktuellen Forschung [Rosen et. al. 2000].

Zur Verringerung des atmosphärischen Einflusses können verschiedene Ansätze angewendet werden, für die jedoch mehrere Interferogramme des gleichen Bereiches zur Verfügung stehen müssen. Troposphärische Einflüsse können in der Regel durch Mittelwertbildung über mehrere Interferogramme [Zebker et. al. 1997] oder über ein Mittel des Phasengradienten [Li und Goldstein 1990, Sandwell und Price 1998] minimiert werden. Eine weitere Möglichkeit ist das Überlagern von mehreren Interferogrammen und die Bestimmung von lokalen Fehlern in einzelnen Interferogrammen durch Ausgleichsverfahren [Ferretti et. al. 1999]. Für die Erstellung von Höhenmodellen kön-

nen diese Einflüsse besser geschätzt und eliminiert werden, als bei der Erfassung von Bewegungen. Ionosphärische Effekte können relativ gut in Interferogrammen erkannt werden, ihre Korrektur ist allerdings nicht ohne Weiteres möglich.

In dieser Arbeit werden troposphärische Effekte nicht berücksichtigt, da in polaren Regionen der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre eine weniger wichtige Rolle spielt. Des Weiteren ist aufgrund der reduzierten Verfügbarkeit von Interferogrammen eine Mittelwertbildung über mehrere Interferogramme gar nicht erst möglich. Ionosphärische Effekte wurden in den Interferogrammen nicht beobachtet.

Nichtsdestotrotz ist ein Effekt der Atmosphäre in den hier gebildeten Interferogrammen vorhanden. Auch wenn er von geringerem Ausmaß ist, kann sein tatsächlicher Einfluss nicht bestimmt werden.

2.3.4. Räumliche Dekorrelation

Aufgrund des räumlichen Abstandes, den die beiden Sensoren bei den Aufnahmen haben, führen die leicht verschiedenen Blickwinkel zu einer unterschiedlichen Umwandlung des Objektspektrums am Boden in verschiedene Frequenzspektren in der Aufnahme [Gatelli et. al. 1994]. Damit geht eine Dekorrelation des interferometrischen Signals einher, aufgrund von teilweise nicht überlappenden Spektren bei der Interferogrammbildung [Rodríguez und Martin 1992, Zebker und Villasenor 1992, Zebker et. al. 1994¹]. Die Reduzierung der Kohärenz kommt an eine kritische Grenze, wenn die Verschiebung der Frequenz die Bandbreite des aufnehmenden Systems übersteigt [Gatelli et. al. 1994, Zebker et. al. 1994²]. Für die Konfiguration von ERS liegt dieser Wert der sogenannten kritischen Baseline bei ca. 1030 m. Bei der praktischen Verarbeitung von ERS Daten wird diese aber schon viel früher erreicht [Sandwell and Price 1998, Bammler 1997]. Bereits ab Baselines von 350 m erreicht die Dekorrelation ein nicht mehr vertretbares Ausmaß, denn auch unterschiedliche Rückstreumechanismen aufgrund der verschiedenen Blickwinkel erhöhen die Dekorrelation. Hinzu kommt ein stark erschwertes Phase Unwrapping in der weiteren Prozessierung solcher Interferogramme aufgrund des hohen Phasengradienten durch bereits geringfügige topographische Änderungen des Terrains.

INSAR PROZESSIERUNG

Im Folgenden wird die praktische interferometrische Verarbeitung von Radardaten anhand der vollständigen Prozessierungskette (Abb. 8) beschrieben. Beginnend mit den komplexen Radarbildern, werden alle durchgeführten Verarbeitungsschritte bis zum Erhalt des Endergebnisses, sei es ein digitales Höhenmodell oder ein Geschwindigkeitsfeld, erläutert. In diesem Kapitel stehen die digitale Bildverarbeitung und die dabei zum Einsatz kommenden Verfahren im Vordergrund, insbesondere jene, die für die hier vorgenommenen Untersuchungen relevant sind.

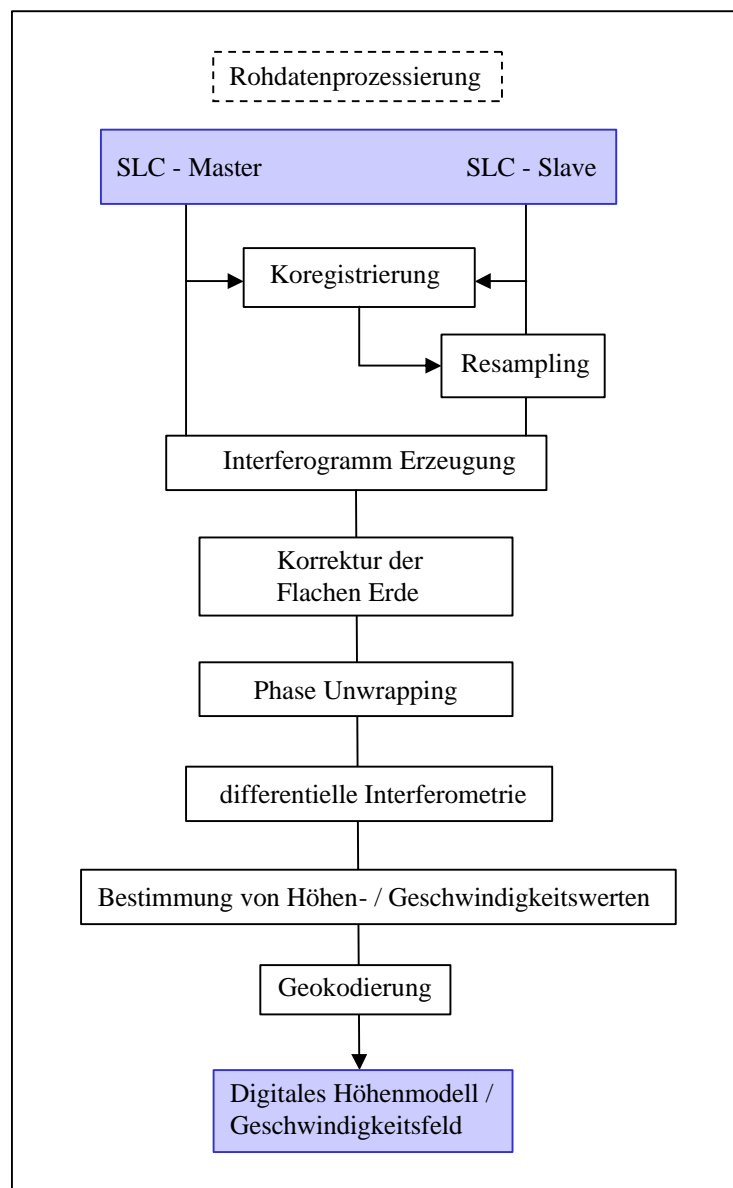


Abb. 8: Prozessierungskette mit Hauptverarbeitungsschritten, eigene Darstellung

3.1. Koregistrierung

Um aus zwei komplexen Radarbildern ein Interferogramm zu erzeugen, werden die beiden Aufnahmen miteinander komplex multipliziert. Es ist absolut erforderlich, dass bei dieser Operation die Signale der exakt gleichen Rückstreuer auf der Oberfläche miteinander in Bezug gesetzt werden. Daher müssen beide Radarbilder in jedem Pixel den gleichen Bereich der Oberfläche abbilden. Um dies zu erreichen, wird eine Koregistrierung durchgeführt. Dabei sollte eine Genauigkeit von ca. $1/8$ Pixel angestrebt werden. Radarbilder können ohne weiteres sehr präzise koregistriert werden, da sie sich aufgrund ihrer Aufnahmegeometrie und des zugrunde liegenden Verfahrens der Radarbilderzeugung sehr ähnlich sind und zusätzlich, aufgrund des geringen Orbitversatzes, aus fast gleichen Aufnahmepositionen und damit Aufnahmewinkeln erstellt werden. Wenn die beiden Aufnahmen nicht deckungsgleich vorliegen, wird aufgrund der unterschiedlichen Rückstreuer, die in den einzelnen Pixeln erfasst werden, die Phasenmessung im Interferogramm verschlechtert, was sich in einer reduzierten Kohärenz des Interferogrammes niederschlägt. Die Koregistrierung wird in der Regel in zwei Abschnitte unterteilt, die Grob- und die Feinregistrierung. Die gewonnene Transformationsgleichung zur Überführung des einen Bildes, Slave Image, in die Geometrie des nicht zu verändernden Master Image, wird anschließend mit einem entsprechenden Resampling Verfahren umgesetzt.

3.1.1. Grobregistrierung

Es wird eine erste Übereinstimmung ermittelt, bei der die Bilder in ganzen Pixelabständen zu einander verschoben werden. Dies kann sowohl durch eine Bestimmung des Offset aus den Bildern als auch über den Einsatz von Orbit Vektoren, die die präzise Position des Sensors zum Aufnahmezeitpunkt angeben, vorgenommen werden.

Zur Offsetbestimmung anhand der Bilddaten wird ein Fenster mit einer bestimmten Größe, z.B. 64×64 Pixel, gewählt. Das Fenster des Slave Image wird nun über mögliche Positionen des Fensters des Master Image geschoben, um die Position der besten Übereinstimmung anhand einer maximalen Korrelation festzustellen. Das verwendete Korrelationsmaß wird dabei in der Regel auf Amplituden oder Intensitätsbildern bestimmt. Eine erste manuelle Schätzung, insbesondere für die Azimuth Richtung, ist durchaus hilfreich, da dort der weitaus größere Versatz zwischen den Aufnahmen auftritt.

In dieser Arbeit wird die erste Grobregistrierung anhand der Orbit Vektoren vorgenommen, die vom Delft Institute for Earth-Oriented Space Research (DEOS) bereitgestellt werden [Scharroo et. al. 1998]. Anschließend wird der Offset überprüft, indem auf die Aufnahmen selber zurückgegriffen wird. Für den bestimmten Offset Wert werden Bereiche der beiden Bilder mit einander korreliert. Dabei wird mit einem hohen Multilooking begonnen und geendet mit der genauesten Bestimmung auf den unveränderten Bilddaten. Dieser ganzzahlige Offset wird über das gesamte Bild als konstant angenommen.

3.1.2. Feinregistrierung

Die Feinregistrierung ist von ausschlaggebender Bedeutung für die Erzeugung eines Interferogrammes von hoher Qualität. Beide Radaraufnahmen liegen nun mit einer Übereinstimmung von 1-2 Pixeln vor. Die folgende subpixel genaue Koregistrierung sollte eine Genauigkeit von ca. 1/8 Pixel erreichen. Diese Genauigkeit führt zu einem minimalen Kohärenzverlust von unter 4% [Just und Bamler 1994], wobei die Annahme, dass es sich um Rückstreuer mit räumlicher Ausdehnung handelt und nicht um Punktstreuer, erfüllt ist. Aufgrund eines angenommenen maximalen Phasenrauschens von ca. 1/9 Phasenzyklus, ist eine höhere Genauigkeit nicht notwendig und darüber hinaus nur schwer zu realisieren.

Zur subpixel genauen Bestimmung der Position maximaler Übereinstimmung können verschiedene Korrelationsmaße eingesetzt werden. Man kann dabei grob zwei verschiedene Arten unterscheiden, entsprechend der Datenart, auf die sie angewendet werden. Es gibt Korrelationsmaße, die auf Amplitudenbildern und jene, die auf komplexwertigen Bildern berechnet werden. Vorteile der Verfahren, die sich auf Amplitudenbilder beziehen, sind ihre hohe Geschwindigkeit und Robustheit. Vorteile der komplexwertigen Verfahren sind ihre Genauigkeit und die Möglichkeit unter Umständen noch zu brauchbaren Ergebnissen zu führen, wenn die anderen Verfahren versagen.

Vor der Darlegung der verschiedenen Korrelationsmaße, wird zuerst die tatsächliche Vorgehensweise erläutert, um die Korrelationsmaße auf Subpixelebene berechnen zu können (Abb. 9).

Im Master Image werden Fenster der Größe 32x32 und im Slave Image Fenster der Größe 28x28, im Weiteren Suchfenster genannt, festgelegt. Die Anzahl der Suchfenster insgesamt, die dabei auf einer Radaraufnahme verteilt werden, liegt in der Größenordnung von 2000

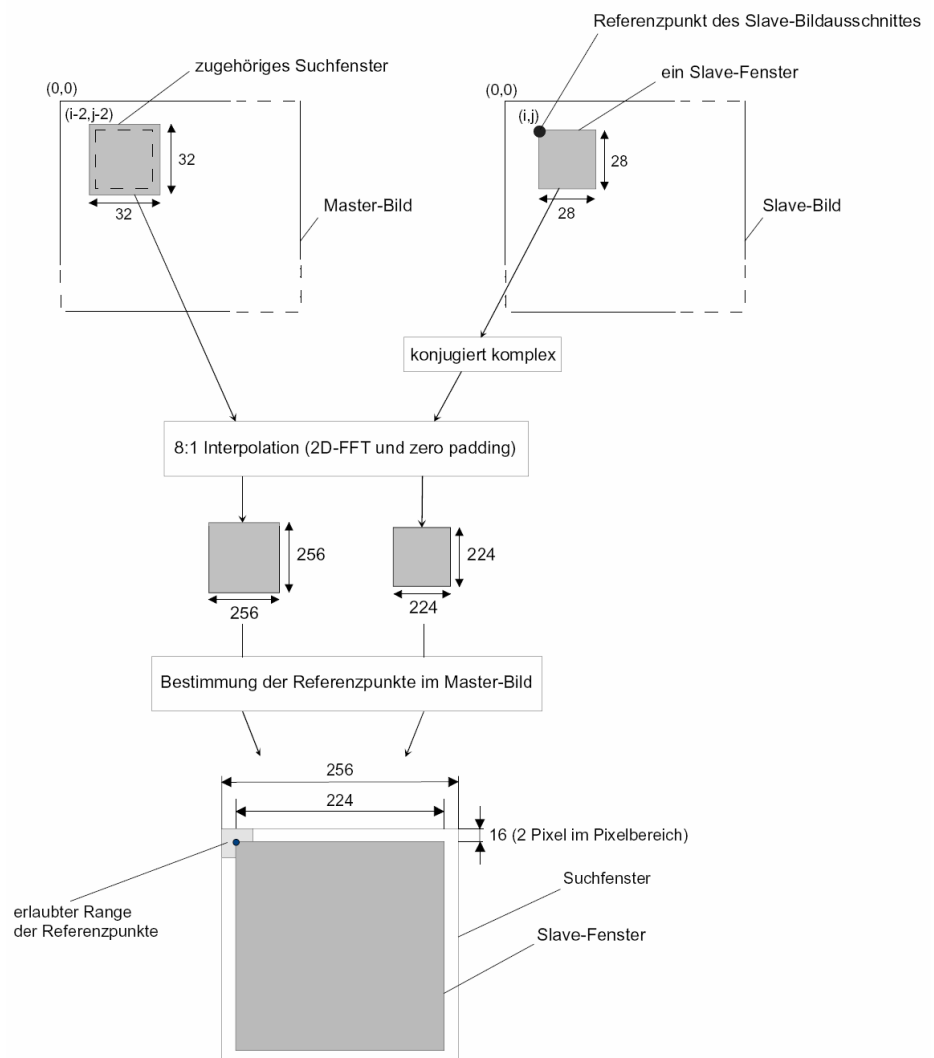


Abb. 9: Umsetzung der Feinregistrierung [Hein 1998]

bis 3000. Jedes der Suchfenster des Slave Image wird nun in subpixel Schritten über den zugehörigen Bereich des Master Image verschoben und eine maximale Übereinstimmung an einem Punkt ermittelt. Dafür ist es notwendig, die Suchfenster mit einem entsprechenden Faktor zu interpolieren. Es bietet sich beispielsweise Zeropadding [Geudtner 1995], das auf einer Anwendung im Frequenzraum basiert oder verschiedene Interpolatoren im Ortsraum wie Sinc-Interpolation, bilineare Interpolation [Lin et. al. 1992] oder zweidimensionale Interpolation mit ausgleichenden Parabeln [Gabriel und Goldstein 1988], an.

In dieser Arbeit wird Zeropadding verwendet, um eine zwei- bis vierfache Interpolation durchzuführen, worauf anschließend ein Surface Fitting auf den Korrelationswerten angewendet wird, um eine höhere Genauigkeit von letztendlich 1/10 Pixel zu erreichen. Beim Zeropadding macht man sich den Umstand zunutze, dass eine Erhöhung der Anzahl der Samples im Frequenzraum einer Erhöhung der Auflösung im Ortsraum gegenüber steht. Durch Einfügen von Nullen im Frequenzspektrum, wird die Auflösung im Ortsraum um beispielsweise den Faktor 4 erhöht. Dabei ist darauf zu achten, dass der Nullbandbreich in Range zwar mittig liegt, jedoch in Azimuth, um die der Bildgenerierung zugrunde liegenden Dopplercentroid Frequenz (DcF) verschoben ist. Nur im Nullband ist ein Hinzufügen von Nullen zulässig, ohne das Signal zu verfälschen [Geudtner 1995]. Das durch Zeropadding beispielsweise vierfach interpolierte Suchfenster enthält nun komplexwertige Subpixel von 1/4 der Größe der ursprünglichen Pixel. Das interpolierte Suchfenster kann anschließend pixelweise verschoben werden, um an jeder Position ein Korrelationsmaß zu bestimmen. Aufgrund der zeitintensiven Berechnung des Zeropadding wird die maximale Interpolation nicht durch Zeropadding vorgenommen, sondern eine weitere Verbesserung der Genauigkeit durch ein Surface Fitting (Abb. 10) erreicht. Dazu wird eine Funktion an das zweidimensionale Korrelationsergebnis der Suchfenster angepasst und das Maximum darüber auch zwischen den über die Interpolation bestimmten Positionen ermittelt.

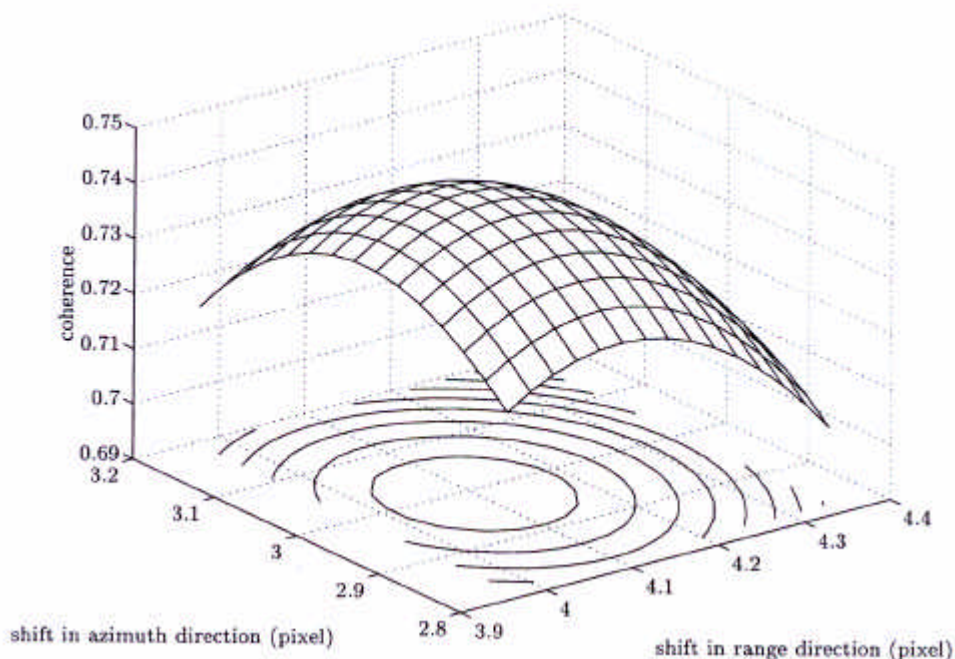


Abb. 10: Surface Fitting Funktion [Samson 1996], Maximum 0,73, bei azimuth=3,01/range=4,16

Es können verschiedene Korrelationsmaße eingesetzt werden, um das Maß der Übereinstimmung zwischen den Radaraufnahmen an einer Subpixelposition zu bestimmen. Dabei unterscheidet man zwischen Verfahren im Ortsraum wie der Kreuzkorrelation [Prati und Rocca 1990] oder der Minimierung der mittleren Abweichung der Phase [Lin et. al. 1992] und jenen im Frequenzraum, bei denen nach einem Maximum im Leistungsspektrum des Interferogrammes gesucht wird [Gabriel und Goldstein 1988]. Es gibt sowohl Korrelationsmaße, die auf Amplitudenbildern bestimmt werden wie das Signal-to-Noise-Ratio als auch jene, bei denen die komplexwertigen Bilder betrachtet werden, wie bei der Bestimmung über die Kohärenz, die mittlere Phasenvarianz oder die komplexe Kreuzkorrelation [Samson 1996, van Koppen 1998].

In dieser Arbeit wird eine Kreuzkorrelation verwendet, die auf Amplitudenbildern bestimmt wird. In seltenen Fällen, wenn dies in strukturlosen Gebieten nicht zu den gewünschten Korrelationsstärken führt, wird die Kohärenzbestimmung auf komplexwertigen Bildern herangezogen, was in manchen Fällen zu einer Verbesserung führt.

3.1.3. Resampling

Nach der Feinregistrierung liegt an jeder Position eines untersuchten Suchfensters ein zweidimensionaler Translationswert vor, der die Verschiebung zwischen Master und Slave Image an dieser Stelle angibt. Es werden dabei nur Werte betrachtet, für die die Korrelation eine bestimmte Höhe erreicht, um unzulässige Werte aus Bereichen zu geringer Korrelation auszuschließen. Aus der räumlichen Verteilung dieser Werte wird eine zweidimensionale Projektion für das gesamte Bild aufgestellt. In der Regel wird dafür eine Transformationsgleichung mit einem Polynom erster Ordnung verwendet.

$$\begin{aligned}x_{neu} &= ax + by + cx \\y_{neu} &= dx + ey + fxy\end{aligned}$$

Dadurch werden Anteile für Translation, Skalierung, Rotation und Scherung erfasst. Ein Polynom höherer Ordnung ist nicht notwendig, da Radarsensoren, wie bereits erwähnt, nur geringe Abweichungen zwischen ihren Orbitpositionen aufweisen und somit aus sehr ähnlichen Blickwinkeln aufnehmen. Eine Ausnahme bilden hierbei ausgeprägte Bewegungen an der Oberfläche zwischen den Aufnahmen. Die Polynomkoeffizienten werden aus den Translations Offsets nach dem Verfahren der kleinsten Quadrate ermittelt. Dabei ist auch eine Aussage über die Zuverlässigkeit möglich, indem die durchschnittliche Abweichung von der ermittelten Transformationsgleichung angegeben wird.

Die ermittelte Transformation wird angewendet und zusätzlich das Slave Image in das Raster des Master Image überführt, damit sich die Pixelposition beider Bilder decken. Da Bildwerte für neue Positionen, die zwischen den ursprünglichen Pixeln liegen, bestimmt werden müssen, ist ein Resampling erforderlich.

Verschiedene Interpolationsverfahren können dabei genutzt werden. Der optimale Interpolator hängt dabei von den Korrelationseigenschaften des untersuchten Signals ab. Für den hier behandelten Fall von Signalen der ERS Sensoren, bei denen die zeitliche Dekorrelation das entscheidende Problem ist, wird eine Interpolation mit einer 4-point-cubic-convolution als ausreichend angesehen [Hanssen 2001, Hanssen und Bamler 1999]. Für hochaufgelöstere Daten und solche mit hoher Kohärenz, wie z.B. aus Single Pass Missionen, können längere Interpolationskernel wie 6-point-

cubic-convolution oder Sinc-Interpolatoren über eine Länge bis hin zu 16 Punkten eingesetzt werden [van Koppen 1998]. In dieser Arbeit wird eine gewichtete Sinc-Interpolation verwendet. Abschließend sei noch bemerkt, dass die Koregistrierung nicht nur Effekte aufgrund unterschiedlicher Aufnahmebedingungen zu kompensieren hat, sondern auch jene, die aufgrund von Bewegungen an der Oberfläche zustande kommen. Beispielsweise kommt es bei schnellen Eisströmen und großen Zeitdifferenzen zwischen den Aufnahmen zu beachtlichen Unterschieden bei den Translations Offsets für fließende Gebiete und sich nicht bewegende Bereiche der Aufnahmen. Um solch unterschiedlich beeinflusste Bereiche in ein und demselben Bild ebenfalls mit hoher Präzision zu registrieren, bieten sich Triangulationsverfahren an, mit denen kleinräumige Unterschiede besser abgebildet werden können. Nur so kann die Kohärenz in diesen Bereichen gewährleistet und dort Aussagen über das Interferogramm ermöglicht werden.

3.2. Interferogrammerstellung

Die Qualität eines zu erstellenden Interferogrammes kann auf verschiedene Weise verbessert werden. Es können im Vorfeld diesbezügliche Eigenschaften der verwendeten Radaraufnahmen während der Rohdatenprozessierung verbessert werden, es können die komplexen Radarbilder direkt vor der Interferogrammerstellung entsprechend bearbeitet werden, es kann während der Interferogrammbildung eine Verbesserung durch Multilooking zu Lasten der räumlichen Auflösung erreicht werden oder es wird abschließend das fertige Interferogramm entsprechenden Filterverfahren unterzogen.

Um zwei Radaraufnahmen optimal interferometrisch zu verarbeiten ist es von Vorteil, dass beide Aufnahmen bereits während ihrer Erstellung im Rahmen der Rohdatenprozessierung auf die gleiche Dopplercentroid Frequenz prozessiert werden. Dadurch wird erreicht, dass die Signale beider Aufnahmen in Azimuth den gleichen Frequenzbereich abdecken, was bei der Interferogrammbildung zu besseren Ergebnissen führt, da nur gleiche Bereiche miteinander gefaltet werden können. Dies ist von Vorteil, wenn die interferometrisch miteinander zu verarbeitenden Aufnahmen generell eine unterschiedliche DcF aufweisen. Dies trifft insbesondere für Radaraufnahmen aus der Tandem Phase zu, da hier aufgrund verschiedener Sensoren unterschiedliche DcF bei der Prozessierung der SLC eingesetzt werden und nur diese so prozessierten SLC über die Processing and Archiving Facilities (PAF) der ESA bezogen werden können. Bei der Verwendung von ERS-1 Aufnahmen aus den ICE Phasen ist dies nicht notwendig, da hier der gleiche Sensor mit sehr ähnlicher Blickrichtung Verwendung findet und bereits prozessierte SLC genutzt werden können. Die Prozessierung auf die gleiche DcF ist aufwendig, da dazu eine vollständige Rohdatenverarbeitung erfolgen muss, was ein komplexer und rechenintensiver Vorgang ist. Die meisten wissenschaftlichen Arbeiten basieren daher auf der Verwendung von SLC, bereits prozessierten Radaraufnahmen, bei denen diese Verbesserungsmöglichkeit für das Interferogramm nicht mehr gegeben ist.

Werden bereits prozessierte Radaraufnahmen verwendet, können diese vor der Interferogrammbildung sowohl in Range als auch in Azimuth gefiltert werden [Swart 2000]. Die komplexe Multiplikation, die der Interferogrammbildung zugrunde liegt, kann im Frequenzraum als Faltung angesehen werden. Nur Bereiche gleicher Frequenz können effektiv miteinander gefaltet werden. Daher werden die Aufnahmen dahingehend gefiltert, dass Bereiche des Frequenzspektrums, die nicht in beiden Radaraufnahmen enthalten sind, entfernt werden. Dies entspricht in Range einer Entfernung der Komponente, die aufgrund leicht unterschiedlicher Blickwinkel der beiden Sensoren zu unter-

schiedlichen Spektren führt (s. Kapitel [2.3.4. Räumliche Dekorrelation](#)). In Azimuth können ebenfalls die nicht überlappenden Frequenzbereiche aufgrund unterschiedlicher DcF ausgeschlossen werden. Falls jedoch bereits eine Rohdatenprozessierung auf die gleiche DcF vorgenommen wurde, führt diese Filterung zu keiner Verbesserung und wird daher ausschließlich bei SLC als Ausgangsmaterial eingesetzt.

Zur Interferogrammbildung wird eine Radaraufnahme mit der anderen konjugierten Aufnahme komplex multipliziert:

$$Z_{if} = z_1 \cdot z_2^* = |z_1| \cdot |z_2| \cdot e^{j(f_1 - f_2)}$$

z_1, z_2 = komplexe Radaraufnahme, f_1, f_2 = Phase der Aufnahme

Dabei kann ein Multilooking eingesetzt werden, um durch Mittelung das Rauschen der Phase zu reduzieren. Dabei wird allerdings die Auflösung des Interferogrammes entsprechend reduziert. Die üblichen Werte des Multilooking liegen bei 1x5 bis 4x20. Dies führt aufgrund der unterschiedlichen Auflösung der Radarsensoren in Range und Azimuth Richtung zu nahezu quadratischen Pixeln.

Des Weiteren kann das erzeugte Interferogramm selber gefiltert werden, um das Phasenrauschen zu reduzieren. Dafür kann eine Vielzahl von verschiedenen Filterverfahren eingesetzt werden. Diese Vorgehensweise hat den Vorteil, dass die Qualität der Phasenmessung erhöht wird, ohne dass die räumliche Auflösung, wie beim Multilooking, verringert wird. Ein weniger verrauschtes Interferogramm hat den entscheidenden Vorteil, dass es leichter zu unwrappen ist, da die Anzahl der Residuen durch eine Filterung erheblich sinkt (s. [Kapitel 3.4. Phase Unwrapping](#))

Eine relevante bereits erwähnte Maßzahl, die an diesem Prozessierungspunkt ebenfalls bestimmt wird, ist die Kohärenz, die zwischen zwei Radaraufnahmen bzw. im Interferogramm besteht. Sie wird über den Betrag des komplexen Korrelationskoeffizienten ermittelt:

$$|g| = \frac{E[z_1 z_2^*]}{\sqrt{E[|z_1|^2] E[|z_2|^2]}}$$

$E[\]$ = Erwartungswert, z_1, z_2 = komplexe Radaraufnahme

Für die praktische Bestimmung der Kohärenz kann der Erwartungswert nicht verwendet werden, da nicht mehrere Interferogramme vom gleichen Aufnahmezeitpunkt zur Verfügung stehen, sondern nur ein einzelnes. Der Erwartungswert wird deshalb durch eine räumliche Mittelung ersetzt. Deren Einsatz führt allerdings zu Bestimmungsproblemen und einer allgemeinen Überschätzung der Kohärenz [Just und Bamler 1994]. Es kann allerdings unter Umständen auch zur Unterschätzung der tatsächlichen Kohärenz kommen, wenn ein Phasengradient im zu mittelnden Bereich vorliegt, beispielsweise an den Rändern von Gletschern, bei denen sich die Geschwindigkeiten schnell über kurze Distanzen ändern. Die Kohärenz ist eine wichtige Größe, die auch als Qualitätsmaß Einfluss in das Phase Unwrapping findet.

In dieser Arbeit werden sowohl Aufnahmen aus der Tandem Phase als auch aus den ICE Phasen verwendet. Die Aufnahmen aus der Tandem Phase werden aus Rohdaten erstellt, um die Anpas-

sung der DcF entsprechend der Aufnahmen, die ein Interferogramm ergeben, vorzunehmen. Für die Aufnahmen aus den ICE Phasen wird auf bereits prozessierte SLC Images der D-PAF zurückgegriffen. Die komplexen Radaraufnahmen werden vor der Interferogrammbildung in Range gefiltert. Eine Filterung in Azimuth wird nur für die Aufnahmen aus den ICE Phasen durchgeführt, da dies für die auf die gleiche DcF prozessierten Tandemaufnahmen zu keiner Verbesserung führen würde. In der Regel werden die Interferogramme mit einem 2x10 Multilooking erstellt. Bei kritischen Interferogrammen wird jedoch lediglich ein Multilooking von 1x5 durchgeführt, was in etwa zu quadratischen Pixelgrößen von 40 m bzw. 20 m an der Oberfläche führt. Das geringere Multilooking wird verwendet, um eine zu hohe Dichte der Fringes und damit Alaising Probleme zu vermeiden. Bei 1x5 Multilooking stehen mehr Pixel zur Verfügung, um den Fringeverlauf räumlich abzubilden, auch wenn dies mit höherem Rauschen erkauft wird. Dies kann beispielsweise in Randzonen von Gletschern, in denen die Abfolge der Fringes sehr hoch sein kann, ein erfolgreiches Phase Unwrapping ermöglichen, während dies bei weiterer Aggregation durch stärkeres Multilooking nicht mehr gegeben wäre. Dieser Vorteil entgegen der verminderten Qualität der Phaseninformation muss von Fall zu Fall abgewogen werden. Abschließend wird das Interferogramm mit einem adaptiven Filter [Goldstein und Werner 1998] behandelt, bei dem die Richtung des Fringeverlaufs bestimmt wird und die Filterung entlang der Fringes erfolgt. Die Filterung kann mit unterschiedlicher Intensität vorgenommen werden, was sich in einer entsprechenden Glättung zeigt. Für jedes einzelne Interferogramm wird diese entsprechend des vorliegenden Rauschanteils manuell bestimmt.

3.3. Korrektur der Flachen Erde

Wie bereits erwähnt, erzeugt bereits eine einfache Ebene aufgrund unterschiedlicher Abstände der aufnehmenden Sensoren ein Fringe Muster, obwohl dort keinerlei Höhenunterschiede vorliegen. Um ein Interferogramm von diesem unerwünschten Fringeverlauf zu bereinigen, muss die zugehörige Frequenz und die räumliche Lage bestimmt werden und vom Interferogramm abgezogen werden (Abb. 11).

Der Anteil der Flachen Erde im Interferogramm steht in direktem Bezug zur Baseline. Ihre Größe entscheidet über die Frequenz und die Position der Sensoren über die Ausrichtung des Fringemusters. Daher ist die genaue Kenntnis der Orbitpositionen der Sensoren von entscheidender Bedeutung. Die Bestimmung der Baseline kann über verschiedene Parameter erfolgen. Es können die Orbit Vektoren der Sensoren genutzt werden, es können die Offsets aus der Koregistrierung herangezogen werden oder es kann über eine Fouriertransformation die Frequenz der Fringes und ihre Lage in einem flachen Gebiet bestimmt werden. Die präziseste Variante ist allerdings die Verwendung von Ground Control Points (GCPs). Dafür müssen externe Höhenangaben für Positionen im Interferogramm zur Verfügung stehen. Fehler aufgrund ungenauer Bestimmungen von Baselines sind von Relevanz bei der Erstellung von radarinterferometrischen Höhenmodellen.

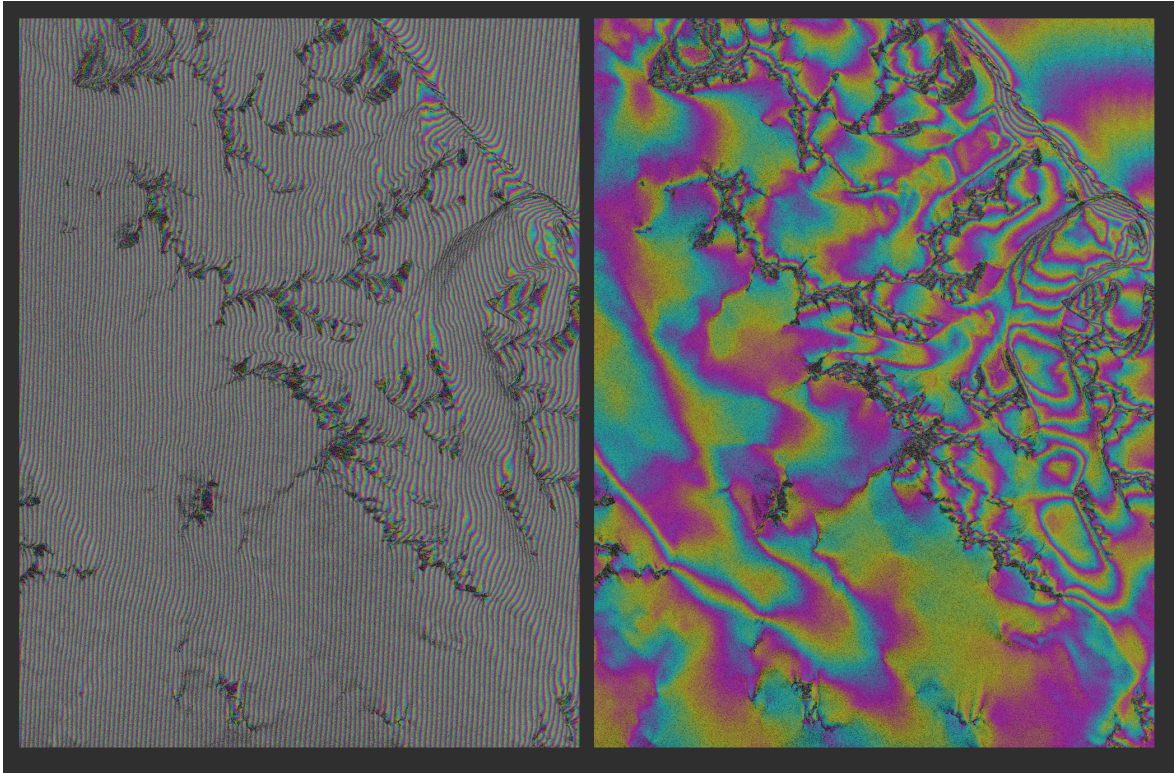


Abb. 11: Interferogramm mit und ohne 'Flache Erde', eigene Darstellung

In dieser Arbeit werden die Baselines in der Regel über die Orbitpositionen der Sensoren erfasst. Es werden nicht die Orbit Vektoren der ESA eingesetzt, die mit den ERS Aufnahmen ausgeliefert werden, sondern die weitaus präziseren DEOS Orbits mit einer Positionsgenauigkeit von ca. 5 cm - 10 cm [Scharroo 1998]. Die reicht in den meisten Fällen aus, um die Baseline exakt zu bestimmen und die Komponente der Flachen Erde zu beseitigen. Wenn es darum geht, mit maximal möglicher Genauigkeit, Höheninformationen aus den Interferogrammen abzuleiten, wird die Baseline zusätzlich unter Verwendung von GCPs bestimmt (s. Kapitel 3.6. Geokodierung der Höhen- und Bewegungsinformationen). Für diesen Vorgang müssen allerdings vorher weitere Verarbeitungsschritte durchgeführt werden.

3.4. Phase Unwrapping

An diesem Punkt der Prozessierungskette liegt ein Interferogramm vor, dessen Phaseninformation basierend auf Topographie bzw. Bewegung, aufgrund der Charakteristik der Methodik der Interferometrie, nur im Bereich eines Phasenzklus mit Werten zwischen 0 und 2π erfasst wird. Die Aufgabe des Phase Unwrapping ist es aus diesen sozusagen eingewickelten (wrapped) Phasenwerten einen durchgehenden Phasenverlauf zu bestimmen (Abb. 12). Dies geschieht in der Regel durch Hinzufügen von ganzzahligen Vielfachen eines Phasenzklus. Es wird dabei wohlbemerkt noch keine absolute Phaseninformation abgeleitet, sondern ein über das Bild zusammenhängendes Phasenfeld, für das noch die Kenntnis eines absoluten Wertes fehlt.

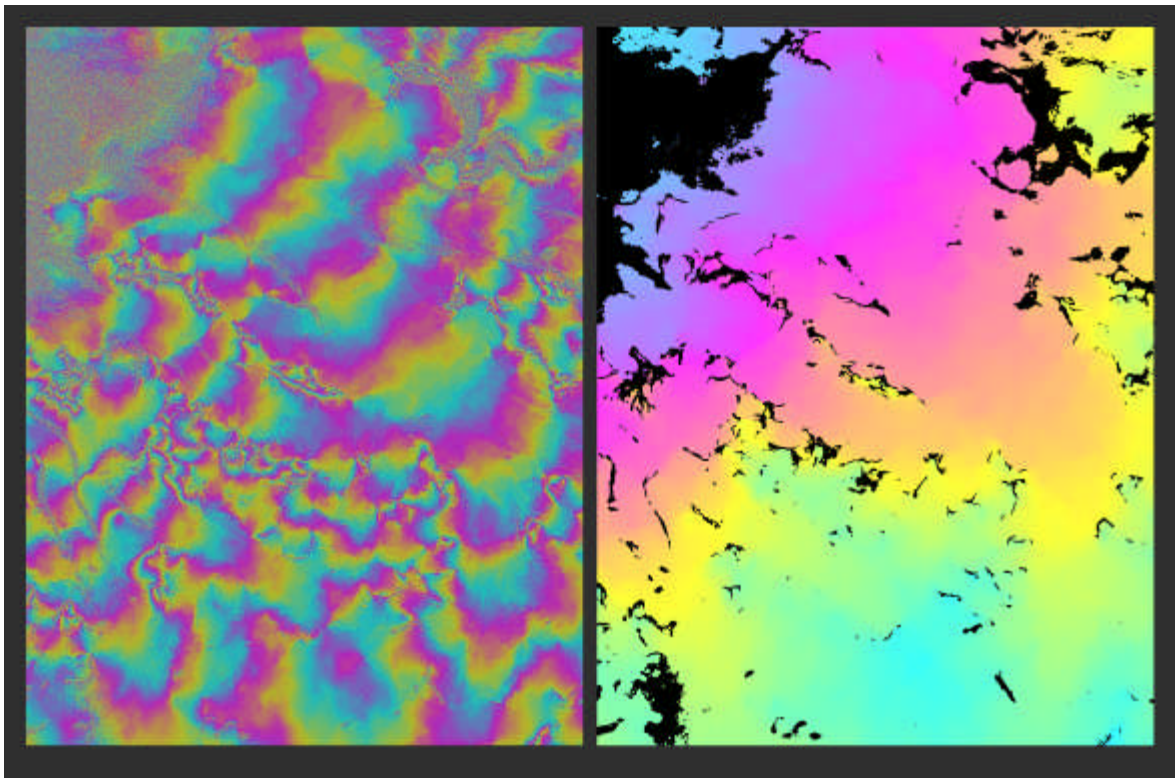


Abb. 12: Topographisches Phasenfeld, Wrapped / Unwrapped (Zufluss Wordie Schelfeis), eigene Darstellung

Die genannte Aufgabe ist nicht trivial, sondern gehört im Gegenteil zu den schwierigsten Verfahren in der gesamten Prozessierungskette. Phase Unwrapping ist seit Jahrzehnten ein Feld intensiver Forschung, besonders im Bereich der Optik. Trotz des großen Forschungsaufwandes ist das Problem nach wie vor nicht gelöst. Es existiert kein perfekter Algorithmus, denn im Grunde handelt es sich dabei um eine nicht vollständig lösbare Aufgabe, da weniger Informationen in der Wrapped Phase vorhanden sind als im ermittelten Unwrapped Phasenfeld und daher gewisse zusätzliche Annahmen getroffen werden müssen [Chen 2001]. Ein manuelles Eingreifen in diesen Vorgang bzw. eine Kontrolle ist immer noch notwendig, um möglichst fehlerfrei Ergebnisse zu erzielen [Eineder et. al. 1999]. Lokale Fehler im Unwrapping setzen sich fort und werden so zu globalen Fehlern, die insbesondere bei der Erstellung von DEM zu Höhenfehlern von beträchtlichem Ausmaß anwachsen können. Der Genauigkeit bei der Phasenmessung von ca. $1/9$ Zyklus steht ein kleinster möglicher Phase Unwrapping Fehler von einem ganzen Zyklus gegenüber. Bei mehreren Unwrapping Fehlern in einem Interferogramm können sich diese zu Vielfachen addieren. Auch von der praktischen Sei-

te stellt das Phase Unwrapping enorme Anforderungen an Rechenzeit und Speichernutzung, was allerdings wiederum vom verwendeten Algorithmus abhängt. Die Rechenleistung aktueller Computer nimmt zwar im großen Maße zu, allerdings steigt parallel dazu auch die Auflösung heutiger Sensoren und damit das Volumen der verwendeten Datensätze.

3.4.1. Theorie

Phase Unwrapping ist die Suche nach ganzzahligen Werten, die zu den gemessenen Phasenwerten im Bereich von 0 bis 2π hinzugefügt werden, um einen kontinuierlichen Phasenverlauf zu erhalten, der nicht mehr an den Zyklus 2π gebunden ist. Alle Phase Unwrapping Verfahren teilen den gleichen Ansatz, nämlich die Phasenänderungen von einem Pixel zum nächsten, die Gradienten, zu bestimmen, diese in der Regel zu integrieren und die erforderlichen ganzzahligen Zyklen an entsprechender Stelle einzubauen. Bis heute verwenden alle im InSAR Bereich angewendeten Phase Unwrapping Algorithmen eine auf Gradienten basierende Vorgehensweise.

Für den eindimensionalen Fall ist die Lösung des Problems ohne auftretende Messfehler in Abbildung 13 aufgezeigt. Für den zweidimensionalen Fall kommt der Frage nach dem Integrationspfad, also dem Weg durch das Bild auf dem die Gradienten integriert werden, eine entscheidende Bedeutung zu. Streng genommen ist Phase Unwrapping ein nicht lösbares Unterfangen, da das Unwrapped Feld Informationen enthält, die nicht im Wrapped Feld vorhanden sind. Es ist nicht möglich definitiv zu klären, welche der vielen möglichen Unwrapped Lösungen die korrekte ist, da jeder ganzzahlige Offset genauso plausibel ist [Chen 2001]. Alle Phase Unwrapping Verfahren basieren daher auf verschiedenen Annahmen. Die grundlegendste ist dabei, dass sich das Unwrapped Phasenfeld langsam genug ändert, so dass benachbarte Phasenwerte keine größeren Differenzen aufweisen als einen halben Zyklus (π). Wenn dies gegeben ist, kann das Unwrapped Feld einfach durch Integrieren der Phasendifferenzen zwischen den Pixeln ermittelt werden. Schwierigkeiten resultieren aus dem Umstand, dass in nahezu allen Phasenfeldern, die für eine Auswertung von Interesse sind, Gradienten vorhanden sind, die diesen Wert des halben Zyklus überschreiten (Diskontinuitäten) und deren inkorrekte Integrierung zu den genannten globalen Fehlern führt. Die Aufgabe des Phase Unwrapping kann auf die Fromel: „Lokalisier die Diskontinuitäten und umgehe sie“ [Chen und Zebker 2001] reduziert werden. Die gewählte Vorgehensweise soll ebenso zu konsistenten Ergebnissen führen, was bedeutet, dass ein Phasenfeld wiederhergestellt wird, unabhängig von Richtung und Reihenfolge mit der die Phasendifferenzen integriert werden (Path Independent).

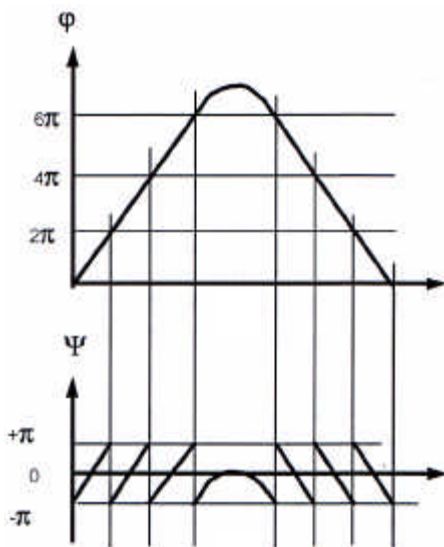


Abb. 13: 1-D Phase Unwrapping
[Santitamont 1998]

Der Schlüssel zum Phase Unwrapping liegt nicht in der direkten Bestimmung der Unwrapped Phasenwerte selber, sondern in der Bestimmung der Unwrapped Phasendifferenzen zwischen den einzelnen Pixeln. Es wird unterstellt, dass unter angemessenen Bedingungen eine genaue Unwrapped Lösung aus den Differenzen zwischen benachbarten Phasenwerten abgeleitet werden kann. Alle Phase Unwrapping Verfahren folgen der Vorgehensweise zuerst die Phasenwerte zu differenzieren, um sie anschließend Stück für Stück wieder zu integrieren.

Eine grundlegende Voraussetzung ist ein adäquates Sampling der Phaseninformation, was bedeutet, dass das Phasenfeld keine Phasengradienten aufweisen darf, die den Wert eines halben Zyklus überschreiten. Dies führt damit zu der Annahme, dass die tatsächliche Unwrapped Phasendifferenz gleich der erfassten Wrapped Phasendifferenz ist, zumindest lokal. Wenn diese Voraussetzung nicht erfüllt ist, kommt es zu Fehlern, die sich auf alle anschließend Unwrapped Pixel, die auf diesem Wert basieren, fortpflanzen. Daher manifestieren sich Phase Unwrapping Fehler oft durch inkorrekte ganzzahlige Phasenabstände zwischen verschiedenen Bereichen des Ergebnisfeldes.

Für den eindimensionalen Fall kann nichts gegen das Undersampling bei gegebener Abtastung getan werden. Für den zweidimensionalen Fall kann man jedoch den Umstand nutzen, dass die Phasendifferenzen entlang von Reihen und Spalten (X / Y Richtung) unterschiedlich sind. Dies kann berücksichtigt werden, um Fehler zu vermeiden.

Gründe für die genannten Diskontinuitäten sind die sogenannten Residuen, Inkonsistenzen im Phasenfeld. Um sie zu lokalisieren, werden die Differenzen zwischen je vier benachbarten Pixeln im Uhrzeigersinn aufaddiert (Abb. 14a). Ergibt sich dabei ein von Null verschiedener Wert, spricht

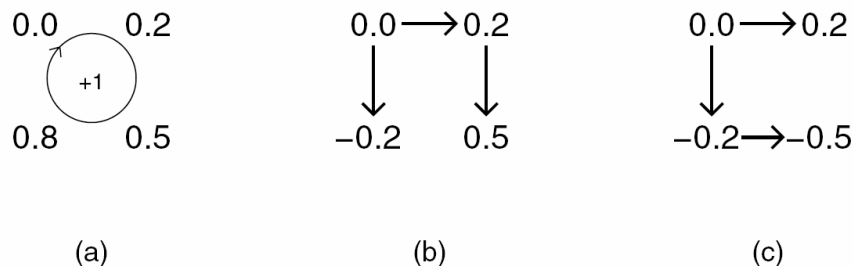


Abb. 14: Pfadabhängigkeit bei einem Residuum [Curtis 2001]

man von einem Residuum, welches umgangen werden muss, um einen Fehler im Unwrapped Feld zu vermeiden. Folgt man nämlich verschiedenen Wegen (Abb. 14b, 14c), ergibt sich eine unterschiedliche Unwrapped Lösung (path dependent). Residuen können dazu noch ein Merkmal tragen, Polarität genannt, in Abhängigkeit davon, ob die Integration der Phasendifferenzen zu einem positiven oder negativen Ergebnis führt. Residuen entstehen in erster Linie aus zwei Gründen. Zum einen entstehen Diskontinuitäten in den Daten, wenn der Abstand der Fringes zueinander zu gering und damit der Gradient zu hoch ist, so dass das Nyquist Kriterium nicht mehr erfüllt ist, also zu wenige Pixel zur Abbildung eines Phasenzylus zur Verfügung stehen [Gens 2003, Spagnolini 1993]. Dies findet sich beispielsweise in Bereichen (Abb. 15), in denen sich die Topographie räumlich sehr schnell ändert oder im Fall von Bewegungen, wo diese zu einem steilen Geschwindigkeitsgradienten führen, z.B. an Gletscherrändern [Young und Hyland 2002]. Zum anderen führt ein starkes Verrauschen der Phaseninformation zu Diskontinuitäten. Dieses Rauschen kommt durch Dekorrelation aufgrund von verschiedenen Faktoren (s. Kapitel 2.3. Fehlerquellen) zustande. Es kann durch entsprechende Filterverfahren (s. Kapitel 3.2. Interferogrammerstellung) reduziert und damit die Anzahl der Residuen herabgesetzt werden, wodurch das Phase Unwrapping spürbar effektiver wird [Zebker und Lu 1998].

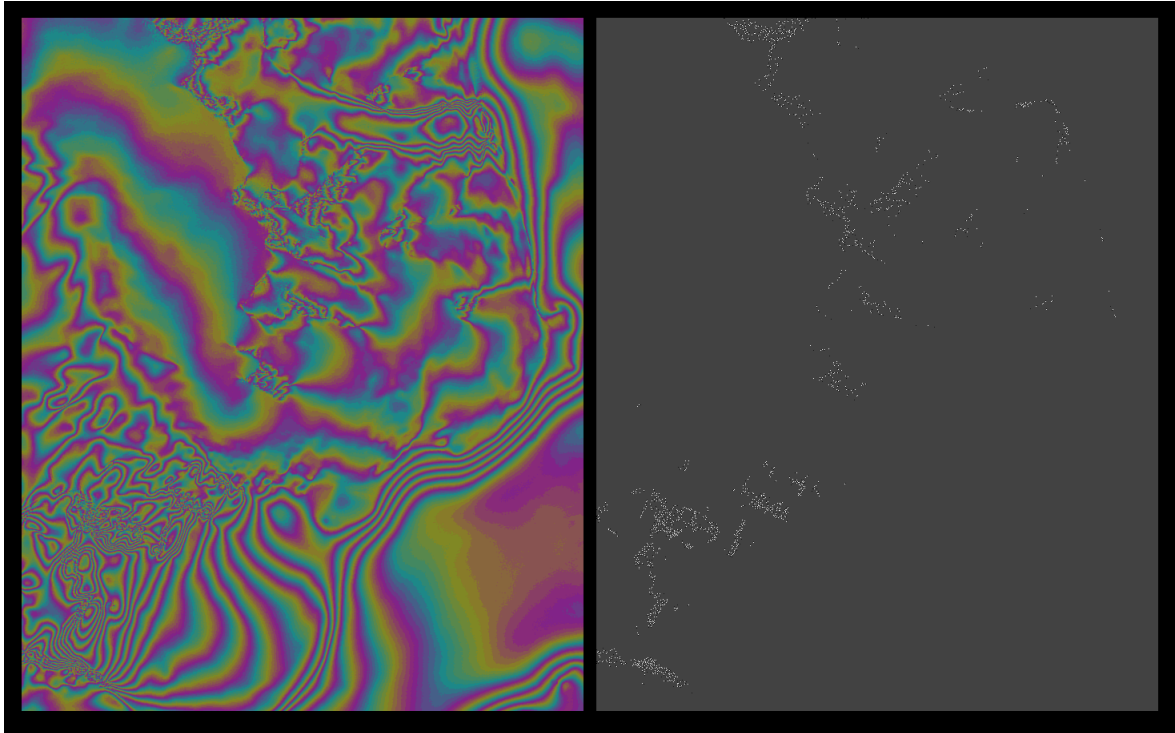


Abb. 15: . Phasenfeld und zugehörige Residuen (Wilkins Schelfeis), eigene Darstellung

3.4.2. 2-D Algorithmen

Es gibt zwei prinzipiell verschiedene Ansätze beim zweidimensionalen Phase Unwrapping. Zum einen gibt es die sogenannten *Path Following* Verfahren, die in dieser Arbeit eingesetzt werden und einen lokalen Ansatz verfolgen. Zum anderen gibt es die *Minimum Norm* Verfahren mit einem globalen Ansatz. Erstere identifizieren Residuen, legen Barrieren an und lenken die Integration um diese herum. Letztere versuchen eine möglichst optimale Lösung über das gesamte Feld nach gewissen Abweichungskriterien zu finden. [Ghiglia und Pritt 1998]

Minimum Norm Verfahren

Beim Minimum Norm Ansatz werden keine Pfade ausgewiesen, entlang derer die Phasendifferenzen integriert werden. Stattdessen wird eine Lösung gesucht, bei der die Abweichung der Gradienten der gemessenen Wrapped Phasen zu den Gradienten des Unwrapped Feldes möglichst gering ist und zwar über das gesamte Phasenfeld insgesamt gesehen. Man kann diese Vorgehensweise entfernt mit einem Surface Fitting Verfahren vergleichen, bei dem die Abweichungen zwischen der tatsächlichen Oberfläche und der gesuchten Lösung nach der Methode der kleinsten Quadrate minimiert werden. Es werden dabei keine Residuen ausgewiesen und vom Phase Unwrapping umgangen. Die Unwrapped Phasenwerte sind zudem nicht auf bestimmte Werte die sie annehmen können beschränkt. Sie können von den Wrapped Phasenwerten um jeden beliebigen Wert abweichen, nicht nur um ganzzahlige Vielfache, womit auch Teile eines Phasenzklus möglich sind.

Die resultierenden Ergebnisse sind generell räumlich sehr homogen. Allerdings wiesen [Bamler und Hartl 1998] theoretisch nach, dass Minimum Norm Ansätze zu Ergebnissen führen, die generelle Abweichungen beinhalten, da sie den tatsächlichen Unwrapped Phasengradienten unterschätzen. Empirische Untersuchungen bestätigen dies [Zebker und Lu 1998, Ghiglia und Pritt 1998,

Chen und Zebker 2000]. Trotz ihrer Effizienz und mathematisch formalen Eleganz führen die meisten Minimum Norm Algorithmen zu enttäuschenden Ergebnissen. Sie erzeugen allerdings immer eine geschlossene Lösung.

Minimum Norm Ansätze gehen auf Arbeiten aus den ausgehenden 1970'er Jahren zurück und wurden insbesondere von [Ghiglia und Romero 1994] für die Radarinterferometrie angepasst. Es gibt sowohl gewichtete als auch ungewichtete Verfahren [Chen 2001]. Wegen der Kürze der Darstellung aufgrund ihrer Nichtverwendung in dieser Arbeit, sei zusätzlich insbesondere auf [Pritt 1996, Ghiglia und Romero 1996, Pritt und Shipman 1994] verwiesen.

Path Following Verfahren

Path Following Methoden führen in der Regel zu besseren Ergebnissen als Minimum Norm Verfahren und dies bei vertretbarem Rechenaufwand. Es wird an einem einzelnen Punkt im Phasenfeld begonnen und von dort die Integration der Phasengradienten entlang eines bestimmten Pfades vorgenommen, bei dem nach Möglichkeit alle Bereiche des Bildes miteinbezogen werden. Da, wie bereits erwähnt, radarinterferometrisch Phasenfelder im allgemeinen Diskontinuitäten enthalten, müssen zusätzliche Annahmen getroffen werden, um die Residuen zu umgehen und ein pfadunabhängiges Ergebnis zu produzieren. In der Regel werden sogenannte Cuts (Linien der Diskontinuität) generiert. Diese fungieren als Barrieren, über die eine Integration nicht zulässig ist. Dabei sind Phasengradienten über die Cuts hinweg von mehr als einem halben Zyklus erlaubt.

Im Folgenden werden drei verschiedene Verfahren vorgestellt, die sich hinsichtlich der Berücksichtigung von Residuen für die Erstellung der Cuts unterscheiden [Ghiglia und Pritt 1998].

Goldstein's Branch Cut Algorithm

Goldstein's Algorithmus [Goldstein et. al. 1988] identifiziert die Residuen im Wrapped Phasenfeld und verbindet diese mit sogenannten Branch Cuts. Dabei wird die Polarität der Residuen mitberücksichtigt, so dass ein Branch Cut immer eine Ladung von Null hat, sich die Residuen, die er verbindet, also ausgleichen. Dies wird ermöglicht, indem von einem Residuum ausgehend die Nachbarschaft abgesucht wird, bis ein weiteres Residuum gefunden wird. Die Entfernung sollte dabei möglichst gering sein. Diese Residuen werden mit einem Cut verbunden und die gemeinsame Polarität bestimmt. Ist diese nicht Null, wird nach einem weiteren Residuum gesucht. Der Rand des Feldes entlädt dabei immer den Cut. So entstehen so genannte Trees, mit dendritischem Aussehen (Abb. 16), die nach Möglichkeit von geringer Länge sein sollten, damit die Ausdehnung der Diskontinuitäten minimiert wird. Beim abschließenden Integrieren werden die Branch Cuts umgangen. Der Algorithmus ist schnell, benötigt wenig Speicherplatz und führt in der Regel zu einem korrekten Unwrapped Feld, wenn die Kohärenz des Interferogrammes relativ hohe Werte aufweist. Ein Nachteil des Verfahrens ist das Außerachtlassen anderer relevanter Informationen neben den Phasenwerten, um die optimale Lage der Branch Cuts zwischen den Residuen zu steuern [Zebker und Lu 1998].

Quality Guided Algorithm

Bei diesem Verfahren werden Residuen in keinsten Weise berücksichtigt, weshalb auch jegliche Art von Cuts keine Rolle spielen. Wesentliches Steuerungsmerkmal sind die sogenannten Quality Maps, um die Lage des Integrationspfades festzulegen. Das Unwrapping startet dabei an einem Pixel mit hoher Qualität und dehnt sich nach dem Verfahren des Region Growing aus, welches von der Quality Map entsprechend, von hoher zu niedriger Güte hin, gesteuert wird. Die Quality Map, die für dieses Verfahren die entscheidende Rolle spielt, kann auf verschiedenen Parametern basieren, wie z.B. dem Korrelationskoeffizienten oder auch der Kohärenz des Interferogrammes.

Der Algorithmus führt zu überaus fehlerarmen Ergebnissen, was überrascht, da Residuen nicht identifiziert werden und damit Diskontinuitäten nicht auf jeden Fall umgangen werden.

Dies liegt im Wesentlichen daran, dass sich die Residuen aufgrund ihrer Entstehung fast ausschließlich auf Bereiche mit schlechter Phasenqualität konzentrieren (Abb. 15). Das Verfahren hängt wesentlich von der Verfügbarkeit einer hochwertigen Quality Map ab. Dabei ist zu erwähnen, dass auch dem Phasenfeld selber solche Parameter entnommen werden können, wie z.B. die Varianz der Phasenableitung, der dazu noch zu den besten Indikatoren gehört. Das Verfahren führt auch bei allgemein reduzierter Kohärenz der Interferogramme zu guten Ergebnissen.

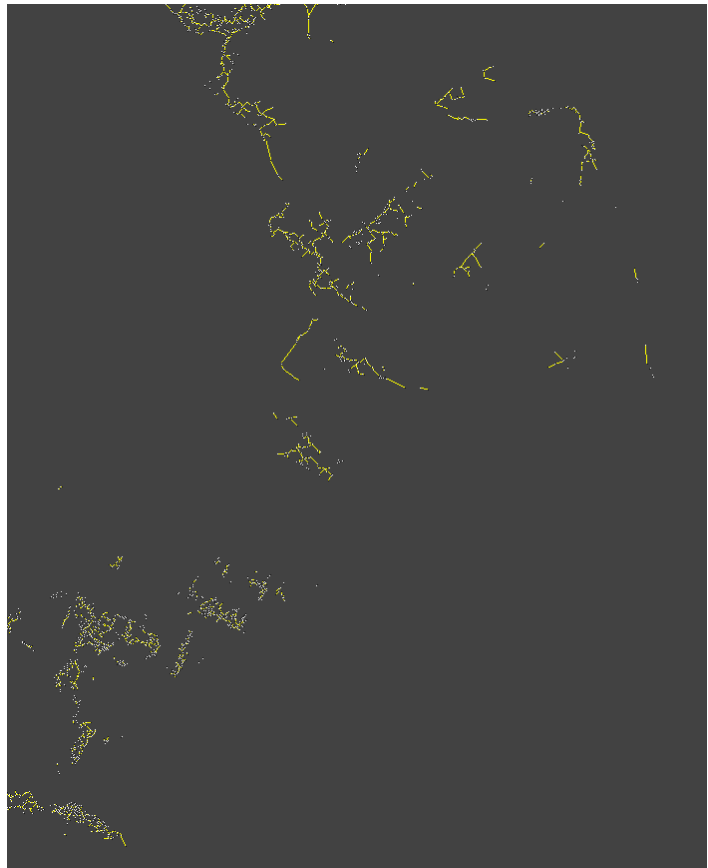


Abb. 16: Residuen (Abb. 15) mit Branch Cuts, eigene Darstellung

Mask Cut Algorithm

Eine Verbindung zwischen Goldstein's Branch Cut Algorithm und den Quality Guided Verfahren stellt das Mask Cut Verfahren dar. Hierbei werden, wie bekannt, Residuen lokalisiert und mit Cuts verbunden, um bei der Integration die Diskontinuitäten zu umgehen. Die Lage der Cuts wird hierbei zusätzlich mit Hilfe der Quality Maps bestimmt. Es werden jedoch die Pixel mit möglichst geringer Qualität herangezogen und entlang dieser die Cuts zwischen den einzelnen Residuen aufgebaut. Diese Bereiche geringer Phasenqualität werden als Mask Cuts bezeichnet. Deren Länge wird bei diesem Ansatz, im Gegensatz zu Goldstein's Algorithmus, nicht minimiert, allerdings wird ein Verdünnen durchgeführt, um möglichst schmale Barrieren zu erzeugen und die Möglichkeit zu behalten, die Pixel in deren Umfeld ebenfalls zu verarbeiten. Wie das Quality Guided Verfahren ist auch dieses von der Güte der Quality Map abhängig. Das Ergebnis, das erreicht wird, ist dem des Quality Map Ansatzes ähnlich, und genau wie dieses davon abhängig, ob die Residuen in den Bereichen niedriger Qualität zu liegen kommen und damit herausgenommen werden können.

In der vorliegenden Arbeit wird Goldstein's Branch Cut Algorithm verwendet, um die Interferogramme zu unwrappen. Dabei werden die zugehörigen generierten Trees analysiert bzw. überprüft und gegebenenfalls manuell korrigiert, um Unwrapping Fehler zu vermeiden. Des Weiteren findet eine Quality Map basierend auf der Kohärenz des Interferogrammes Einfluss, indem Bereiche mit niedriger Kohärenz, in denen sich viele Residuen konzentrieren, generell vom Phase Unwrapping ausgeschlossen werden. Der Schwellenwert für die Kohärenz wird dabei wieder individuell für jedes Interferogramm bestimmt. Aufgrund dieses Maskierens von Bereichen niedriger Kohärenz, entstehen eine Vielzahl von kleineren Gebieten ohne Phaseninformation und damit Lücken im Unwrapped Interferogramm, in denen keine topographische bzw. Bewegungsinformation mehr vorliegt. Dies wird in Kauf genommen, da die Verlässlichkeit der Phaseninformation an diesen Stellen aus genannten Gründen nicht hoch ist und diese somit zu Recht nicht mitberücksichtigt wird. Unterteilt sich das Interferogramm in mehrere größere Bereiche, die durch Gebiete ohne Phaseninformation getrennt sind, werden diese einzeln unwrapped und nachher mit einem manuell bestimmten Phasenoffset versehen, um ein einheitliches Phasenfeld zu erzeugen.

3.5. Differentielle Radarinterferometrie

Interferogramme können, wie bereits erwähnt, unterschiedliche Arten von Informationen enthalten. Es werden folgend Methoden vorgestellt, um mehrere Interferogramme miteinander zu kombinieren, mit der Absicht die enthaltenen Informationen verschiedenen Ursprungs voneinander zu trennen. In Abhängigkeit der verwendeten Anzahl der eingesetzten Radaraufnahmen spricht man von differentieller 2-pass, 3-pass oder 4-pass Interferometrie.

In der 2-pass Interferometrie liegt ein einzelnes Interferogramm vor, mit Informationen über Topographie und Bewegung. Zusätzlich steht die Topographie für das Aufnahmegebiet aus einer anderen Datenquelle (DEM) zur Verfügung. Diese wird herangezogen, um das Interferogramm von seiner topographischen Komponente zu bereinigen, wonach es nur noch die Bewegungskomponente enthält. Das externe Höhenmodell wird zuerst in die Aufnahmegeometrie des Interferogrammes überführt. Aus dem DEM wird ein synthetisches Interferogramm generiert, das der Baseline und damit der Ambiguity-Height des zu untersuchenden Interferogrammes entspricht. Das Interferogramm mit Topographie und Bewegung muss dafür bereits in der vorherigen Verarbeitung unwrapped worden sein und beide Interferogramme müssen die Komponente der Flächen Erde noch enthalten. Mit der Methode der kleinsten Quadrate werden beide Interferogramme präzise, anhand ihrer Fringeverläufe aneinander angepasst, damit das synthetische Interferogramm einem Interferogramm aus genau jener Aufnahmeposition entspricht. Abschließend kann das synthetische Interferogramm vom aufgenommenen abgezogen werden, das damit nur noch die Bewegungskomponente enthält.

Steht kein externes DEM zur Beseitigung der Topographie zur Verfügung, gibt es die Möglichkeit, durch Kombination von zwei Interferogrammen zum gleichen Ziel zu gelangen. Wird dabei ein Interferogramm durch Radarbild 1 und Radarbild 2 erstellt und das zweite Interferogramm durch Radarbild 2 und Radarbild 3, fließt also eine Radaraufnahme in beide Interferogramme ein, spricht man von 3-pass Interferometrie. Dies ist z.B. bei Verwendung von Aufnahmen mit gleichem zeitlichen Abstand aus den ICE Phasen der Fall. Wird jedes der beiden Interferogramme hingegen aus verschiedenen Radaraufnahmen generiert, spricht man von 4-pass Interferometrie, wie dies bei der Kombination von verschiedenen Interferogrammen aus der Tandem Phase der Fall ist. Die Bewegungskomponente kann durch Differenzieren der beiden Interferogramme entfernt werden, da diese in Interferogrammen mit gleicher Zeitspanne identisch ist und lediglich die Topographie im resultierenden Interferogramm verbleibt. Voraussetzung dafür ist selbstverständlich, dass die Bewegung in beiden Interferogrammen gleich ist und sich zwischen den Aufnahmezeitpunkten der beiden Interferogramme nicht geändert hat. Dies kann, mit seltenen Ausnahmen, so genannten 'Glacier Surges', für die Untersuchung des Fließverhaltens von Gletschern und insbesondere von Eisströmen angenommen werden. Ein solches differenziertes Interferogramm enthält nun ausschließlich eine topographische Komponente (Abb. 17b) und kann zu einem Höhenmodell verarbeitet werden. Mit der so gewonnenen Kenntnis der Topographie des Gebietes kann wiederum ein Interferogramm (Abb. 17c) bestimmt werden, das ausschließlich Bewegung enthält. Dazu wird von einem der beiden ursprünglichen Interferogramme (Abb. 17a) das bereits differenzierte topographische Interferogramm abgezogen. Selbstverständlich muss auch hier eine Angleichung der Interferogramme entsprechend ihrer Baseline vorgenommen werden. Für den Fall, dass beide Interferogramme Bewegungen enthalten, die nicht gleich sind, können diese nicht über die differentielle Methode eliminiert werden und bleiben im eigentlich rein topographischen Interferogramm nach wie vor enthalten. Dies ist der Fall bei der Untersuchung von Schelfeisen, die vertikalen Bewegungen aufgrund von Gezeiten unterliegen, die nicht in gleichen Zeitspannen identisch sind. Die dadurch entstehenden Fringes können ausgesprochen gut identifiziert werden (Abb. 17b) und zur Bestimmung des Bereiches des Überganges vom Festland zum Schelfeis (Grounding Line) verwendet werden. Die Topographie in diesen Gebieten kann nicht ohne zusätzliche Kenntnis des Tidengangs ermittelt werden. Die Kombination von Topographie, horizontaler Fließbewegung und vertikaler Tidenbewegung stellt die maximal mögliche Kombination an Parametern in einem Interferogramm dar.

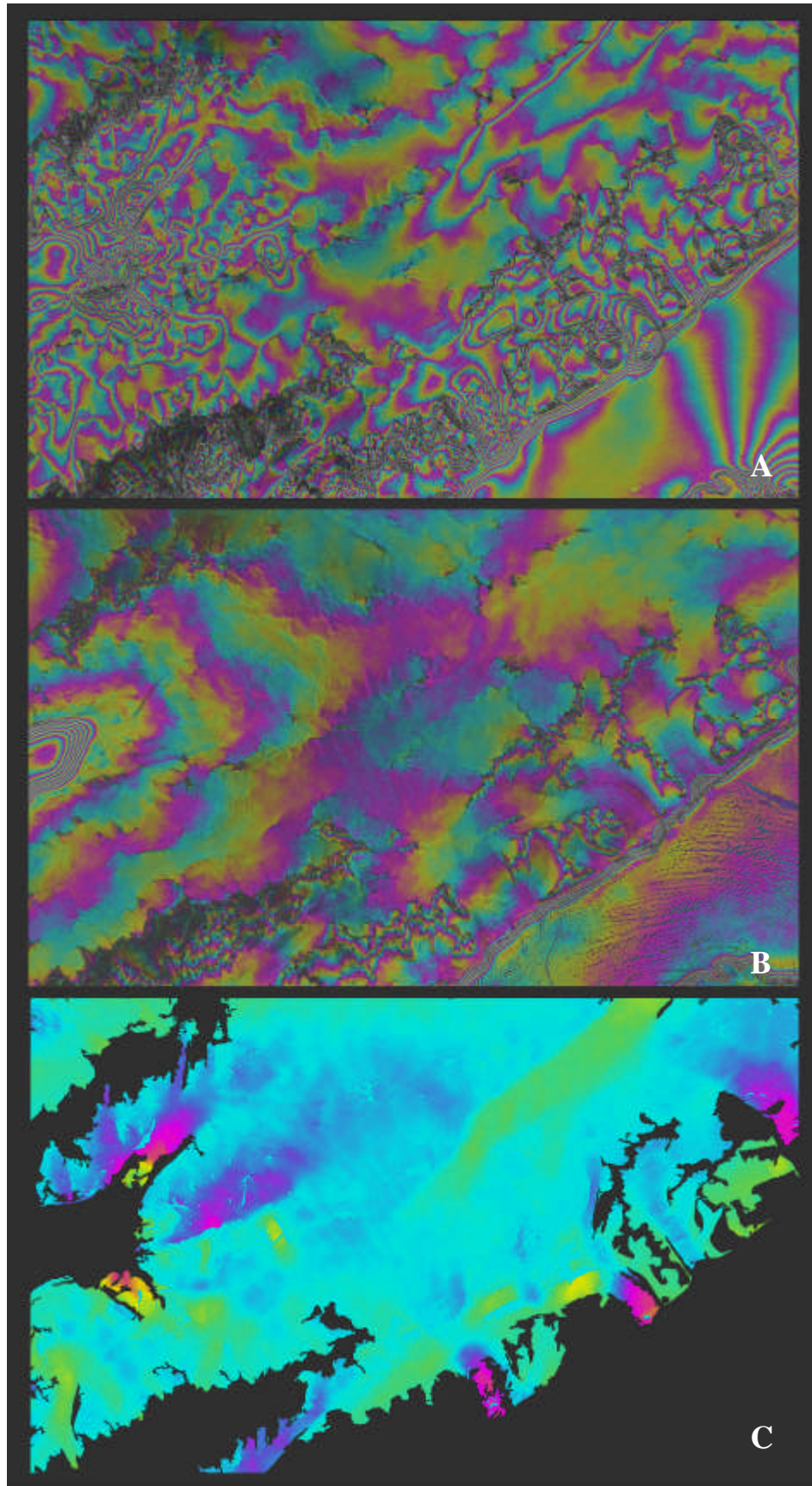


Abb. 17: Interferogramm (A), topographisches Interferogramm (B), Bewegungsfeld (C), eigene Darstellung

3.6. Geokodierung von Höhen- und Bewegungsinformationen

In diesem Abschnitt wird sowohl die Umwandlung der Phaseninformation in einen zugehörigen physikalischen Wert, sei es eine Höhe oder eine Bewegung, als auch die Geokodierung gemeinsam betrachtet, da beides eng miteinander verknüpft ist, was insbesondere für die Umwandlung der Phase in eine Höheninformation gilt.

Unter Geokodierung wird die Transformation der Radaraufnahme aus der Geometrie des Aufnahmesensors, Slant Range, in ein geographisches Koordinatensystem verstanden. In dieser Arbeit wird die UTM Projektion mit Datum WGS84 verwendet. Für die Geokodierung muss die dreidimensionale Position jedes Bildpunktes im Raum ermittelt werden, um anschließend dessen Lage im geographischen System bestimmen zu können. Im Radarbild ist ein Pixel zunächst nur durch seine Range und Azimuth Koordinate lokalisiert. Mit der vorliegenden interferometrischen Höheninformation wird eine dreidimensionale Positionsbestimmung möglich.

Die Qualität der abgeleiteten Höheninformation ist stark abhängig von der Genauigkeit der Bestimmung der Baseline, mit der das Interferogramm aufgenommen wurde. Die Bestimmung über die Orbit Vektoren ist für die maximal mögliche Genauigkeit nicht ausreichend und kann noch über den Einsatz von GCPs verbessert werden [Small 1998]. Dafür werden externe Höheninformationen benötigt, die mit der gemessenen topographischen Phase im Interferogramm in Bezug gesetzt werden. In dieser Arbeit werden in Feldkampagnen erhobene Höhenwerte für das Untersuchungsgebiet King George Island und Laseraltimeter Höhendaten für das Untersuchungsgebiet Wilkins Schelfeis verwendet. Die Position der GCPs wird in die Aufnahmegeometrie des Interferogrammes überführt und die Baseline entsprechend der Höhenwerte bestimmt. Es ist darauf zu achten, dass nach Möglichkeit Punkte gewählt werden, in deren Umfeld die Phasenwerte nur geringfügig variieren, also Gebiete mit flacher Topographie, da die horizontale Lage eines GCPs in Slant Range nur innerhalb gewisser Grenzen ermittelt werden kann. So bewirkt eine mögliche Abweichung in der horizontalen Lokalisierung nur geringe Änderungen des zugehörigen Phasenwertes. Des Weiteren sollten an diesen Stellen keine zusätzlichen Bewegungskomponenten im Interferogramm enthalten sein, da diese die Anpassung der Höhenwerte zum topographischen Phasenwert beeinträchtigen würden. Die Größe und räumliche Lage der Baseline kann so genau bestimmt werden und das Höhenfeld bzw. die Radaraufnahme anschließend geokodiert werden.

Zur Bestimmung der Transformation zwischen Aufnahmegeometrie des Sensors und dem geographischen Koordinatensystem kann, aufgrund der direkten Abhängigkeit der räumlichen Position von der vorliegenden Höhe, keine Polynomfunktion, wie z.B. bei der Geokodierung von optischen Bildern, herangezogen werden. Es wird dies stattdessen über einen Look-up-Table realisiert, der für jeden Punkt des Radarbildes entsprechend seiner Lage den zugehörigen dreidimensionalen Punkt im geographischen Koordinatensystem enthält (Abb. 18). Nach der Umwandlung des Interferogrammes bzw. des Radarbildes über den Look-up-Table wird deutlich, dass die typischen Verzerrungen in einem SAR-Bild wie Hangverkürzungen nach der Geokodierung nicht mehr vorhanden sind [Schwäbisch 1995]. Die generelle horizontale Lagegenauigkeit der geokodierten Radaraufnahmen anhand der Orbit Vektoren liegt bei ca. 50 m -100 m. Es wird kein Versuch unternommen die absolute Lagegenauigkeit anhand von anderen Datensätzen wie optischen Aufnahmen zu verbessern. Merkmale in Radarbildern mit denen aus optischen Daten zu vergleichen ist äußerst schwierig. Hinzu kommt, dass die Lagegenauigkeit der anderen Daten in diesem Raum nicht besser ist, als die hier für die Radaraufnahmen angegebene.

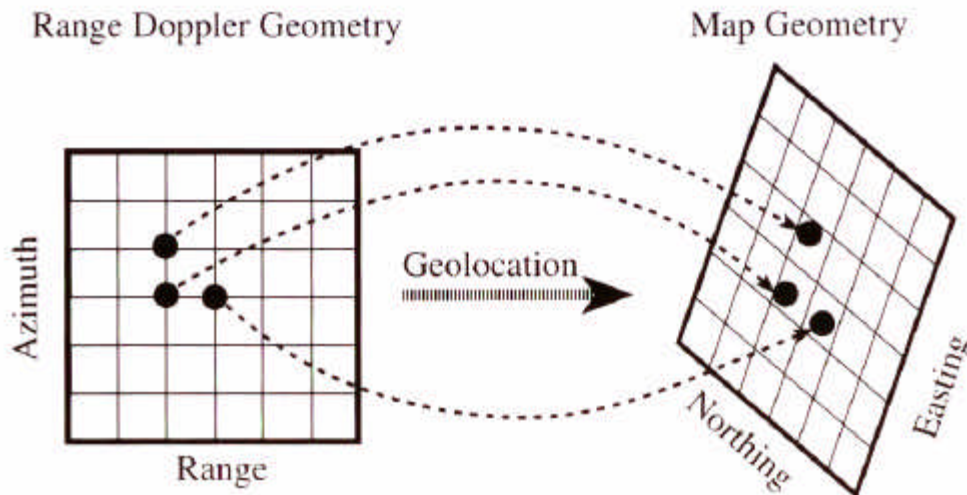


Abb. 18: Aufnahmegeometrie zu geographischem Koordinatensystem [Small 1998]

Mit Hilfe der präzisen Höheninformation ist es auch möglich, Interferogramme aus der differentiellen Interferometrie, die ausschließlich Bewegung enthalten, mit hoher Genauigkeit in das geographische Koordinatensystem zu überführen.

Zur Bestimmung der tatsächlichen Bewegung an der Oberfläche sind darüber hinaus zusätzliche Annahmen zu treffen, da Bewegungen vom Sensor ausschließlich in dessen Blickrichtung erfasst werden können. In der Regel unterstellt man eine Bewegung des Gletschers entlang der stärksten Hangneigung. Dies bedeutet, dass die Bewegungskomponente, die in Blickrichtung vorliegt, auf die entsprechende Hangneigung, die aus einem Höhenmodell abgeleitet werden kann, projiziert wird. Es ist zu beachten, dass Bewegungen an der Oberfläche, die in ihrer Richtung stark von der Blickrichtung abweichen, mit zunehmender Fehlerhaftigkeit wiedergegeben werden, da nur ein kleinerer Anteil ihrer Bewegung durch den Sensor erfasst wird und damit eine gleichbleibende Fehlerbehaftung der Phasenmessung zu höheren Fehlern für solche Bewegungsrichtungen führt. Der Extremfall sind Bewegungen senkrecht zur Aufnahmerichtung, die gar nicht mehr erfasst werden können.

Zur Bestimmung der absoluten Geschwindigkeit ist eine zusätzliche Information über die tatsächliche Geschwindigkeit an einem Punkt der Oberfläche notwendig, da die Phaseninformation nur einen relativen Wert liefern kann. Liegen externe Geschwindigkeitsmessungen für Gebiete des Interferogrammes vor, können diese Punkte verwendet werden, um das Geschwindigkeitsfeld zu eichen. Ohne solche zusätzlichen Daten können unter Umständen Bereiche verwendet werden, von denen bekannt ist, dass sie keiner Bewegung unterliegen und somit im Interferogramm dort keine Geschwindigkeit erfasst sein kann. Dies sind beispielsweise eisfreie Gebiete oder Bereiche auf dem Gletscher in der Nähe der Eisscheide, bei denen die Geschwindigkeit nahezu bei Null liegt. In jedem Fall muss jeder Bereich im Interferogramm, für den eine Geschwindigkeit bestimmt werden soll, eine räumliche Verbindung zu einem Punkt mit bekannter Geschwindigkeit haben. Unwrappte Phasenbereiche, die nicht zusammenhängend sind, benötigen jeweils einen eigenen Referenzpunkt. Gebiete ohne Bewegung, die über eine Szene verteilt sind, erlauben darüber hinaus eine gute Kontrolle für die Verlässlichkeit der interferometrischen Geschwindigkeitsmessung, da an ihnen Fehler anhand auftretender Geschwindigkeiten direkt erkannt werden können.

Um die Schwachstelle, die Bestimmung der Fließrichtung aus der Kenntnis der Hangneigung und die fehlende Sensitivität bei Bewegungen annähernd senkrecht zur Blickrichtung, zu kompensieren, wird ein Verfahren zur Kombination von verschiedenen Aufnahmen eingesetzt. Dabei werden Interferogramme aus verschiedenen Aufnahmerichtungen, die in unterschiedlichen Abschnitten eines

Orbits (ascending/ descending) aufgenommen werden, miteinander verbunden. Dieses Verfahren kann auch zur Verbesserung der Bestimmung von Höheninformationen, insbesondere der problematischen Layover Bereiche, eingesetzt werden, findet aber vorwiegend bei der Bestimmung von Geschwindigkeiten Anwendung. Mit der zusätzlichen Kenntnis der Bewegung entlang eines zweiten Vektors kann ein resultierendes Geschwindigkeitsfeld mit viel höherer Genauigkeit, vor allem der Fließrichtung, ermittelt werden. Dabei ist zu beachten, dass die Einsatzfähigkeit stark von der geographischen Breite des Untersuchungsgebietes abhängt, da sich damit die Lage der ascending und descending Blickrichtungen zueinander ändert. In der Nähe des Äquators erfassen beide Arten von Aufnahmen nahezu gleiche Bewegungsrichtungen. Der Winkel zwischen den beiden Aufnahmerichtungen wird mit zunehmender Breite größer. Für Untersuchungsgebiete auf der Antarktischen Halbinsel liegt der eingeschlossene Winkel bei ca. 110° , was eine komfortable Bestimmung unterschiedlicher Bewegungskomponenten aus Richtungen, die 70° voneinander abweichen, erlaubt. Bei der Prozessierung werden dafür die Bewegungskomponenten aus beiden Aufnahmerichtungen in das geographische Koordinatensystem übertragen und innerhalb diesem miteinander verrechnet, um den resultierenden Gesamtbewegungsvektor zu bestimmen.

Selbstverständlich muss auch hier die Annahme getroffen werden, dass die Bewegung entlang der Oberfläche erfolgt, um eine eindeutige Richtung bestimmen zu können. Ebenso ist die Kenntnis einer absoluten Geschwindigkeit zwingend notwendig, da sonst die Anteile der beiden Bewegungsrichtungen nicht ins korrekte Verhältnis zueinander gesetzt werden können.

KING GEORGE ISLAND

Zu Beginn des Kapitels wird ein Überblick über den Untersuchungsraum gegeben und die dort vorhandenen externen Daten, wie Höhenmodell und Geschwindigkeitsmessungen aus Feldkampagnen, werden aufgeführt. Es folgen ausgewählte Prozessierungsschritte, die aufgrund der besonderen Schwierigkeiten in diesem Gebiet, durchgeführt werden. Die allgemeine Prozessierung erfolgt nach den Ausführungen des Kapitels 3. InSAR Prozessierung. Abschließend werden die Ergebnisse, ein Geschwindigkeitsfeld für das Gesamtgebiet und ein Höhenmodell für ein Teilgebiet, aufgeführt und ihre Qualität mit Hilfe einer Validierung untersucht.

4.1. Einleitung

King George Island liegt an der nördlichen Spitze der Antarktischen Halbinsel und unterliegt maritimen Klimabedingungen und reagiert damit empfindlich auf Klimaänderungen. Beachtliche Gletscherrückzüge sind bereits seit den 1950'er Jahren festgestellt worden [Braun 2001, Simões et. al. 1999, Park et. al. 1998], ließen allerdings in den 1990'er Jahren nach, obwohl in diesen Jahren die bisher wärmsten Temperaturen, besonders in den Sommerhalbjahren, gemessen wurden [Turner et. al. 2005]. Verschiedene Arbeiten konzentrieren sich auf Massenbilanz und Oberflächenenergieaustausch [Simões et. al. 2004, Braun et. al. 2004, Braun et. al. 2001¹, Bintania 1995], allerdings liegen keine entsprechenden Langzeituntersuchungen vor. Bisherige glaziologische Arbeiten zeigen, dass der Großteil der Eiskappe von King Georges Island als temperiert betrachtet werden kann [Macheret und Moskalevsky 1999, Pfender 1999, Wen et. al. 1998]. Unter Einsatz eines einfachen Eisdynamikmodells kamen [Knap et. al. 1996] zu dem Schluss, dass die Eiskappe hochgradig anfällig für weitere Temperaturanstiege ist. Genauere Untersuchungen werden durch die geringe Verfügbarkeit von Daten eingeschränkt, wobei insbesondere Geschwindigkeitswerte auf der Eiskappe als Komponenten für Modellierungen fehlen.

Mit einer Fläche von ca. 1250 km² und einer Ausdehnung von ca. 80 km in west-östlicher bzw. ca. 30 km in nord-südlicher Richtung ist King George Island (62.1S/ 58.4W) die größte der südlichen Shetland Inseln. Über 90% der Insel sind eisbedeckt [Simões 1999] und die höchsten Erhebungen auf der Eiskappe erreichen 700 m ü.N.N. Die Fildes Halbinsel im Westen der Insel (Abb. 19) ist das größte eisfreie Gebiet. Das glaziale System wird von mehreren größeren Auslassgletschern, die die Eiskappe nach Süden drainieren, bestimmt. Die nördliche Küste weist eine gleichmäßige Topographie, mit Eismassen die ins umgebende Meer kalben, auf. Lediglich ein paar wenige kleinere Gletscher enden an Land.



Abb. 19: Kartendarstellung von King George Island [Braun et. al. 2001²]

4.1.1. Datensätze

Für King George Island sind folgende Datensätze verfügbar. Es handelt sich dabei um ein Höhenmodell für die gesamte Insel und um Geschwindigkeitswerte für ein Teilgebiet, das mit DGPS Messungen untersucht worden ist.

Das vorhandene Höhenmodell basiert auf verschiedenen Quellen (Abb. 20), hauptsächlich auf Kartenmaterial und DGPS Messungen aus Feldkampagnen. Für einen Teilbereich der Eiskappe liegen DGPS Profile im 1 km Abstand mit sehr hoher Genauigkeit vor. Insgesamt ist das DEM in seiner Qualität sehr heterogen, da nur wenige Datensätze mit verlässlichen topographischen Informationen für den untersuchten Raum zur Verfügung stehen. Das DEM wurde mit einer Auflösung von 50 m generiert. Bei räumlicher Verfügbarkeit von mehreren Datensätzen wurden jene mit der höchsten Qualität verwendet [Braun et. al. 2001²].

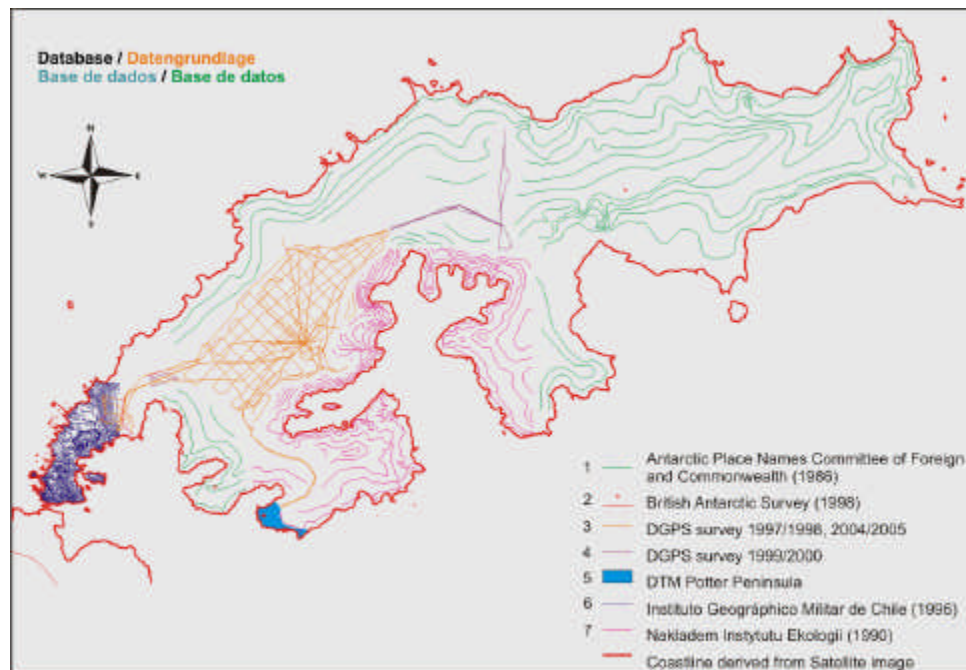


Abb. 20: Datengrundlage des externen DEM, nach [Braun et. al. 2001²]

Die vorhandenen Geschwindigkeitsmessungen für einen Teilbereich der Eiskappe von King George Island (Abb. 20, DGPS survey 1997/1998, 2004/2005) wurden während mehrerer Feldkampagnen im antarktischen Sommer vorgenommen. Dabei wurden wiederholt DGPS Messungen an 60 vorher definierten Positionen durchgeführt. Für die Messungen wurden bis zu 4 m lange Aluminiumrohre in den Firn bzw. das Eis gebohrt. Die GPS Antennen wurden auf diesen Stangen mit Hilfe eines Adapters montiert, so dass die erneuten Messungen an exakt gleicher Stelle erfolgten. Gemessen wurde zu Beginn und Ende der jeweiligen 6-wöchigen Feldkampagnen, was die Bestimmung von Bewegungsraten in einem Zeitraum von ca. 4 Wochen erlaubte. Die Genauigkeit der DGPS Messungen liegt bei ca. 1 cm bis 2 cm. Die zweidimensionalen Bewegungsvektoren wurden aus den unterschiedlichen Positionen der zeitlich auseinander liegenden Messungen berechnet. Dabei wurden Geschwindigkeiten von bis zu 75 m/a von Auslassgletschern registriert. Die Geschwindigkeiten, die an gleicher Stelle 1997/1998 und 2004/2005 gemessen wurden, zeigen keine signifikanten Änderungen. Da die Kampagnen ausschließlich im Sommer erfolgten, können keine Aussagen über jahreszeitliche Änderungen getroffen werden.

4.2. Prozessierung

4.2.1. ERS Daten

Die klimatischen und glaziologischen Bedingungen auf King George Island sind denkbar ungünstig, um das Verfahren der Radarinterferometrie erfolgreich einzusetzen. Selbst für kurze zeitliche Abstände von nur einem Tag, wie für die Aufnahmen aus der Tandem Phase (s. Anhang), sind selten ausreichend stabile Zustände der Oberfläche anzutreffen. Dies liegt im Wesentlichen daran, dass während der Aufnahmezeiträume, insbesondere im Sommer, die Temperaturen um den Gefrierpunkt liegen und ein Schmelzen bzw. Gefrieren zwischen den Aufnahmezeitpunkten stattfindet, was die erforderliche Kohärenz zunichte macht. Hinzu kommen Winde und Schneeverfrachtungen, die auf die Oberfläche einwirken. Stark wechselnde Witterungszustände auf King George Island führen sehr häufig zu starken und kurzzeitigen Änderungen der Rückstreuungseigenschaften der Schnee- und Eisoberflächen. Des Weiteren sind diese Änderungen räumlich sehr unterschiedlich, so dass in verschiedenen Interferogrammen jeweils andere Gebiete der Dekorrelation unterliegen, was den Einsatz der differentiellen Radarinterferometrie nahezu unmöglich macht.

Neben den klimatischen Bedingungen führt die Datenerfassung zu Einschränkungen bei der Nutzung der verwendeten Methodik. Radaraufnahmen der ERS Sensoren von King George Island können nur von der Station O'Higgins empfangen werden, da alle anderen Empfangsstationen außerhalb der vorhandenen Reichweite liegen. Da die Station O'Higgins allerdings nur im antarktischen Sommer besetzt wird, sind Aufnahmen nur aus dieser Jahreszeit (Januar-März) zu erhalten. Eine Ausnahme stellt das Frühjahr 1995 (Oktober-November) dar, während dessen ebenfalls ERS Aufnahmen empfangen wurden.

Für verschiedene Bereiche von King George Island stehen ERS Aufnahmen zur Verfügung (Tab. 2), wobei deren Verwendbarkeit von ihrer Kohärenz abhängt.

Tab. 2: Verfügbare ERS Interferogramme für King George Island

Nr.	Aufnahmedatum	track	frame	path(orbit)	Abdeckung	allgemeine Kohärenz	baseline
IF1	22.1. / 25.1.1994	018	5913	ascending	½ west. Teil	eisfreie Gebiete	-54 m
IF2	25.1. / 28.1.1994	018	5913	ascending	½ west. Teil	eisfreie Gebiete	45 m
IF3	15.10. / 16.10.1995	195	4887	descending	komplett	+	-157m
IF4	23.10. / 24.10.1995	304	5913	ascending	komplett	+	90 m
IF5	26.10. / 27.10.1995	347	5913	ascending	1/3 west.Teil	+	83 m
IF6	31.10. / 1.11.1995	424	4887	descending	komplett	-	31 m
IF7	8.11. / 9.11.1995	032	5913	ascending	2/3 öst. Teil	O	85 m
IF8	11.11. / 12.11.1995	075	5913	ascending	2/3 west.Teil	O	-122 m
IF9	17.1. / 18.1.1996	032	5913	ascending	2/3 öst. Teil	eisfreie Gebiete	63 m
IF10	28.1. / 29.1.1996	195	4887	descending	komplett	-	89 m
IF11	5.2. / 6.2.1996	304	5913	ascending	komplett	O	195 m
IF12	8.2. / 9.2.1996	347	5913	ascending	1/3 west.Teil	-	173 m
IF13	21.2. / 22.2.1996	032	5913	ascending	2/3 öst. Teil	-	147 m
IF14	3.3. / 4.3.1996	195	4887	descending	komplett	eisfreie Gebiete	228 m
IF15	11.3. / 12.3.1996	304	5913	ascending	komplett	-	71 m
IF16	14.3. / 15.3.1996	347	5913	ascending	1/3 west.Teil	-	44 m
IF17	22.3. / 23.3.1996	467	4887	descending	½ west. Teil	-	93 m
IF18	12.3. / 13.3.1997	032	5913	ascending	2/3 öst. Teil	O	9 m
IF19	9.11. / 10.11.1999	424	4887	descending	komplett	-	164 m

allgemeine Kohärenz: +: hoch / O: mittel / -: keine / eisfreie Gebiete: eisfreie - hoch, eisbedeckte - keine

Insgesamt wurden 38 ERS Aufnahmen verarbeitet. Die Erstellung und Überprüfung aller 17 Tandem Interferogramme (IF3-IF19) war notwendig, da wegen der schnellen Zustandsänderung der Oberfläche nicht abzusehen war, ob Interferogramme in einem bestimmten Zeitraum generell eine zu geringe Kohärenz aufweisen und mit welcher räumlichen Verteilung dies der Fall ist. Die Interferogramme der ICE Phasen wurden nur zum Teil untersucht, da aufgrund der Kenntnis der Kohärenzeigenschaften der Tandem Interferogramme, ebenfalls aus den Sommermonaten, mit Sicherheit auf die völlig fehlende Kohärenz nach drei Tagen geschlossen werden konnte. Dies zeigt sich deutlich in den beiden exemplarisch generierten Interferogrammen IF1 und IF2 aus der ICE Phase 1994, die außer in den eisfreien Gebieten völlig dekorreliert sind.

In *Tabelle 2* sind sämtliche Tandem Interferogramme, die für King George erstellt werden können, aufgeführt. Nur wenige dieser Interferogramme sind zur weiteren Verarbeitung verwendet worden. Dies liegt zum einen an der bereits erwähnten mangelnden Kohärenz, die mit wenigen Ausnahmen eine radarinterferometrische Verarbeitung für Aufnahmen ab Januar nicht zulässt (Abb. 21). Zum anderen liegt dies an der räumlichen Variabilität der kohärenten Bereiche, die ebenfalls bereits angesprochen wurde, und in Abbildung 22 mit Tandem Interferogrammen, deren jeweilige Aufnahmen lediglich drei Tage später gemacht wurden, belegt wird. Solche Interferogramme sind unbrauchbar für eine differentielle radarinterferometrische Verarbeitung, da nur Bereiche, die in beiden Interferogrammen ausreichend kohärent sind verwendet werden können.

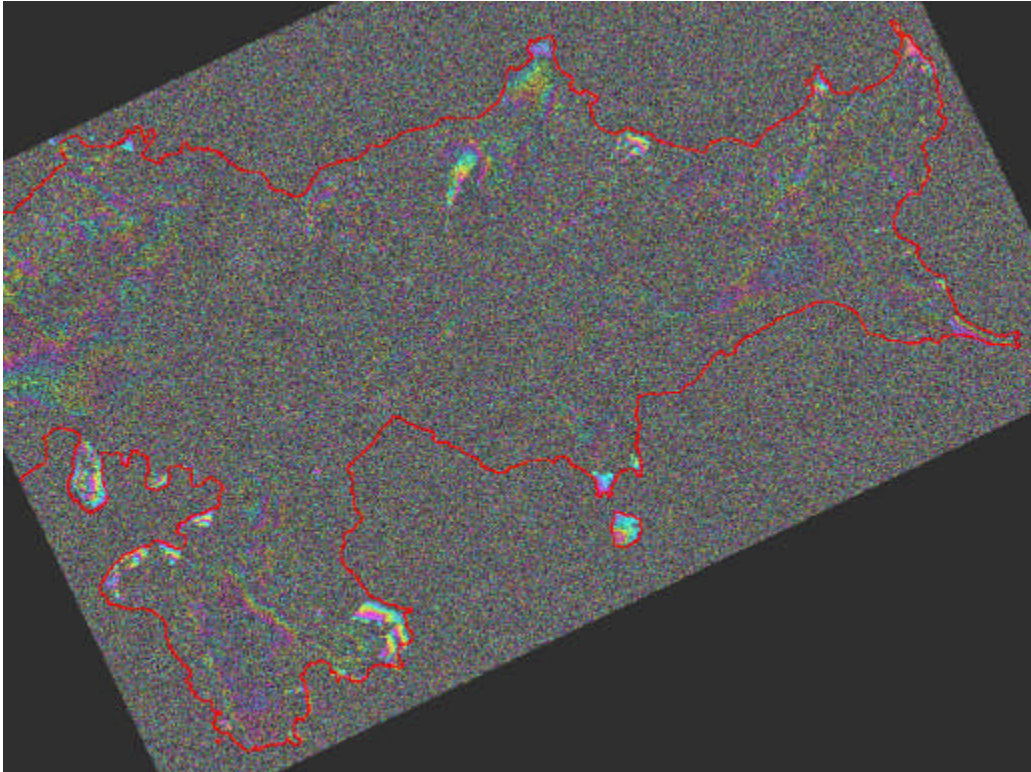


Abb. 21: Interferogramm IF9 mit überlagerter Küstenlinie, eigene Darstellung

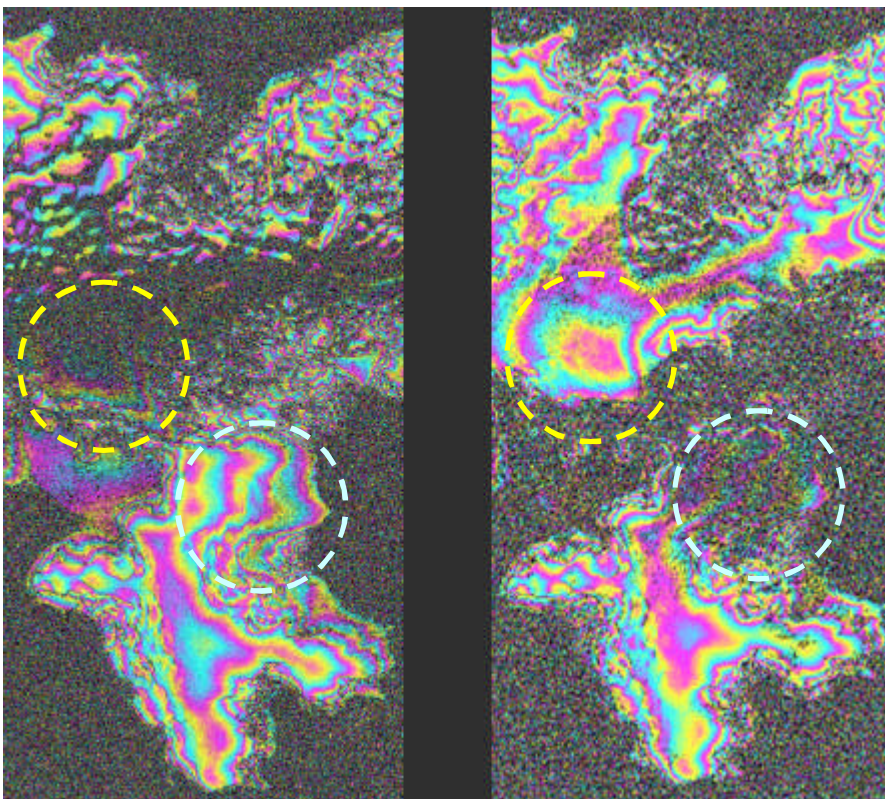


Abb. 22: Interferogramm IF7 und IF8 mit 3 Tagen Abstand, Bereich Krakow Icefield, eigene Darstellung

Es werden daher ausschließlich die drei folgenden Interferogramme weiter verarbeitet:

- Basierend auf IF4 (Abb. 23) wird ein Geschwindigkeitsfeld unter Zuhilfenahme des externen DEM (s. Kapitel 4.1.1. Datensätze) über 2-pass Interferometrie erstellt.
- Die Interferogramme IF4 und IF11 (Abb. 24) werden verwendet, um über 4-pass Interferometrie für einen begrenzten zentralen Bereich von King George Island ein interferometrisches Höhenmodell zu erzeugen.
- Interferogramm IF18 (Abb. 25) wird genutzt, um exemplarisch eine Abschätzung von Geschwindigkeiten in einem bestimmten Bereich vorzunehmen.

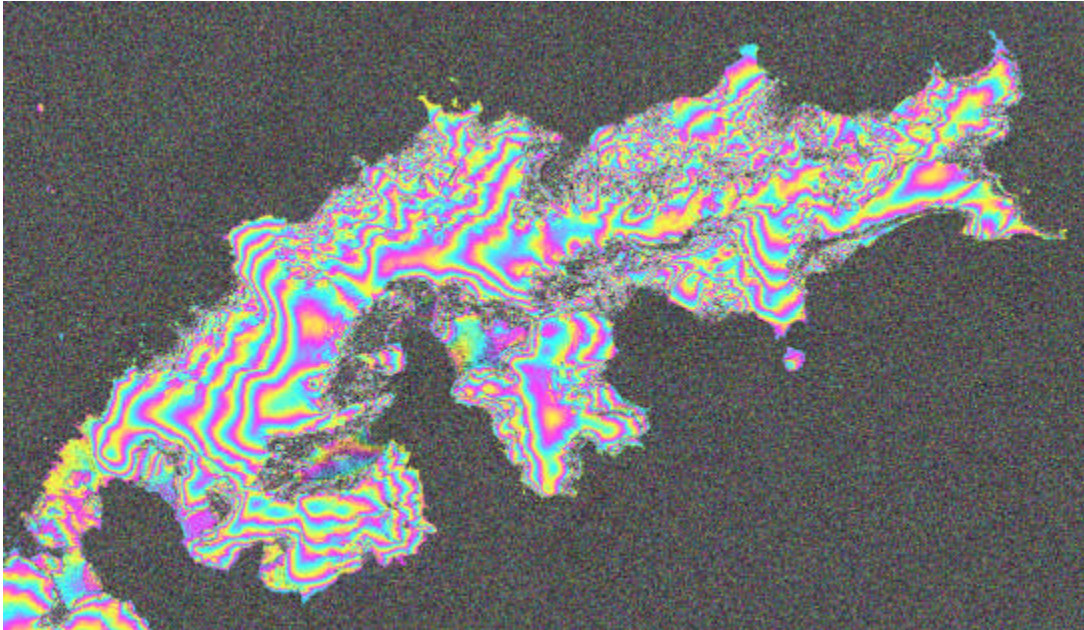


Abb. 23: Interferogramm IF4, eigene Darstellung

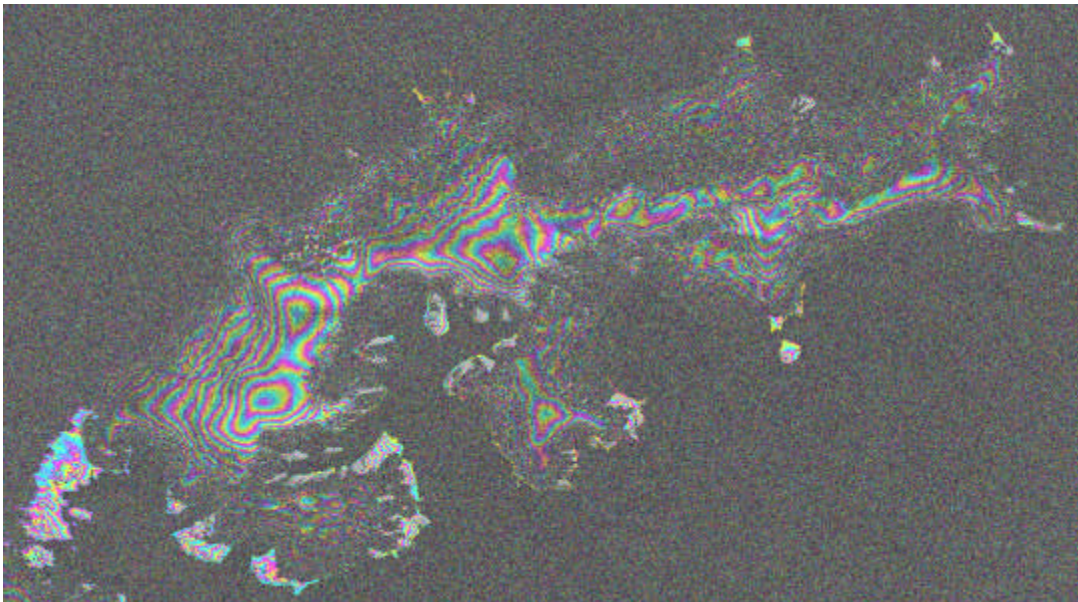


Abb. 24: Interferogramm IF11, eigene Darstellung

Das Interferogramm IF3 kann trotz vorwiegend guter Kohärenz nicht genutzt werden, da es aufgrund zahlreicher inkohärenter Gebiete in zu viele nicht miteinander verbundene Bereiche mit ausreichender Kohärenz zerfällt. Die einzelnen Segmente können nicht zu einem einheitlichen Phasenfeld unwrapped werden. Das Interferogramm IF5 kann nicht verwendet werden, da die abgebildeten Gebiete zu klein sind und weniger als ein Drittel von King George Island abdecken. Des Weiteren ist das Gebiet mit hoher Qualität der Höheninformationen aus den Feldkampagnen nur zur Hälfte enthalten.

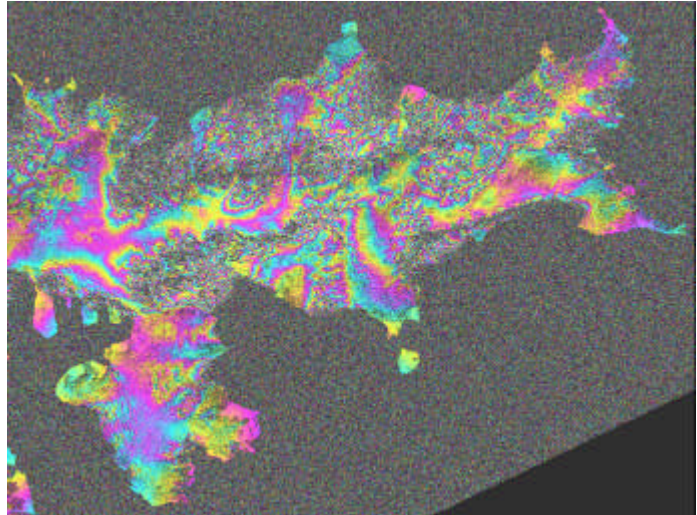


Abb. 25: Interferogramm IF 18, eigene Darstellung

Die Interferogramme IF7 und IF18 können nicht in Kombination verwendet werden, da in beiden Interferogrammen überwiegend verschiedene Bereiche kohärent sind. Das Interferogramm IF8 zerfällt ebenfalls in zu viele kleine kohärente Bereiche, wobei insbesondere das Gebiet des hochwertigen DEM nicht ausreichend kohärent abgebildet wird.

Ohne die genaue Kenntnis der Topographie kann ein einzelnes Interferogramm zur Bestimmung von Geschwindigkeiten nicht herangezogen werden.

Des Weiteren besteht keine Möglichkeit, das Verfahren der differentiellen Interferometrie (3-pass oder 4-pass), das ohne Verwendung von externen Daten auskommt, einzusetzen. Mit Ausnahme der beiden Interferogramme IF4/ IF11 (Tab. 2) sind keine Interferogramme mit identischen Tracks verfügbar, die darüber hinaus in denselben Gebieten kohärent sind. Daher ist die Verwendung des externen DEM zwingend erforderlich, um die topographische Komponente zu eliminieren. Da jedoch das verfügbare Höhenmodell nur im westlichen Bereich ausreichend genau ist, können die ausschließlich das östliche Gebiet von King George Island abbildenden Interferogramme, trotz eventuell ausreichender Kohärenz, nicht zur Bestimmung von Geschwindigkeiten genutzt werden.

Ein völliges Ignorieren des topographischen Signals in Interferogrammen ist ebenfalls nicht möglich, da nur ein einziges Interferogramm, IF18, mit brauchbarer Kohärenz, über eine kleine Baseline verfügt, jedoch nur den Ostteil der Insel abdeckt. Alle anderen Interferogramme haben Baselines von mehr als 85 m und können damit nicht ohne differentielle Verfahren ausgewertet werden.

Zudem ist eine Verknüpfung von ascending und descending Aufnahmen nicht möglich, da keines der drei verwendeten Interferogramme, IF4, IF11, IF18, einem descending Abschnitt entstammt.

Bei der Prozessierung der Interferogramme für King George Island kommen ausschließlich Rohdaten zum Einsatz, da eine DcF Verschiebung zwischen Aufnahmen aus der Tandem Phase möglich ist (s. Kapitel 3.2. Interferogrammerstellung). Durch die Anpassung der DcF bei der Erstellung der Radarbilder während der Rohdatenprozessierung, kann eine geringe Verbesserung der Kohärenz in den aus ihnen erstellten Interferogrammen erreicht werden. Diese aufwendige Vorgehensweise wird durchgeführt, um für dieses mit extremen Kohärenzproblemen behaftete Gebiet alle verfügbaren Möglichkeiten auch zur geringen Verbesserung der Kohärenz auszuschöpfen.

4.2.2. Geschwindigkeitsfeld

Der Schwerpunkt der interferometrischen Untersuchung von King George Island wird auf das Interferogramm IF4 (Abb. 23) gelegt, welches die gesamte Insel abdeckt und in ca. 80% der aufgenommenen Bereiche eine hohe Kohärenz aufweist. Dieses wird mit Hilfe des externen DEM differentiell verarbeitet, um ein Geschwindigkeitsfeld zu erhalten.

Ausgewählte Schritte der Verarbeitung des Interferogrammes, entsprechend der erläuterten Vorgehensweise aus Kapitel 3. Prozessierung, werden anhand der Abbildung 26 exemplarisch illustriert.

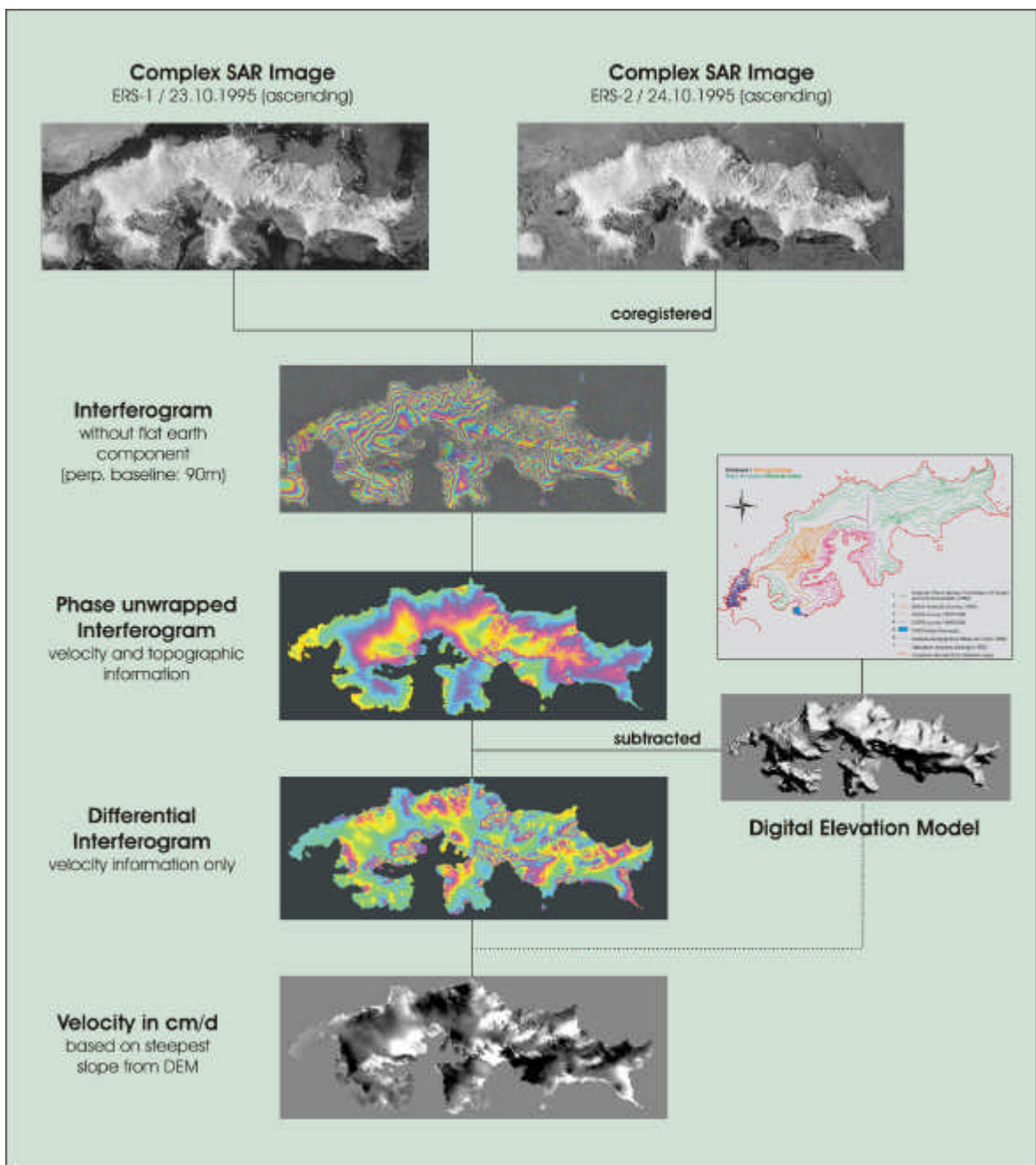


Abb. 26: Visuelle Darstellung des Prozessierungsverlaufs für King George Island, eigene Darstellung

Zur Interferogrammerstellung wird ein geringeres Multilooking von 1x5 eingesetzt, um an den Übergängen vom Hauptgebiet der Insel zum Krakow Icefield (Abb. 27) und Warszawa Icefield ein ununterbrochenes Phasenfeld zu erhalten und im Bereich der Brücken eine ausreichende Anzahl von Pixeln für das Phase Unwrapping zur Verfügung zu haben. Bei stärkerem Multilooking wären in diesen Bereichen zu viele Fringes auf zu wenige Pixel komprimiert worden. Mit entsprechender Filterung kann trotz des geringen Multilooking die Kohärenz auf entsprechendem Niveau gehalten werden.

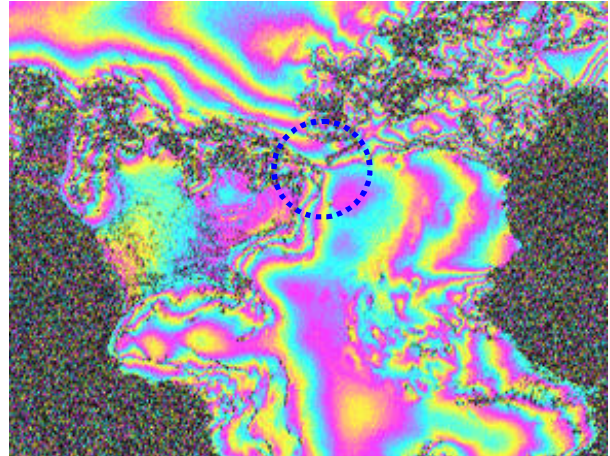


Abb. 27: Übergang zum Krakow Icefield, eigene Darstellung

Ein zu beachtendes Problem stellt die präzise Bestimmung der Baseline dar. King George Island deckt lediglich ca. 1/8 des aufgenommenen Gebietes einer typischen ERS Szene ab, was bedeutet, dass die Verbesserung der Baseline mit Hilfe von GCPs erschwert ist, da die Anpassung nur über einem kleinen Gebiet erfolgen kann. Selbstverständlich ist dabei auch der im Interferogramm verzeichnete Fehler aufgrund einer leicht abweichenden Baseline über einem kleineren Gebiet geringer. Um GCPs sinnvoll einzusetzen, ist die Kenntnis von genauen Höheninformationen erforderlich. Darüber hinaus darf in diesem Gebiet keine Bewegungskomponente das topographische Signal überlagern. Beide Voraussetzungen sind für das Interferogramm gemeinsam nicht erfüllt. Daher wird bei der Prozessierung die über die Orbit Vektoren bestimmte Baseline als Grundlage verwendet. Dies ist von geringerer Bedeutung, da aus dem Interferogramm ein Bewegungsfeld abgeleitet wird, das unabhängig von der Baseline ist. Allerdings ist während der Verarbeitung eine Übertragung des externen DEM in ein topographisches Interferogramm notwendig. Dieses synthetische Interferogramm wird jedoch anhand der Fringeverläufe in beiden Interferogrammen angepasst (siehe Kapitel 3.5. Differentielle Radarinterferometrie), die in diesem Fall allerdings noch eine Bewegungskomponente enthalten. Um trotzdem die Baseline so genau wie möglich zu bestimmen, wird eine zusätzliche Verbesserung für ihre Range Komponente anhand der Fringerate im Interferogramm, mit enthaltener Komponente der Flachen Erde, vorgenommen. Dazu wird ein flaches Gebiet mit relativ konstanten Höhen und niedrigen Geschwindigkeiten gewählt.

Zur Bestimmung der absoluten Geschwindigkeiten werden Punkte im Bereich der Eisscheide verwendet, an denen so gut wie keine Bewegung erfolgt. Es werden keine Werte aus den DGPS Messungen verwendet, um die Validierung völlig unabhängig zu halten und das Geschwindigkeitsfeld aus rein interferometrischen Daten abzuleiten. Die resultierenden Bewegungen entlang der Blickrichtung des Sensors werden anschließend entsprechend der Richtung der stärksten Hangneigung, abgeleitet aus dem externen DEM, in Geschwindigkeiten entlang der Oberfläche umgewandelt.

Am resultierenden Geschwindigkeitsfeld (Abb. 28) ist zu erkennen, dass die verwendete Baseline ausreichend genau bestimmt worden ist, da in den Gebieten in denen keine Bewegung erfolgt, beispielsweise auf der eisfreien Fildes Halbinsel, im Geschwindigkeitsfeld durchgehend Werte um die 0 m/a angegeben werden.

4.2.3. Höhenmodell

Aus den beiden Interferogrammen IF4 und IF11 (Abb. 23/ Abb. 24) kann für einen Teilbereich von King George Island mit Hilfe der differentiellen Radarinterferometrie ein Höhenmodell generiert werden. Dies ist nur möglich für Gebiete, die in beiden Interferogrammen ausreichend kohärent sind. Die differentielle Verarbeitung führt zwar auch in Bereichen, die nur in einem Interferogramm kohärent sind, zu halbwegs kohärenten Bereichen im differentiellen Interferogramm, da lediglich Rauschen von den erkennbaren Fringes des kohärenten Interferogrammes abgezogen werden. Diese Bereiche dürfen jedoch nicht verwendet werden, da sie nur auf den Fringes des einen Interferogrammes basieren und somit zu fehlerhaften Ergebnissen führen würden.

Nach erfolgreicher Verarbeitung über 4-pass Interferometrie (siehe Kapitel 3.5. Differentielle Radarinterferometrie) liegt ein Interferogramm mit einer Baseline von 105 m vor, das ausschließlich auf Topographie basiert. Die Geokodierung und Bestimmung der Höhenwerte erfolgt mit Hilfe der kombinierten Baseline, die aus den Orbit Vektoren der einzelnen Interferogramme bestimmt wurde. Eine Präzisierung mit Hilfe von GCPs ist nicht möglich, da die Ausdehnung des erfassten Gebietes vor allem in Azimuth sehr gering ist, was dazu führt, dass für die Anpassung der Baseline Punkte aus einem zu kleinem Bereich verwendet werden müssten. Außerdem macht sich eine Phasenrampe, aufgrund einer leicht inkorrekten Baseline, über eine solch kurze Entfernung kaum bemerkbar. In Range Richtung ergibt sich das Problem, dass die GCPs mit hoher Qualität nur in Bereichen des Untersuchungsgebietes der Feldkampagnen zu finden sind. Die Anpassung der Baseline müsste aber sinnvollerweise über die gesamte Ausdehnung der Insel erfolgen, wobei die Qualität der Höheninformationen im östlichen Teil für dieses Verfahren viel zu gering ist und resultierend das interferometrische Höhenmodell dadurch verschlechtert würde.

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Geschwindigkeitsfeld

Aus der radarinterferometrischen Verarbeitung des Interferogrammes IF4 vom 23./24.10.1995 resultiert ein Geschwindigkeitsfeld (Abb. 28) für das gesamte Gebiet von King George Island mit unterschiedlicher Genauigkeit. Es werden Geschwindigkeiten von bis zu 120 m/a erreicht.

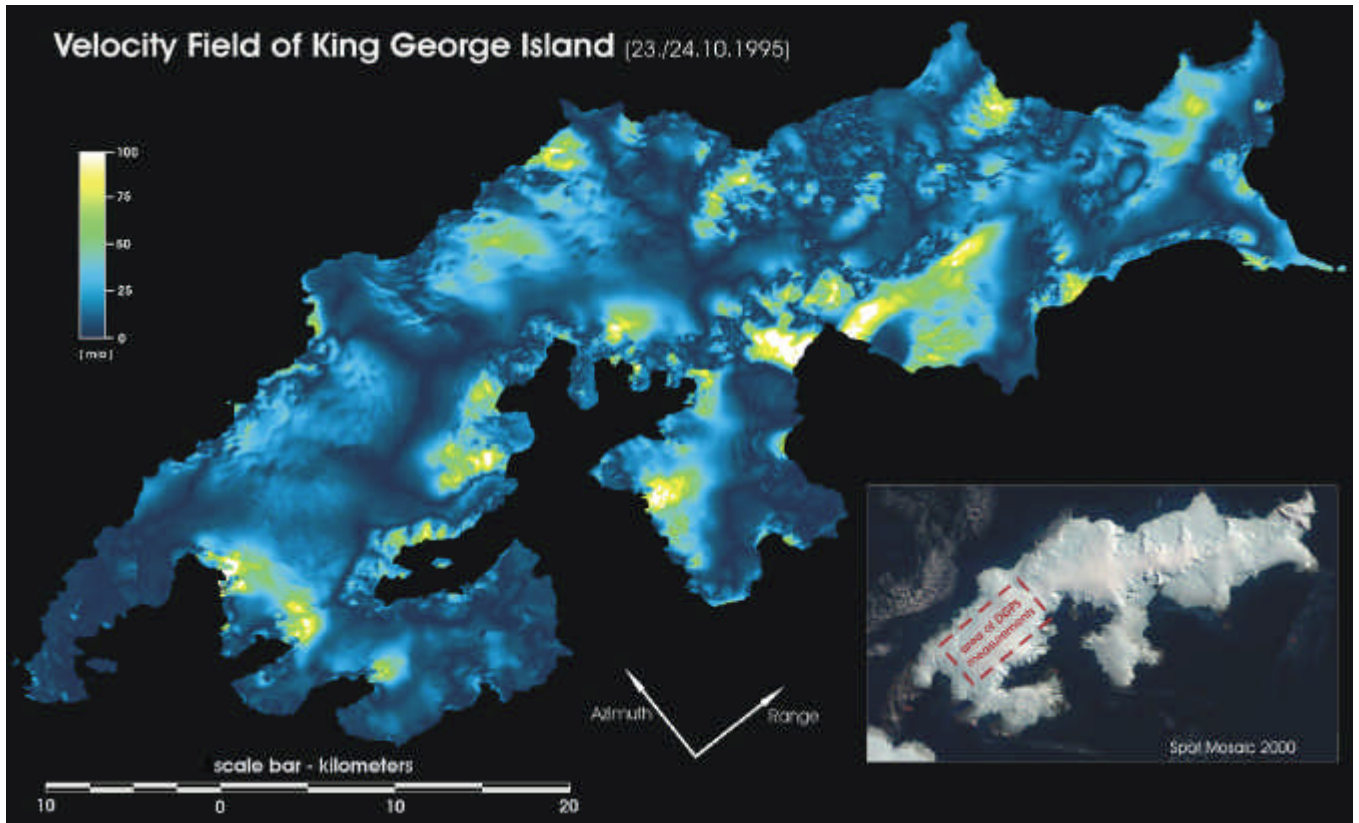


Abb. 28: Geschwindigkeitsfeld und optische Aufnahme für King George Island, eigene Darstellung

Visuell deckt sich das Muster der erfassten Geschwindigkeiten recht gut mit den Beobachtungen aus den Feldkampagnen und den Strukturen, die in den optischen Aufnahmen (Abb. 28) zu erkennen sind. Die Bereiche hoher Geschwindigkeit stimmen mit den größeren Auslassgletschern der Eiskappe überein. Verschiedene Eisscheiden können identifiziert werden und entsprechen den Ableitungen aus dem Höhenmodell und den Verläufen im SPOT Mosaik.

Um die Genauigkeit der radarinterferometrisch ermittelten Geschwindigkeiten zu überprüfen, wird eine Validierung des erstellten Geschwindigkeitsfeldes anhand von *in situ* Messungen (DGPS) aus den Feldkampagnen (siehe Kapitel 4.1.1. Datensätze) durchgeführt. Die Validierung erfolgt ausschließlich im Gebiet, in dem DGPS Messungen vorgenommen wurden. Dazu werden die über DGPS ermittelten Geschwindigkeiten an 60 Punkten den interferometrisch bestimmten und über eine Fläche von je 40 m x 40 m gemittelten Geschwindigkeiten gegenübergestellt (Abb. 29). Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass die verwendeten DGPS Messungen nicht zur Bestimmung der absoluten Geschwindigkeiten im Interferogramm herangezogen wurden und somit Datensätze verglichen werden, die auf völlig unabhängigen Wegen erstellt wurden. Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den Geschwindigkeiten, ohne dass eine systematische Abweichung zu

erkennen wäre (lineare Steigung 0,99). Allerdings ist eine gewisse Streuung zu erkennen. Die durchschnittliche Abweichung der interferometrisch ermittelten Geschwindigkeiten von den DGPS Messungen beträgt ca. 2,7 cm/d entsprechend ca. 9,8 m/a.

Für Geschwindigkeiten außerhalb des Validierungsgebietes kann davon ausgegangen werden, dass die interferometrisch bestimmten Geschwindigkeiten wesentlich höhere Fehler aufweisen. Dies liegt daran, dass lediglich im Gebiet der Validierung hochwertige Höheninformationen in die InSAR Prozessierung eingeflossen sind. In Gebieten, in denen keine Höheninformationen aus Feldkampagnen zur Verfügung stehen, insbesondere im Osten der Insel, ist die Fehlerbehaftung der Geschwindigkeiten wesentlich höher. Dies liegt daran, dass die radarinterferometrisch abgeleiteten Geschwindigkeiten direkt davon abhängig sind, in wie weit die dort verwendeten Höhenwerte mit der Realität übereinstimmen. Jede Differenz in der Höheninformation führt zu direkten Fehlern im Geschwindigkeitsfeld. Die Verlässlichkeit des externen Höhenmodells ist in diesem Fall der entscheidende Faktor für die Bestimmung von korrekten Geschwindigkeiten und nicht die Genauigkeit der eingesetzten Methodik. Im Osten der Insel basiert die Höheninformation auf kleinmaßstäbigen topographischen Karten. Daraus folgt eine unzureichende Erfassung der reliefierten Topographie und der komplexen Drainage Muster, insbesondere im nordöstlichen Teil der Insel, die sich in Schwankungen und kleinräumigen Mustern im Geschwindigkeitsfeld niederschlägt. Auch im Gebiet des Krakow Icefield gibt es Bereiche mit hohen Geschwindigkeiten, die auf Fehler im Höhenmodell zurückzuführen sind. Die Geschwindigkeiten der Auslassgletscher im zentralen südlichen Bereich von King George Island mit sehr flacher Topographie sind dagegen als zuverlässig zu betrachten. Eine Bestimmung der Genauigkeit der Geschwindigkeiten in diesen Gebieten ist leider nicht möglich, da dort keine *in situ* Messungen zur Verfügung stehen.

Eine weitere, in der Methodik begründete, Einschränkung für die Genauigkeit liegt darin, dass lediglich ein einzelnes Interferogramm aus einem Blickwinkel zur Verfügung steht, was bedeutet, dass Geschwindigkeiten nur entlang eines Vektors erkannt werden können und somit Bewegungen, die nahezu senkrecht (nord-südlicher Richtung) dazu erfolgen, nur mit größeren Abweichungen erfasst werden. Des Weiteren basiert die bestimmte Fließrichtung, aufgrund der 2-pass Interferometrie, auf der Ableitung der Richtung der stärksten Hangneigung aus dem Höhenmodell. Daher kommt es zu Fehlern, die, wie bereits erwähnt, nicht nur auf falsch bestimmten absoluten Höhen während der differentiellen Verarbeitung entstehen, sondern auch aufgrund von relativen Fehlern im Verlauf der Höhen. In Gebieten mit kleinräumiger Topographie, die nicht ausreichend genau vom Höhenmodell erfasst werden, kann die Hangneigung und vor allem die Hangorientierung unter Umständen nicht mit der nötigen Genauigkeit erfasst werden, was zu fehlerhaften Fließrichtungen und – geschwindigkeiten führt. Dies gilt sogar für die Bereiche mit hoher Verlässlichkeit der Topographie im Untersuchungsgebiet der Feldkampagnen, bei denen die Daten auf interpolierten Messungen in einem Gitter mit 1 km Abstand basieren. Dadurch werden kleinräumige Höhenände-

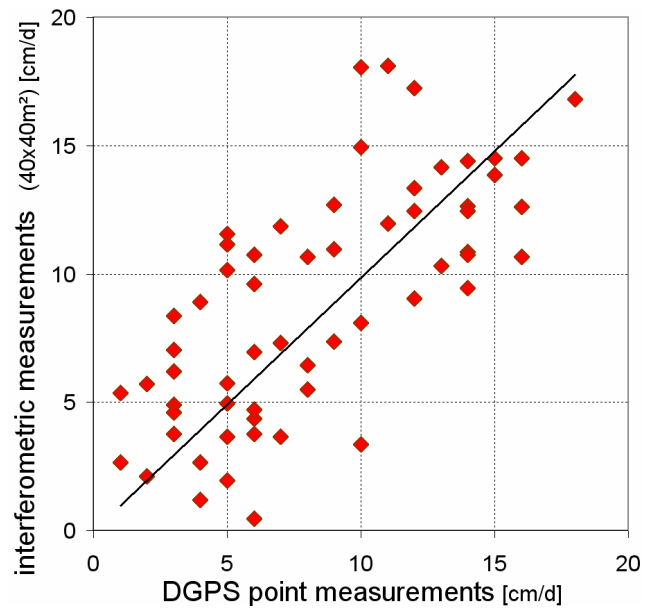


Abb. 29: Vergleich InSAR zu DGPS Geschwindigkeiten 2004/2005, eigene Darstellung

Der Text blockiert die Darstellung des Diagramms. Die Abbildung zeigt einen Vergleich zwischen InSAR-Interferometrie-Messungen (40x40m²) auf der y-Achse und DGPS-Punktmessungen auf der x-Achse. Die Achsen sind in cm/d skaliert und reichen von 0 bis 20. Eine diagonale Linie stellt die ideale Übereinstimmung dar. Die Datenpunkte sind als rote Rauten dargestellt und zeigen eine positive Korrelation, wobei die Streuung bei höheren Geschwindigkeitswerten zunimmt.

rungen möglicherweise nicht erfasst, die hingegen vom Interferogramm mit 50 m Auflösung sehr wohl erkannt werden, was der Hauptgrund für die starke Streuung der InSAR Geschwindigkeiten im Gebiet der Validierung ist.

Nichtsdestotrotz liefert das Interferogramm eine räumliche Information, die mit dieser Auflösung und großflächigen Abdeckung anders nicht zu erhalten ist. In Abbildung 30 erkennt man, dass die Geschwindigkeitswerte von ihrer Struktur mit denen eines geophysikalischen Modells [Rückamp 2006], das für ein Teilgebiet der Eiskappe gerechnet wurde, übereinstimmen. Die Höhen der Geschwindigkeiten, die das Modell errechnet, werden im interferometrisch ermittelten Geschwindigkeitsfeld, besonders am Rand der Eiskappe, nicht erreicht. Dies liegt von der fernerkundlich gesehenen Seite an inkorrekten Höheninformationen, die dort häufiger anzutreffen sind.

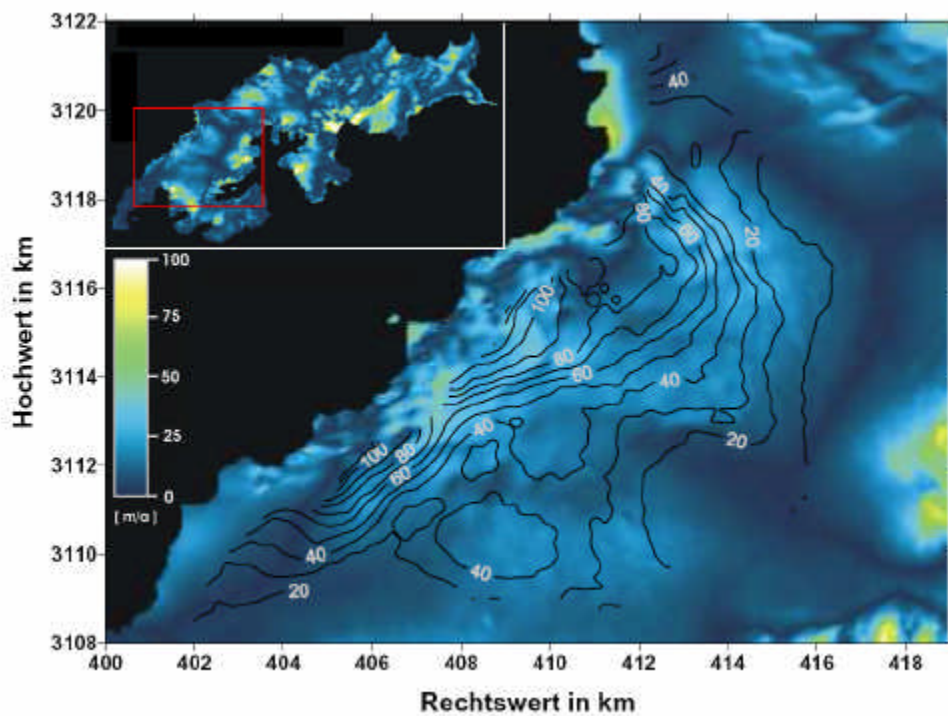


Abb. 30: InSAR Geschwindigkeitsfeld mit überlagerten Geschwindigkeiten des geophysikalischen Modells [Rückamp 2006]

4.3.2. Höhenmodell

Aus den beiden Interferogrammen IF4 und IF11 wird, wie beschrieben, über die Technik des doppelten differenzierens ein Höhenmodell für ein Teilgebiet erstellt, das hauptsächlich den zentralen Rücken von King George Island betrifft (Abb. 31).

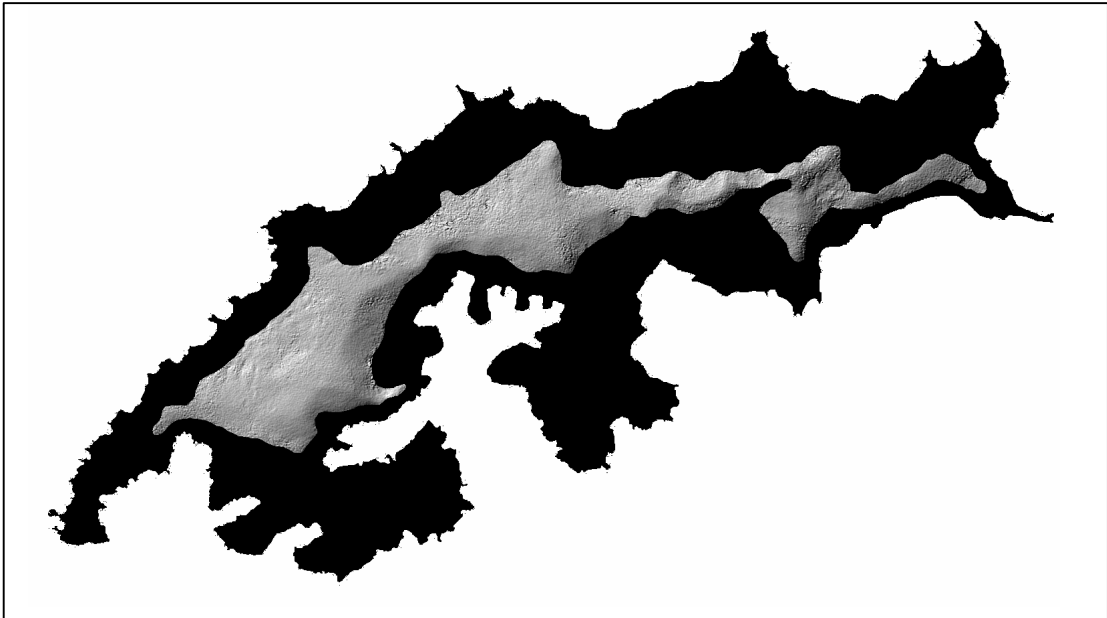


Abb. 31: Reliefdarstellung des InSAR Höhenmodells, eigene Darstellung

Aufgrund der lediglich mittleren Kohärenz von IF11 unterliegen die Höhenwerte trotz entsprechender Filterung und Multilooking während der Prozessierung einem gewissen Rauschen. Diesem wird durch Filterung des gewonnenen Höhenmodells über einen Gauss Filter zusätzlich entgegengewirkt. Zur Validierung des DEM kann das bisherige externe Höhenmodell herangezogen werden (Abb. 32).

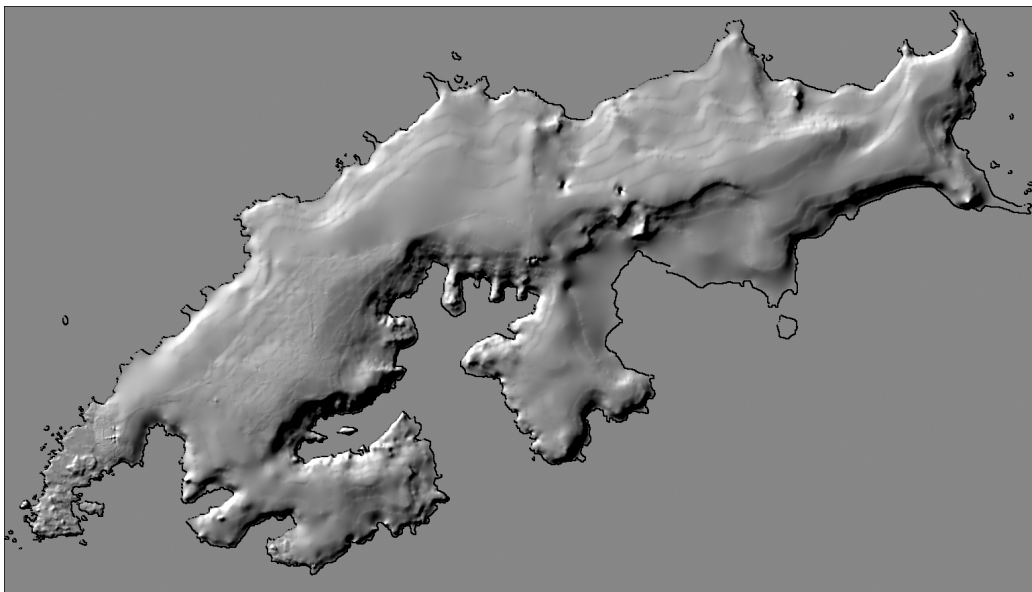


Abb. 32: Reliefdarstellung des externen Höhenmodells, eigene Darstellung

Es zeigt sich dabei eine gute Übereinstimmung, besonders im Bereich des Untersuchungsgebietes aus den Feldkampagnen (Abb. 33), in dem 90% aller Punkte im Bereich von ± 18 m liegen. Diese Genauigkeit ist insbesondere für eine verwendete Baseline, die ausschließlich über Orbit Vektoren bestimmt wurde, ausgesprochen hoch. In diesem Gebiet sind in beiden Höhenmodellen Eisscheiden und übereinstimmende kleinräumige Strukturen zu erkennen. Die Abweichungen außerhalb des Untersuchungsgebietes der Feldkampagnen sind zum Teil jedoch erheblich, wobei 90% der Werte in einem Intervall von ± 72 m liegen. Das InSAR DEM zeigt dort wesentlich präziser den Verlauf der Eisscheide und enthüllt verschiedene topographische Strukturen.

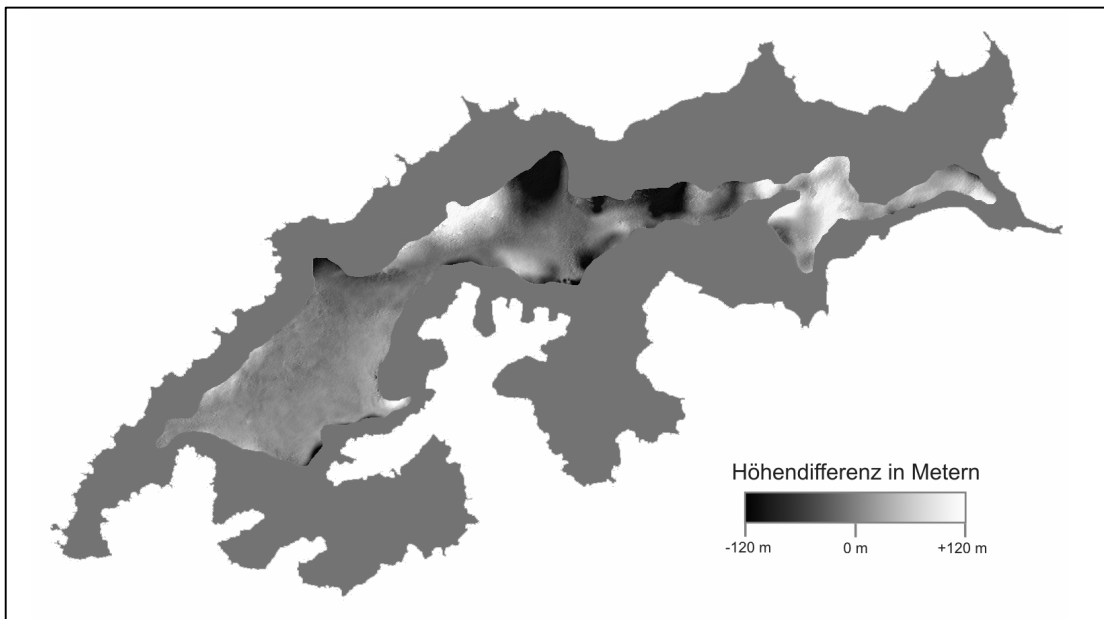


Abb. 33: Abweichung externes DEM zu InSAR DEM, eigene Darstellung

Die hohen Abweichungen im zentralen und östlichen Teil können auf Fehler im externen Höhenmodell aufgrund seiner geringen Qualität zurückgeführt werden. Fehler in dieser Größenordnung, die zudem nicht in eine konstante Richtung weisen, können bei der Prozessierung des InSAR DEM sowohl beim Phase Unwrapping und der Filterung als auch bei der Bestimmung der Baseline mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Dies wird belegt durch die hohe Genauigkeit im westlichen Gebiet der Insel.

4.3.3. Small Baseline Interferogramm

Abschließend wird ein weiteres Ergebnis präsentiert, das aus den verfügbaren Interferogrammen von King George Island gewonnen werden kann. Die Aussage, um die es sich dabei handelt, ist lediglich die Abschätzung einer Geschwindigkeit für ein kleineres Gebiet. Damit soll die Möglichkeit aufgezeigt werden, auch im Allgemeinen nicht zu prozessierende Interferogramme einsetzen zu können, um quantitative Aussagen für selektive Bereiche zu treffen, für die ansonsten solche Informationen nicht zu erhalten wären.

Das Interferogramm IF18 ist das Einzige mit einer kleinen Baseline (9 m). Alle anderen verwertbaren Interferogramme haben Baselines von mehr als 80 m. Es ist unter diesen Umständen möglich, Aussagen bezüglich Geschwindigkeiten zu treffen, die auf bestimmten Annahmen basieren, ohne dass eine explizite Kenntnis der genauen Topographie aus einem Höhenmodell notwendig wäre.

Für das beispielhaft in Abbildung 34 markierte Gebiet können folgende Überlegungen angestellt werden:

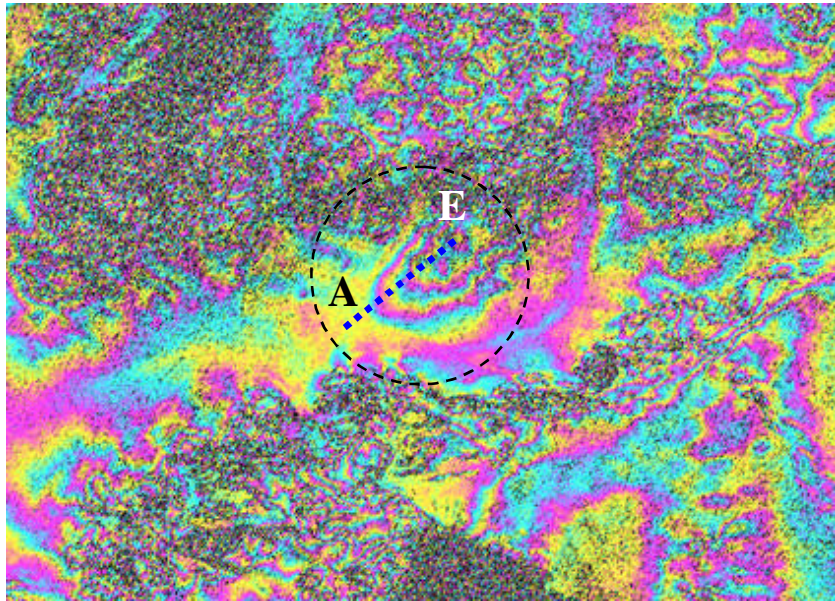


Abb. 34: Interferogramm IF18, Bereich NÖ von Krakow Icefield, eigene Darstellung

Es ist zu erkennen, dass mehrere Fringes in diesem Bereich vorliegen. Diese entstehen aufgrund von Bewegungen, da die Baseline des Interferogrammes zu einer Height Ambiguity von ca. 1050 m führt, was bei einer Entstehung der Fringes aufgrund von Topographie zu unrealistischen Höhenwerten von bis zu 3000 m führen würde. In diesem Gebiet liegt ein Gefälle Richtung Nordosten vor, bei dem es sich um eine Höhendifferenz von maximal 400 m – 500 m handeln kann, was dementsprechend zu maximal einem halben Phasenzyklus führt. Entlang der markierten Linie liegen jedoch 3 Fringes vor. Abzüglich des halben auf Topographie basierenden Fringe, bleiben 2,5 Zyklen übrig, was einer Geschwindigkeitszunahme von ca. 65 m/a zwischen Startpunkt A und Endpunkt E entspricht. Da angenommen werden kann, dass die Linie einem Bereich mit sehr geringer Geschwindigkeit (Eisscheide) entspringt, kann auf eine Geschwindigkeit von ca. 65 m/a am Endpunkt E geschlossen werden. Allerdings ist zu beachten, dass die Fließrichtung dort nicht genau in Range verläuft, sondern ca. 40° davon abweicht, weswegen eine höhere tatsächliche Geschwindigkeit angenommen werden muss. Dies wird allerdings kompensiert durch den Umstand, dass entlang der Linie ein beachtliches Gefälle vorliegt, was dazu führt, dass sich die Geschwindigkeit erhöht im Interferogramm niederschlägt. Beide Effekte sind in etwa gleich groß, so dass eine ungefähre Geschwindigkeit von 65 m/a als realistisch angenommen werden kann. Das bereits gezeigte Geschwindigkeitsfeld (Abb. 28) kommt dort zu anderen Werten, da die topographische Information des verwendeten Höhenmodells nicht korrekt ist (Abb. 32).

Diese Diskussion soll demonstrieren, dass unter bestimmten speziellen Bedingungen und unter Zuhilfenahme zusätzlicher Kenntnisse, eine Aussage auch ohne Verarbeitung eines Interferogrammes, mit Phase Unwrapping, Eliminierung der Topographie über differentielle Interferometrie und Geokodierung, getroffen werden kann. Natürlich ist die Genauigkeit verringert und es handelt sich lediglich um eine Abschätzung. Allerdings ist es möglich überhaupt eine Aussage zu treffen, die einen Anhaltspunkt liefert, für ein Gebiet, für das sonst keine verlässlichen Aussagen, aufgrund fehlender oder fehlerhafter zusätzlicher Informationen, getroffen werden kann.

WILKINS SCHELFEIS

Das Kapitel beginnt mit einer Einführung über das Schelfeis. Es werden die verwendeten externen Daten, fast ausschließlich Höheninformationen, angegeben und auf die Möglichkeit der Verwendung von Tidenmodellen zur Gezeitenbestimmung eingegangen. Die verwendeten ERS Aufnahmen werden aufgelistet und ihre Prozessierung, die ausschließlich über die Erstellung von doppelt differenzierten Interferogrammen (3-pass/ 4-pass) führt, wird detailliert beschrieben. Es werden die Ergebnisse präsentiert, die aus den Bereichen Höhenmodell, Geschwindigkeitsfeld der Gletscherzuströme, Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises, Abgrenzung des Schelfeises und Vergleich von InSAR Messung mit dem Tidenmodell stammen. Die Validierung der Ergebnisse bzw. ihre Gegenüberstellung zu anderen Datensätzen bildet den Abschluss.

5.1. Einleitung

Wie bereits im Kapitel 1.2. Antarktische Halbinsel erwähnt, sind Schelfeise Indikatoren für den stattfindenden Klimawandel. Zahlreiche Desintegrationen von Schelfeisen im Gebiet der Antarktischen Halbinsel haben sich bereits ereignet und das Wilkins Schelfeis stellt, zusammen mit dem Schelfeis King George VI, das zur Zeit letzte nördliche Schelfeis auf der westlichen Seite der Antarktischen Halbinsel dar. Aus Temperaturmessungen von Anfang der 1970'er Jahre ist bekannt, dass sich das Schelfeis nahe seines Schmelzpunktes befindet [Vaughan et. al. 1993]. Eine voraussichtlich weitere Verschiebung der relevanten -5°C Isotherme [Cook et. al. 2005] nach Süden könnte mit großer Wahrscheinlichkeit den völligen Zerfall des Wilkins Schelfeises mitsichbringen. Das Wilkins Schelfeis (Abb. 35) hat eine Größe von ca. 14000 km² und befindet sich westlich der Antarktischen Halbinsel ($72,5^{\circ}\text{W}/ 70,5^{\circ}\text{S}$) (Abb. 3). Es liegt eingespannt zwischen mehreren größeren Inseln (Alexander, Latady, Charcot, Rothshild), den im Bereich des Schelfeises selber liegenden Dorsey Island und einer Vielzahl von kleineren Ice Rises bzw. Ice Rumples, was auf eine komplexe Topographie des Untergrundes schließen lässt und eine Stabilisierung des Schelfeises mitsichbringt.

Mit Geschwindigkeiten zwischen 40 m/a bis 90 m/a [Vaughan et. al. 1993] handelt es sich um ein untypisches, langsam fließendes antarktisches Schelfeis, verglichen mit dem benachbarten früheren Wordie Schelfeis mit Geschwindigkeiten von 200 m/a bis 2000 m/a [Doake und Vaughan 1991] und dem auf der östlichen Seite von Alexander Island liegenden King George VI Schelfeis mit Geschwindigkeiten um die 200 m/a [Pearson und Rose 1983]. Das Wilkins Schelfeis wird von Gletschern aus einem umliegenden Gebiet von ca. 16900 km² [Vaughan et. al. 1993] gespeist, was einem kleinen Verhältnis zwischen Schelfeis und Einzugsgebiet entspricht. Das Schelfeis King George VI wird beispielsweise aus einem im Verhältnis 3,5 fach größeren Gebiet gespeist. Für das ehemalige Wordie Schelfeis ergab sich ein mittleres Verhältnis von über 1:10 [Vaughan 1993]. Das Wilkins Schelfeis ist damit dem Larsen Schelfeis ähnlich und wird hauptsächlich durch Akkumulation auf dem Schelfeis selber gebildet. Der Masseneintrag aus den umliegenden Gebieten macht vermutlich weniger als 50% aus und kommt im Wesentlichen aus Süden. Der Massenverlust erfolgt hauptsächlich durch basales Schmelzen. Angaben zur Höhe der Akkumulation und der Stärke des



Abb. 35: Kartendarstellung Wilkins Schelfeis, nach [Fattori 2007]

basalen Schmelzens können nicht gemacht werden. Das Wilkins Schelfeis war lange Zeit stabil und Änderungen des nördlichen Schelfeisrandes gingen nur langsam vonstatten. Ab Mitte der 1980'er Jahre änderte sich dies und es gab eine Reihe von Rückzügen am nördlichen Schelfeisrand, die charakterisiert waren von episodischem Kalben von vielen kleineren, länglichen Eisbergen [Scambos et. al. 2000]. Im Zeitraum 1990 - 1995 gingen ca. 1350 km² [Lucchitta und Rosanova 1998] verloren und Ende 1998 nochmals ca. 1100 km² [Scambos et. al. 2000]. Ein plötzlicher spektakulärer Schelfeiszerfall, wie im Falle des Wordie Schelfeises, ist nicht zu erwarten, zumindest nicht bis zu dem Zeitpunkt, an dem sich die Eisfront von den drei großen umliegenden Inseln im Norden und Westen gelöst hat.

5.1.1. Datensätze

Für das Gebiet des Wilkins Schelfeises stehen zusätzliche Daten zur Verfügung und finden Einfluss in die Untersuchungen.

Höheninformationen

Die zur Zeit präzisesten Höheninformationen für diesen Raum stammen vom 'Geoscience Laser Altimeter System' (GLAS) [Zwally et. al. 2003], an Bord des 'Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite' (ICESat). Seit 2003 bestimmt dieses Laseraltimeter entlang von wiederholt erfassten Tracks (Abb. 36) im regelmäßigen Abstand von 172 m die Höhe eines jeweils ca. 65 m großen Bereichs (Footprint). Die vertikale Genauigkeit der Messung liegt dabei bei ca. 5 cm [Zwally und Shuman 2002]. Diese äußerst genauen Höheninformationen liefern einen wichtigen Beitrag, da mit ihrer Hilfe die Bestimmung der Baseline während der radarinterferometrischen Prozessierung verbessert werden kann und damit die Qualität des erstellten Höhenmodells erheblich gesteigert wird. Dies wäre ohne diesen Datensatz nicht möglich, da keinerlei anderen präzisen Höheninformationen existieren. Das gewonnene InSAR Höhenmodell wird mit anderen Höhenmodellen verglichen. Es handelt sich dabei um das auf interpolierten GLAS Daten basierende 'GLAS/ICESat 500 m Laser

Altimetry Digital Elevation Model of Antarctica' [DiMarzio et. al. 2007], im Weiteren Antarctic DEM genannt, und dem für die Radarsat-1 Mission erstellten 'Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model Version 2' (RAMP DEM) [Liu et. al. 2001]. Letzteres basiert auf sehr unterschiedlichen Datenquellen. Seine vertikale Genauigkeit wird für den Untersuchungsraum Antarktische Halbinsel mit ca. ± 100 m angegeben. Andere Höhenmodelle, die auf Radaraltimetern basieren, wie beispielsweise das 'Antarctic 5-km Digital Elevation Model from ERS-1 Altimetry' [Bamber und Bindschadler 1997], sind für dieses Gebiet unbrauchbar. Höheninformationen aus Feldkampagnen liegen für diesen Raum nicht vor. Eine Diskussion der Qualität des Antarctic DEM und des RAMP DEM findet sich in Kapitel 5.3.1 Digitales Höhenmodell.

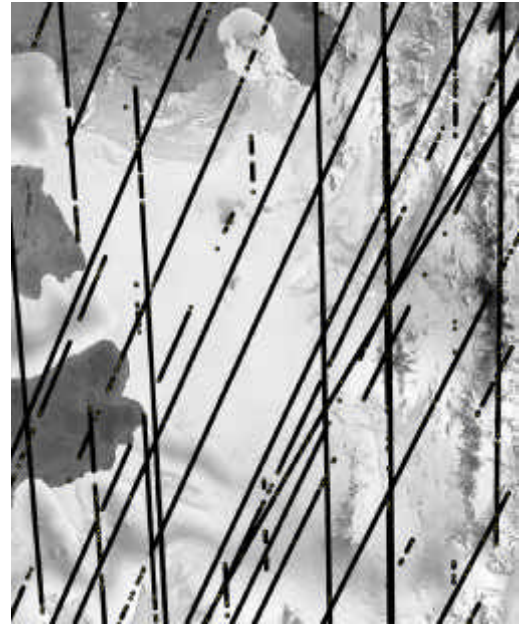


Abb. 36: Radarsat-1 Aufnahme (1997) mit überlagerten Aufnahmetracks des GLAS im Bereich Wilkins Schelfeis, eigene Darstellung

Tidenmodell

Im Bereich eines Schelfeises überlagern sich radarinterferometrisch gesehen drei verschiedene Komponenten, nämlich Topographie, horizontale Bewegung aufgrund des Fließens des Eises und vertikale Bewegung aufgrund von Gezeiteneinflüssen auf den aufschwimmenden Eiskörper. Um den Einfluss unterschiedlicher Tidenstände im Interferogramm bestimmen zu können, wird ein Tidenmodell herangezogen, mit dem sich der Stand der Gezeiten zu jedem beliebigen Zeitpunkt und an jedem beliebigen Ort bestimmen lässt. Es existieren sowohl globale als auch regionale Tidenmodelle, die sowohl auf numerischer Modellierung als auch auf Altimetermessungen basieren. Die effektivste Vorgehensweise zur Bestimmung von Tidenständen, die sich generell als sehr schwierig für antarktische Schelfeise und Gletscherzungen erweist, ist die der numerischen Modellierung [Fricker und Padman 2002, King et. al. 2005]. In dieser Arbeit findet ein regionales ausschließlich für die Antarktis (58°S bis 86°S) gerechnetes numerisches Modell mit hoher räumlicher Auflösung (0,08° lat x 0,25° lon) Verwendung, das 'Circum-Antarctic Tidal Simulation Model', CATS02.01 [Padman et. al. 2002].

Zur Analyse der Genauigkeit des Modells betrachte man das benachbarte Schelfeis King George VI, bei dem mehrere Pegelmessstationen zum Vergleich herangezogen werden können. Für dieses Gebiet wird von [Shepherd und Peacock 2003] für das Modell CATS02.01 eine Genauigkeit von ca. 4 cm angegeben. Es gehört damit zu den besten Modellen für den antarktischen Raum. Allerdings hat sich gezeigt, dass bei eigenen Überprüfungen der modellbestimmten Tidenstände an Hand der radarinterferometrisch wesentlich genauer zu ermittelnden tatsächlichen Ständen, diese als nicht ausreichend genau zu erachten sind (s. Kapitel 5.3.5. Tidenmodell vs. InSAR). Die Abweichung ist so hoch, dass die modellbestimmten Tidenänderungen nicht zur Eliminierung des Tiden-signal aus den Interferogrammen herangezogen werden können, wie dies ursprünglich geplant war und nach der weitverbreiteten Vorgehensweise in der Literatur [Rignot 1998, Rignot et. al. 2002, Gray et. al. 2001] auch möglich sein sollte.

Nichtsdestotrotz liefert das Modell CATS02.01 relevante Informationen über den absoluten Stand der Tide und ermöglicht damit die Einordnung der Aufnahmezeitpunkte der Interferogramme in

den Gesamtverlauf der Gezeiten, womit sich z.B. feststellen lässt, ob die Aufnahmen in einem Bereich niedriger oder hoher Tide entstanden sind.

Anstatt auf Berechnungen eines Tidenmodells zurückzugreifen, wäre die Bestimmung der Gezeitenbewegung über *in situ* Messungen auf dem Schelfeis, die sehr präzise erfolgen können, von Vorteil. Für das Wilkins Schelfeis sind allerdings nie Pegelmessungen vorgenommen worden. Vorhandene Messungen vom benachbarten Schelfeis King George VI sind nicht übertragbar. Dies zeigt sich auch in Interferogrammen, die zeitgleich sowohl Wilkins als auch King George VI abdecken, aber deutlich unterschiedliche Tidenänderungen für beide Schelfeise aufweisen.

5.2. Prozessierung

Es kommen bei der Untersuchung des Wilkins Schelfeises ausschließlich radarinterferometrische Verfahren, die die Phaseninformation zur Bestimmung von Positionsänderungen verwenden, zum Einsatz. Tracking Verfahren jeglicher Art, die auf der räumlichen Offset Bestimmung zwischen Aufnahmen beruhen und damit die Positionsänderung aufgrund von Verschiebungen im Subpixelbereich der Bilder selber erfassen, werden nicht verwendet. Gründe dafür sind zum einen die bereits angesprochene fehlende konstante Oberflächenbeschaffenheit über den Zeitraum von 35 Tagen bei Verwendung von ASAR oder von 24 Tagen bei Verwendung von Radarsat Aufnahmen. Dies hat zur Folge, dass die Aufnahmen eine nicht ausreichende Korrelation aufweisen. Außerdem spricht gegen den Einsatz von Tracking Verfahren mit ERS-1/2 Aufnahmen mit 1 bis 3 Tagen Abstand, bei denen ausreichende Korrelation vorliegt, die außerordentlich geringe Geschwindigkeit des Wilkins Schelfeises, die zu Bewegungen unterhalb der räumlichen Auflösung von Tracking Verfahren führt. Tracking Verfahren werden in der Regel auf Eisströmen oder Schelfeisen eingesetzt, bei denen die Oberfläche auch über längere Zeiträume die erforderliche Korrelation aufweist und bei denen darüber hinaus Geschwindigkeiten von mehreren hundert bis weit über tausend Metern pro Jahr anzutreffen sind [Gray et. al. 2001, Young und Hyland 2002, Joughin 2002]. Die eingesetzte Methodik der Radarinterferometrie hat den Vorteil von einer Genauigkeit, die eine Größenordnung über der von Tracking Verfahren liegt, was bei den geringen Geschwindigkeiten auf dem Wilkins Schelfeis sehr hilfreich ist. Zudem kann das Verfahren gleichzeitig zur Bestimmung von Topographie und zur Abgrenzung des Schelfeises (Grounding Line) herangezogen werden.

5.2.1. ERS Daten

Es werden ERS Aufnahmen mit 1 bis 3 Tagen Abstand zur Erstellung von Interferogrammen herangezogen. Generell ist die Verwertbarkeit der zur Verfügung stehenden Interferogramme aufgrund ausreichender Kohärenz höher als in nördlicheren Gebieten der Antarktischen Halbinsel, beispielsweise King George Island, da hier niedrigere Temperaturen und damit geringeres Oberflächenschmelzen anzutreffen sind. Daher eignen sich neben den Aufnahmen aus der Tandem Phase auch jene aus der ICE Phase 1994 mit Abständen von 3 Tagen (s. Anhang).

Damit ergibt sich die folgende Abdeckung des Untersuchungsgebietes mit Aufnahmen von ERS-1 und ERS-2 (Abb. 37).

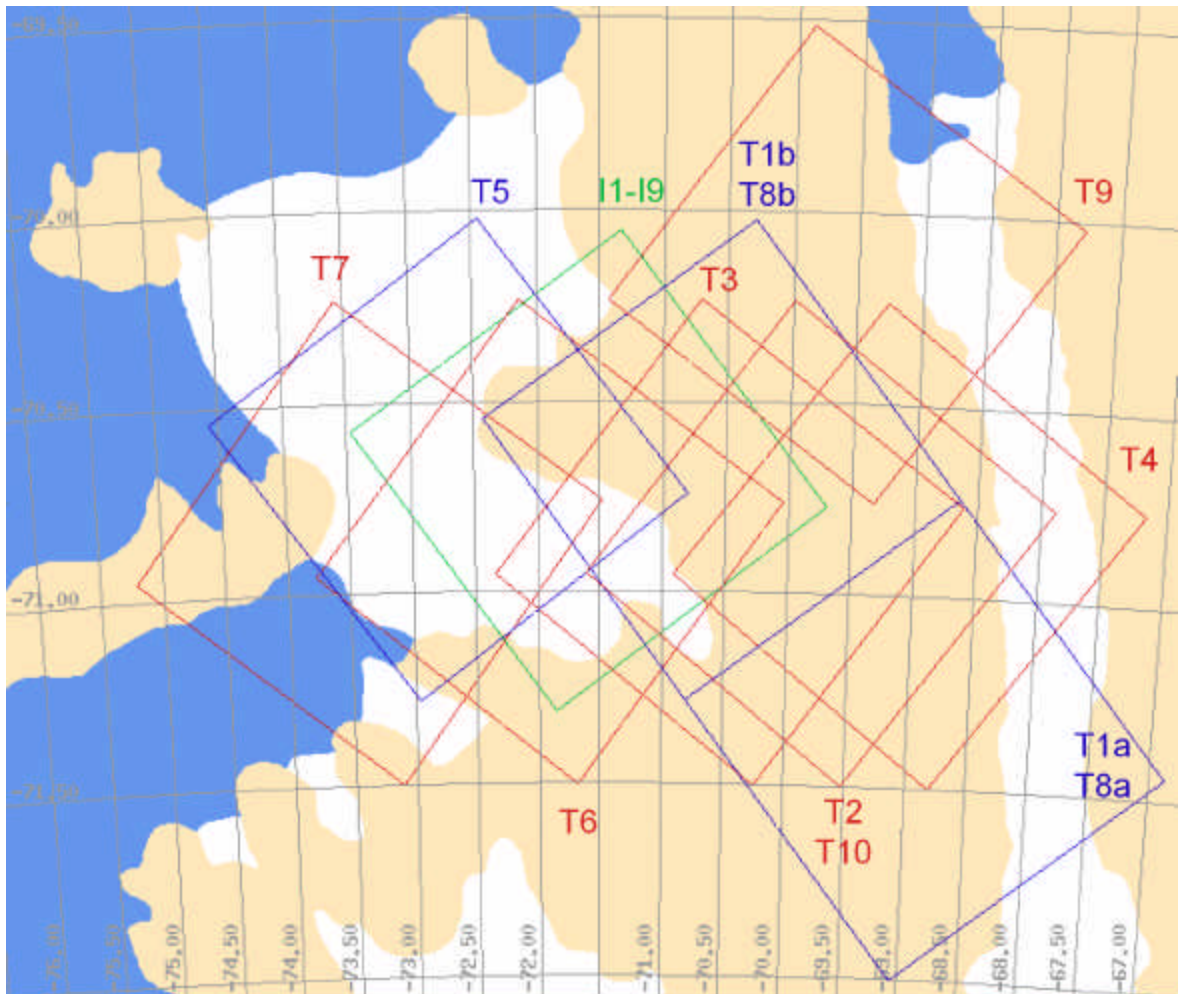


Abb. 37: Verwendete Interferogramme, nach [EOLI-SA 2007], rot: Tandem descending, blau: Tandem ascending, grün: ICE 1994 ascending

Die von der ICE Phase 1992 gerechneten Interferogramme sind nicht verwendet worden, da ausschließlich der südliche Bereich von Alexander Island erfasst wird (ca. T1a) und die Kohärenz zudem durchgängig gering ist.

Die Interferogramme aus den verschiedenen Phasen, die hauptsächlich dem Gebiet um das Schubert Inlet entstammen, werden zu teilweise unterschiedlichen Untersuchungen wie folgt herangezogen.

Die Aufnahmen der ICE Phase 1994 (*Tab. 3*) werden hauptsächlich sowohl für die Bestimmung der horizontalen Bewegung des Schelfeises als auch zur Bestimmung der Grounding Line verwendet.

Tab. 3: Interferogramme aus ERS-1 Aufnahmen der ICE Phase 1994 für Wilkins Schelfeis

Nr.	Aufnahmedatum	track	frame	path(orbit)	Abdeckung	allgemeine Kohärenz	baseline
I1	3.2. / 6.2.1994	019	5715	ascending	Südost	O	-6 m
I2	24.2. / 27.2.1994	019	5715	ascending	Südost	+	181 m
I3	27.2. / 2.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	172 m
I4	2.3. / 5.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	9 m
I5	5.3. / 8.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	-59 m
I6	8.3. / 11.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	2 m
I7	11.3. / 14.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	66 m
I8	14.3. / 17.3.1994	019	5715	ascending	Südost	+	33 m
I9	17.3. / 20.3.1994	019	5715	ascending	Südost	-	101 m

allgemeine Kohärenz: +: hoch / O: mittel / -: gering

Um ein Höhenmodell und ein Geschwindigkeitsfeld der einfließenden Gletscher im Bereich des Schubert Inlet zu bestimmen, werden Aufnahmen aus der Tandem Phase (*Tab. 4*) verwendet. Zusätzlich dienen Tandem Aufnahmen wiederum zur Bestimmung der horizontalen Bewegung des Schelfeises und der Grounding Line.

Tab. 4: Interferogramme aus ERS-1/2 Aufnahmen der Tandem Phase für Wilkins Schelfeis

Nr.	Aufnahmedatum	track	frame	path(orbit)	Abdeckung	allgemeine Kohärenz	baseline
T1a	23.10. / 24.10.1995	305	5697	ascending	Schu.I./Alex.I.	+	74 m
T1b	23.10. / 24.10.1995	305	5715	ascending	Hay.I./Schu.I.	+	74 m
T2	28.10. / 29.10.1995	381	5085	descending	Schubert Inlet	O	30 m
T3	16.11. / 17.11.1995	152	5085	descending	Schubert Inlet	+	240 m
T4	22.1. / 23.1.1996	109	5085	descending	Schubert Inlet	-	206 m
T5	27.2. / 28.2.1996	119	5715	ascending	Zentrum	O	102 m
T6	3.3. / 4.3.1996	195	5085	descending	Zentrum	O	216 m
T7	6.3. / 7.3.1996	238	5085	descending	Südwest	-	243 m
T8a	11.3. / 12.3.1996	305	5697	ascending	Schu.I./Alex.I.	+	104 m
T8b	11.3. / 12.3.1996	305	5715	ascending	Hay.I./Schu.I.	+	104 m
T9	9.11. / 10.11.1999	424	5067	descending	Haydn Inlet	O	122 m
T10	19.2. / 20.2.2000	381	5085	descending	Schubert Inlet	O	24 m

allgemeine Kohärenz: +: hoch / O: mittel / -: gering

5.2.2. Höhenmodell

Für ein größeres Gebiet um das Schubert Inlet herum wird ein digitales Höhenmodell erstellt. Dazu werden Interferogramme (T1,T8), die aus jeweils zwei Frames bestehen, verwendet (Abb. 37). Diese werden doppelt differenziert und ergeben das resultierende Quadrupel Interferogramm (Abb. 38) mit einer Baseline von -30 m in dem keine Einflüsse mehr enthalten sind, die auf horizontalen Bewegungen beruhen (s. Kapitel 3.5. Differentielle Radarinterferometrie).

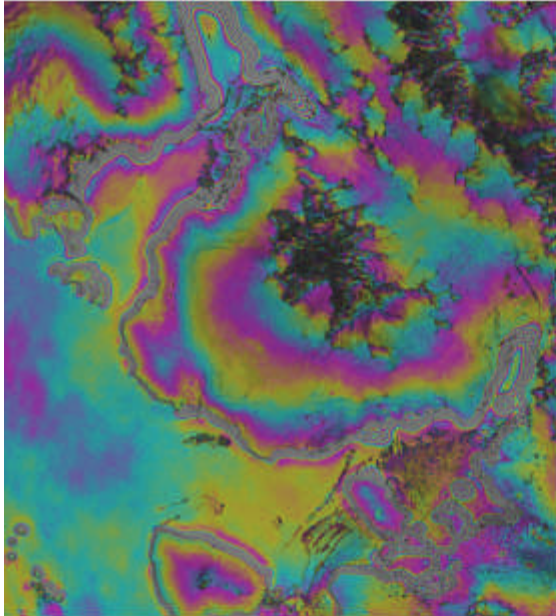


Abb. 38a: Doppelt differenziertes Interferogramm (T1b/T8b), ohne Fläche Erde nach Orbit Vektoren

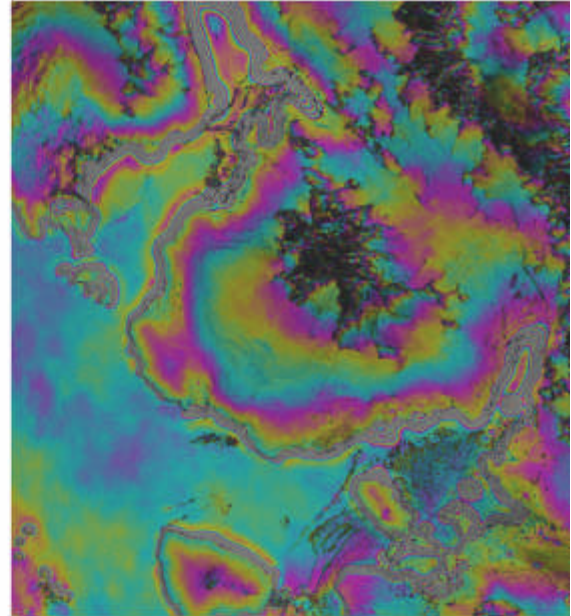


Abb. 38b: Baseline mit GLAS GCPs verbessert, eigene Darstellung

Der unterschiedliche Tidenstand des Schelfeises zu den Aufnahmezeitpunkten ist nach wie vor enthalten und ist im Bereich der gedrängten Fringes zu erkennen. Dieser Fringebelt als auch das gesamte Schelfeis können nicht zu einer Bestimmung von Höheninformationen herangezogen werden, da dort in den Phasenwerten die vorliegenden Höheninformationen mit denen der vertikalen Bewegungen verschmelzen und eine ausreichend genaue Eliminierung des tidenbasierten Effektes aufgrund der Kenntnis der Gezeitenstände nicht möglich ist. Die vertikalen Bewegungen unterliegenden Bereiche werden für weitere Untersuchungen ausmaskiert, was zur Folge hat, dass das Schelfeis nicht im resultierenden DEM erfasst wird.

Für eine präzise Erfassung der Höheninformation muss die Baseline des Quadrupel Interferogrammes möglichst genau bekannt sein. Um dies zu erreichen, werden Höhenwerte aus den GLAS Daten herangezogen und das Interferogramm nach verbesserter Bestimmung der Baseline von der Flachen Erde Komponente bereinigt. Man erkennt in Abbildung 38b daraufhin einen konstanten Verlauf der Phasenwerte für den auf gleicher Höhe liegenden Randbereich von Alexander Island, der sich direkt an den Fringebelt anschließt, im Gegensatz zum Interferogramm in Abbildung 38a, dessen Baseline rein auf Orbit Vektoren basiert.

Um für die beiden Inseln Dorsey und Merger im Haydn Inlet ebenfalls ein Höhenmodell erstellen zu können, ist es notwendig, eine Verbindung zum Rest des Interferogrammes herzustellen, damit der gleiche Phasenoffset für alle Gebiete vorliegt. Dies wird erreicht, indem das Interferogramm einschließlich der ausmaskierten Bereiche unwrapped wird und somit ein durchgehendes Phasenfeld erzeugt wird. Dies ist möglich, da im Bereich des Schelfeises zwar ein Tidensignal enthalten

ist, das beim Unwrapping entlang eines Pfades auf das Schelfeis einfließt, aber bei Verlassen des Schelfeises entlang des Unwrapping Pfades wieder völlig aus der Phaseninformation verschwindet und ein rein topographisches Signal für nicht aufschwimmende Gebiete übrig bleibt. Des Weiteren wird die bereits erwähnte Baseline Anpassung nun auch mit GCPs auf dem Gebiet von Dorsey und Merger Island möglich, was zu einer räumlich besseren Abdeckung im Interferogramm führt und die Bestimmung der Baseline nochmals leicht verbessert.

Nach kompletter differentieller interferometrischer Verarbeitung (s. Kapitel 3.InSAR Prozessierung), bei der zusätzlich die Bereiche niedriger Kohärenz, die in erster Linie aufgrund von Layover Effekten zustande kommen, ausmaskiert werden, liegt ein digitales Höhenmodell mit einer räumlichen Auflösung von 50m vor, das als geokodierte Reliefdarstellung in Abbildung 39 zu finden ist. Eine Diskussion dieses Ergebnisses wird in Kapitel 5.3.1. Höhenmodell vorgenommen.

5.2.3. Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher

Zur Erfassung der Zuflussgletscher zum Wilkins Schelfeis im Bereich des Schubert Inlet und der genauen Bestimmung ihrer Geschwindigkeiten wird ein Aufnahmegebiet benötigt (Abb. 37), für das sowohl ein Höhenmodell als auch Interferogramme aus beiden Blickwinkeln, ascending und descending, zur Verfügung stehen, um über die in Kapitel 3.5. Differentielle Radarinterferometrie beschriebene Methodik verlässliche Geschwindigkeitswerte zu erhalten.

Es wird das Interferogramm T2 zur Bestimmung der Bewegungskomponente in descending Richtung, T1 für die Bewegungskomponente in ascending Richtung und das in Kapitel 5.2.2. Höhenmodell beschriebene Quadrupel Interferogramm T1/T8 zur Bestimmung der topographischen Komponente verwendet. Alle Interferogramme werden mit dem gleichen Multilooking von 2x10 erstellt. Um die Interferogramme T2 und T1 vom topographischen Einfluss zu bereinigen, wird die Höheninformation des bereits erstellten Höhenmodells verwendet.

Für T1 kann das doppelt differenzierte Interferogramm T1/T8, das in gleicher Aufnahmegeometrie wie T1 vorliegt, direkt verwendet werden. Es muss dazu noch die Baseline von -30 m des Quadrupel Interferogrammes T1/T8 auf die Baseline des Interferogrammes T1 mit 74 m angepasst werden, damit das topographische Signal korrekt entfernt wird. Dies erfolgt über eine Skalierung der Phase von T1/T8 entsprechend der Methode der kleinsten Quadrate auf T1. Beide Interferogramme müssen bei dieser Vorgehensweise noch die Komponente der Flachen Erde zur besseren Angleichung enthalten. Anschließendes Differenzieren von T1/T8 von T1 führt zu einem Interferogramm, das ausschließlich Bewegungsinformationen enthält. Bewegungskomponenten aufgrund der Tidenänderung sind nicht enthalten, da das topographische Interferogramm T1/T8 nur für den Bereich des Festlandes, wie beschrieben, generiert wurde. Es fehlt nun noch eine Bestimmung der absoluten Geschwindigkeit. Diese erfolgt anhand der Untersuchung von Gebieten, in denen keine Gletscher vorliegen und somit dort keine Bewegung zwischen den Aufnahmen stattfinden kann. Es werden Bereiche über die gesamte Aufnahme verteilt betrachtet und ein entsprechender Nullpunkt für die Geschwindigkeiten im Interferogramm gewählt.

Die gleiche Vorgehensweise erfolgt für das descending Interferogramm T2. Allerdings mit dem Unterschied, dass das vorhandene Höhenmodell aus T1/T8 in ein simuliertes topographisches Interferogramm in Aufnahmegeometrie von T2 überführt werden muss, da die ascending Aufnahmegeometrie von T1/T8 nicht mit der von T2 aufgrund unterschiedlicher Blickrichtungen des Sensors übereinstimmt.

Es handelt sich bei der Bestimmung der Geschwindigkeiten im ersten Fall über T1 um 4-pass Interferometrie und im zweiten Fall über T2 um 2-pass Interferometrie, entsprechend der Ausführungen im Kapitel 3.5. Differentielle Radarinterferometrie.

Ein Vorteil bei der Verwendung eines radarinterferometrisch generierten Höhenmodells liegt darin, dass Bereiche mit zu geringer Phasenqualität im Bewegungsinterferogramm, anhand der Bereiche geringer Kohärenz im zugehörigen topographischen Interferogramm, bestimmt werden können. Dadurch bleiben Bereiche im Geschwindigkeitsfeld erhalten, die ansonsten bei der Bestimmung über das Bewegungsinterferogramm aufgrund zu niedriger Kohärenz ausgeschlossen würden. In diesen Bereichen mit dichten Fringes aufgrund hoher Geschwindigkeitsgradienten ist die Kohärenz jedoch hoch genug, wird aber durch die Berechnungsmethode (s. Kapitel 3.2. Interferogrammerstellung) als sehr niedrig eingestuft und die Bereiche würden damit als nicht verlässlich von der weiteren Prozessierung fälschlicherweise ausgeschlossen.

Die Kombination der Komponenten aus beiden Geschwindigkeitsinterferogrammen zur Bestimmung der tatsächlichen Fließrichtung und -geschwindigkeit erfolgt in einem geographischen Koordinatensystem (UTM). Dazu werden die Bewegungsinterferogramme über das vorliegende Höhenmodell geokodiert. Aus der Bewegung in ascending, descending und den Höhenwerten des DEM wird nun an jedem Punkt der tatsächliche Bewegungsvektor berechnet. Da die Kombination der Vektoren aus ascending und descending nicht dreidimensional eindeutig ist, wird sinnvollerweise angenommen, dass die Bewegung entlang der Oberfläche erfolgt, auf die der Bewegungsvektor projiziert wird. Das verwendete DEM wird dafür geglättet, um Schwankungen im Bewegungsfeld zu vermeiden, die auf der Oberflächenrauigkeit des DEM basieren würden.

Die Bewegungsrichtung muss nicht, wie bei Verwendung eines Interferogramms aus nur einer Blickrichtung, aus der Hangneigung anhand eines Höhenmodells abgeleitet werden, die in Bereichen geringer Hangneigung und vor allem bei breiten Auslassgletschern nur sehr ungenau zu bestimmen ist. Stattdessen kann sie direkt aus den Bewegungsanteilen zweier verschiedener Richtungen bestimmt werden, wodurch eine wesentlich höhere Genauigkeit, vor allem der Bewegungsrichtung, erzielt wird, was insbesondere für das Untersuchungsgebiet gilt, da in diesen geographischen Breiten die Aufnahmerichtungen in einem Winkel von ca. 110° zueinander liegen und somit Bewegungsanteile aus nahezu senkrechten Richtungen bestimmt werden können.

5.2.4. Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises

Geschwindigkeiten auf dem Schelfeis können ebenfalls wiederum nur in einem Gebiet bestimmt werden, für das Aufnahmen aus verschiedenen Blickrichtungen vorliegen (Abb. 37). Dazu wird das Interferogramm T6 als descending Aufnahme und I6 als ascending Aufnahme verwendet.

Es wird hier kein doppelt differenzierender Ansatz gewählt, um die topographische Komponente zu eliminieren. Diese müsste äußerst präzise bestimmt werden, da die anzutreffenden Höhenunterschiede auf dem Schelfeis sehr klein ausfallen und selbst von äußerst geringen Schwankungen aufgrund unterschiedlicher Einflüsse des Tideneffektes auf verschiedene Bereiche des Schelfeises überdeckt würden. Der Hauptgrund, die topographische Komponente unberücksichtigt zu lassen, liegt jedoch darin, dass die vorhandenen Höhendifferenzen auf dem Schelfeis im untersuchten Gebiet maximal 20m erreichen, entsprechend der von GLAS bestimmten Höhenwerte. Die Topographie schlägt sich daher kaum in den Bewegungsinterferogrammen nieder. Für I6 ist dies erst recht nicht von Bedeutung, da bei einer Baseline von 2 m so gut wie kein topographischer Einfluss zu verzeichnen ist. Für T6, mit einer Baseline von 216 m, ist dieser Effekt jedoch vorhanden, liegt aber, bei einer zugehörigen Height Ambiguity von ca. 44 m, bei maximal einem halben Fringe.

Dies führt zu einer Abweichung bei den dort anzutreffenden Geschwindigkeiten in Höhe von 5-6 Fringes von maximal ca. 10%. Die Untersuchung erfolgt daher im Weiteren unter Ignorierung des topographischen Signals.

Um unterschiedliche Einflüsse der Gezeiten zu vermeiden, wird wiederum der Bereich des Fringebelt ausmaskiert. Das Interferogramm I6 aus der ICE Phase wird aufgrund seines zeitlichen Abstandes um den Faktor 3 reduziert, um gleiche Bewegungsanteile wie im Interferogramm T6 mit einem Tag Abstand zu erhalten. Die Baseline der beiden Interferogramme wird über die Orbit Vektoren bestimmt, da eine Verbesserung über GCPs nicht möglich ist, da überall ein nicht bekannter Bewegungsanteil im Interferogramm enthalten ist. Die genaue Bestimmung ist darüber hinaus nicht notwendig, da die Erfassung von Bewegung unabhängig von der verwendeten Baseline ist.

Die berechneten Bewegungskomponenten aus den beiden Interferogrammen werden anschließend miteinander kombiniert. Dabei wird aus den bereits angeführten Gründen angenommen, dass es sich beim Untersuchungsgebiet um eine flache Ebene ohne Topographie handelt. Zur Bestimmung der absoluten Geschwindigkeit ist des Weiteren die Kenntnis einer Referenzgeschwindigkeit erforderlich. Aus den bestehenden Interferogrammen kann diese jedoch nicht abgeleitet werden, da von einem Punkt ohne Geschwindigkeit in Bereichen außerhalb des Schelfeises jeder Unwrappingpfad auf das Schelfeis über den Fringebelt führt und damit bei der Integration das Tidensignal einfließt, das, wie bereits erwähnt, nicht präzise genug bestimmt werden kann. Es wird daher eine extern ermittelte Geschwindigkeit verwendet.

Während einer Feldkampagne Anfang der 1970'er Jahre wurde an einem bestimmten Punkt im zentralen Gebiet des Wilkins Schelfeises eine Geschwindigkeit von 59 m/a mit Richtung 2°NO gemessen [Vaughan et. al. 1993]. Diese wird als Referenz verwendet, um die interferometrisch gemessenen Geschwindigkeiten über diesen Punkt zu bestimmen.

5.3. Ergebnisse

5.3.1. Höhenmodell

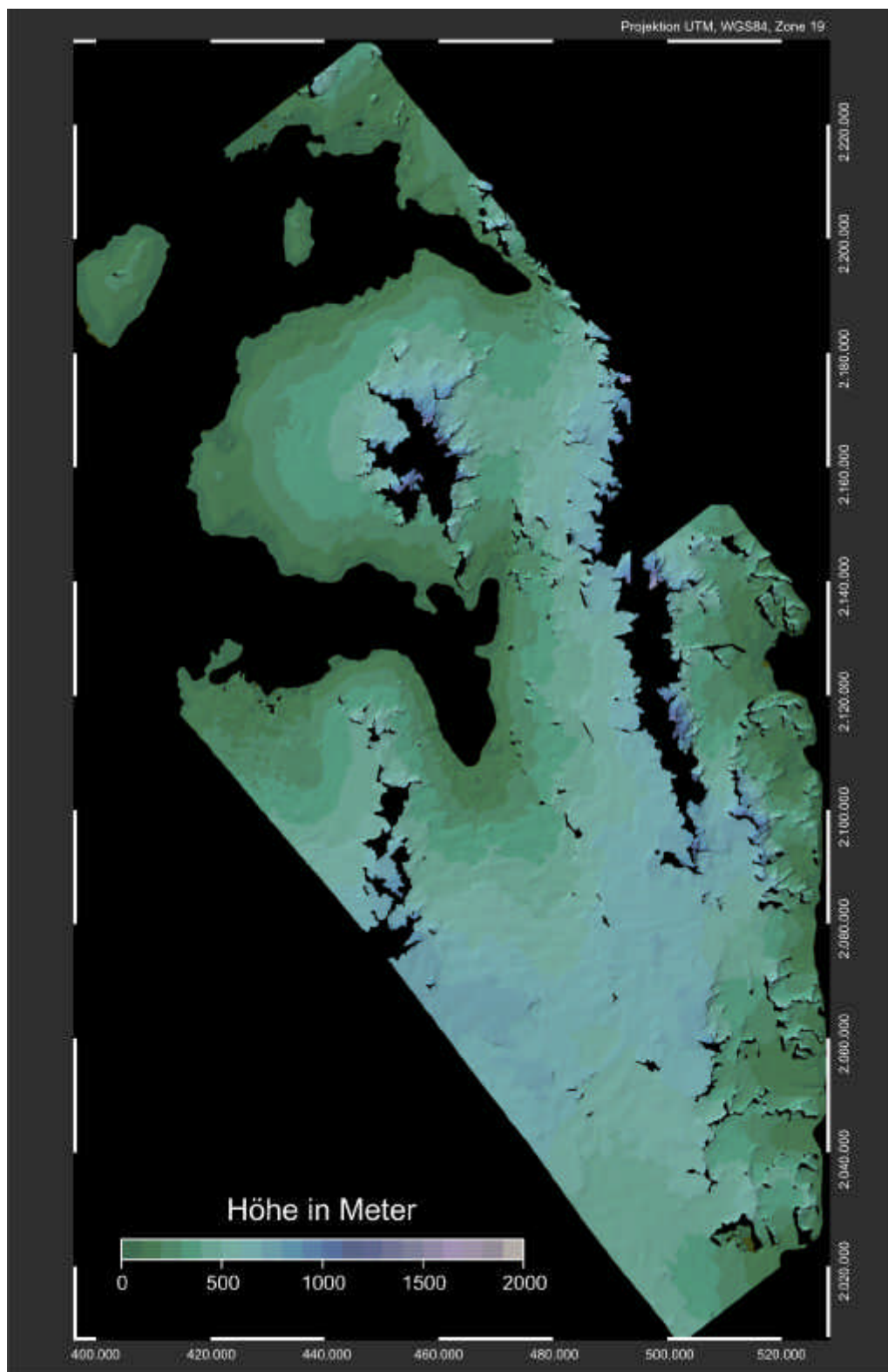


Abb. 39: Colorierte Reliefdarstellung, InSAR Höhenmodell, Bereich um Schubert Inlet, eigene Darstellung

Das radarinterferometrische Höhenmodell (Abb. 39) für Alexander Island um das größere Gebiet des Schubert Inlet wird anhand von Höhenwerten, die den GLAS Tracks entnommen werden, validiert und zusätzlich mit zwei anderen digitalen Höhenmodellen, dem RAMP DEM und dem Antarctic DEM, verglichen. Das RAMP DEM basiert auf inhomogenen Quellen, vorwiegend auf Kartenmaterial unterschiedlicher Maßstäbe. Es wird mit einer räumlichen Auflösung von 200 m bereitgestellt und seine vertikale Genauigkeit wird für diesen Raum mit ± 100 m angegeben. Das Antarctic DEM basiert auf den Laseraltimeter Messungen von GLAS (Abb. 36). Seine räumliche Auflösung beträgt 500 m mit einer vertikalen Genauigkeit, die für die Bereiche, die direkt von Tracks abgedeckt werden, im Zentimeterbereich liegt. Für die dazwischen liegenden interpolierten Gebiete werden unterschiedliche Genauigkeiten angegeben.

Für die Validierung des InSAR DEM werden die besten verfügbaren Höheninformationen, die Höhenwerte entlang der GLAS Tracks, verwendet. Dabei ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen, wobei 90% aller Höhenwerte des InSAR DEM in einem Intervall von ± 18 m vertikaler Abweichung von den GLAS Daten liegen. Seltene wesentlich größere Ausreißer sind wohl auf Fehler während der Filterung des Interferogrammes oder auf Schwierigkeiten des Phase Unwrapping entlang von Integrationspfaden mit geringer Kohärenz zurückzuführen. Größere Fehler in den Höhenwerten des GLAS Datensatzes selber können aufgrund der Größenordnung der Messgenauigkeit ausgeschlossen werden. Der Umstand, dass der Radarsensor aufgrund höherer Eindringtiefen andere Rückstreuungszentren als das Laseraltimeter erfasst, ist bei der Erstellung des InSAR DEM von untergeordneter Bedeutung, da kein genereller Offset zwischen den Höhenwerten vorliegt, da das InSAR DEM an die Höhenwerte der GLAS Daten angepasst wird. Allerdings sind Abweichungen von der tatsächlichen Oberfläche aufgrund variierender Eindringtiefen (s. Kapitel 2.3.2 Volumenstreuung und Eindringtiefe) in der Größenordnung von ± 3 m durchaus zu erwarten. Die Verwendung des GLAS Datensatzes zur Validierung steht nicht im Widerspruch zu dessen Verwendung während der Prozessierung zur genaueren Bestimmung der Baseline. Zum einen wird dabei eine mittlere Bahnkurve der Satelliten über die gesamte Szene bestimmt und nicht die radarinterferometrischen Höhenwerte über eine zweidimensionale Funktion an die gemessenen GLAS Höhen angeglichen und zum anderen kann aufgrund der enormen Anzahl der GLAS Datenpunkte eine Reihe von Punkten ausschließlich zur Validierung verwendet werden.

Vergleicht man das InSAR DEM mit den beiden anderen Höhenmodellen wird deutlich, dass es eine Vielzahl von Details enthält, die nicht nur auf die bessere räumliche Auflösung von 50m zurückzuführen sind. Wenn man die Verteilung der Differenzen zwischen dem radarinterferometrischen DEM und den beiden anderen Höhenmodellen betrachtet (Abb. 40), wird klar, dass die angegebenen Höhen insbesondere für das RAMP Modell massiv abweichen. Das RAMP DEM weist generell größere Höhen von im Mittel 94 m aus. Die Varianz ist dabei beachtlich. 90% aller Werte liegen im Intervall von ± 305 m vertikaler Abweichung und Differenzen von mehr als 500 m sind keine Seltenheit. Für das Antarctic DEM liegt die mittlere Abweichung bei lediglich 11 m, diesmal unterhalb des interferometrisch bestimmten DEM. Dabei fallen 90% der Daten in einen Bereich von ± 175 m. Die allgemeine Abweichung von 11 m zwischen Antarctic DEM und InSAR DEM kann keinem der beiden Höhenmodelle zugeordnet werden, da sie sich innerhalb der radarinterferometrischen Messgenauigkeit befindet.

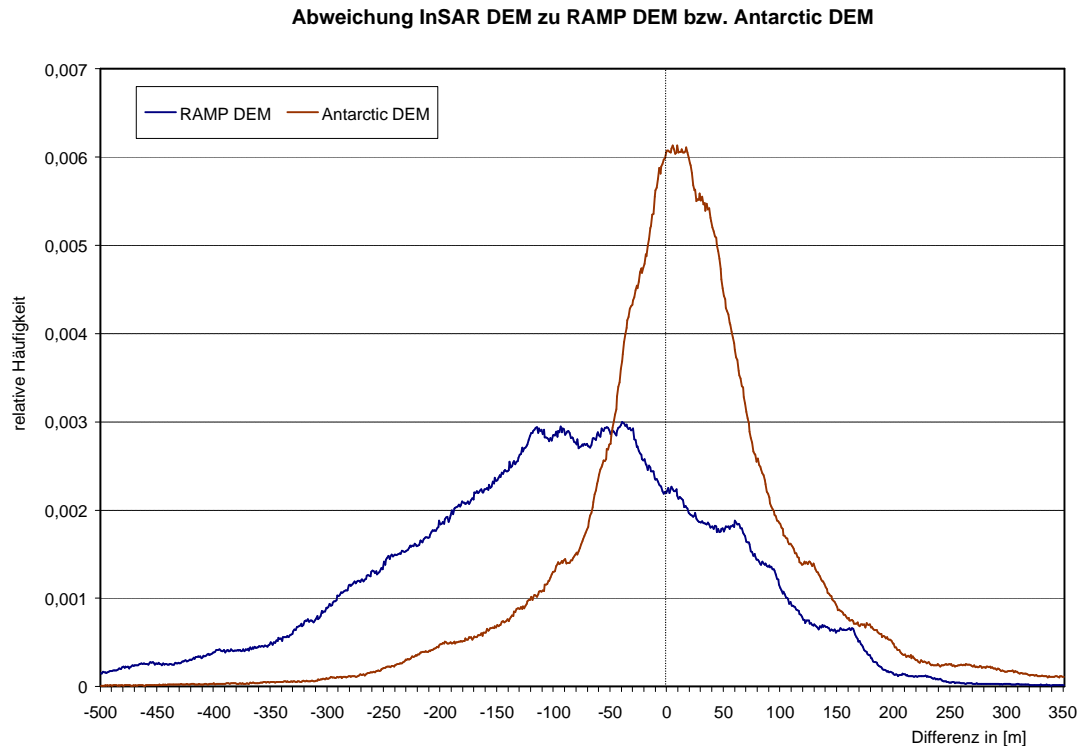


Abb. 40: Verteilung der Höhendifferenzen von InSAR DEM zu RAMP DEM und Antarctic DEM, eigene Darstellung

Betrachtet man die drei Höhenmodelle im direkten Vergleich (Abb. 41) fällt auf, dass das RAMP DEM massive Fehlwerte in kleinen bis mittelgroßen Gebieten aufweist. Das Antarctic DEM erfasst den generellen Verlauf der Höhen wesentlich besser, leidet allerdings unter Artefakten, die auf der linienhaften Erfassung der verwendeten Höhenwerte beruht. Dorsey Island (M1) wird vom Antarctic DEM nicht erfasst. Das RAMP DEM erfasst diese Insel, verlegt ihre höchsten Erhebungen allerdings an den östlichen Rand und gibt maximale Höhen von ca. 450 m anstatt von ca. 250 m laut InSAR DEM an. Der Verlauf der Topographie wird allgemein vom RAMP DEM nur unzureichend erfasst (M2). Für den Bereich am Schubert Inlet (M3) zeigt das RAMP DEM einen Höhenzug, der nicht existiert und erreicht dadurch Fehler im Bereich von 600 m im Vergleich zum InSAR DEM und auch Antarctic DEM, die dort sehr gut übereinstimmen. Im Antarctic DEM hingegen fehlen in Gebieten, in denen keine Tracks zur Verfügung stehen, ganze topographische Strukturen (M4). Diese fehlen auch im InSAR DEM, werden dort aber als Fehlstellen ausgewiesen, während sie im Antarctic DEM nicht von den Bereichen ansonsten guter Qualität unterschieden werden können, was eine verlässliche Aussage über die Qualität des Antarctic DEM für ein bestimmtes Gebiet stark mindert. Das RAMP hat hier seine Stärke, da es überall zumindest einen Anhaltspunkt für die vorliegende Topographie angibt. Im Bereich M5 liegt ein Gebiet größerer Ausdehnung vor, in dem die Höhen des RAMP DEM konstant um 200 m und mehr vom InSAR DEM abweichen. Das Antarctic DEM liegt hier deutlich besser. Generell zeigt das Antarctic DEM auf GLAS Basis eine gute Qualität, kann sich aber von beachtlichen Fehlern aufgrund von fehlenden Daten zwischen den Tracks nicht befreien.

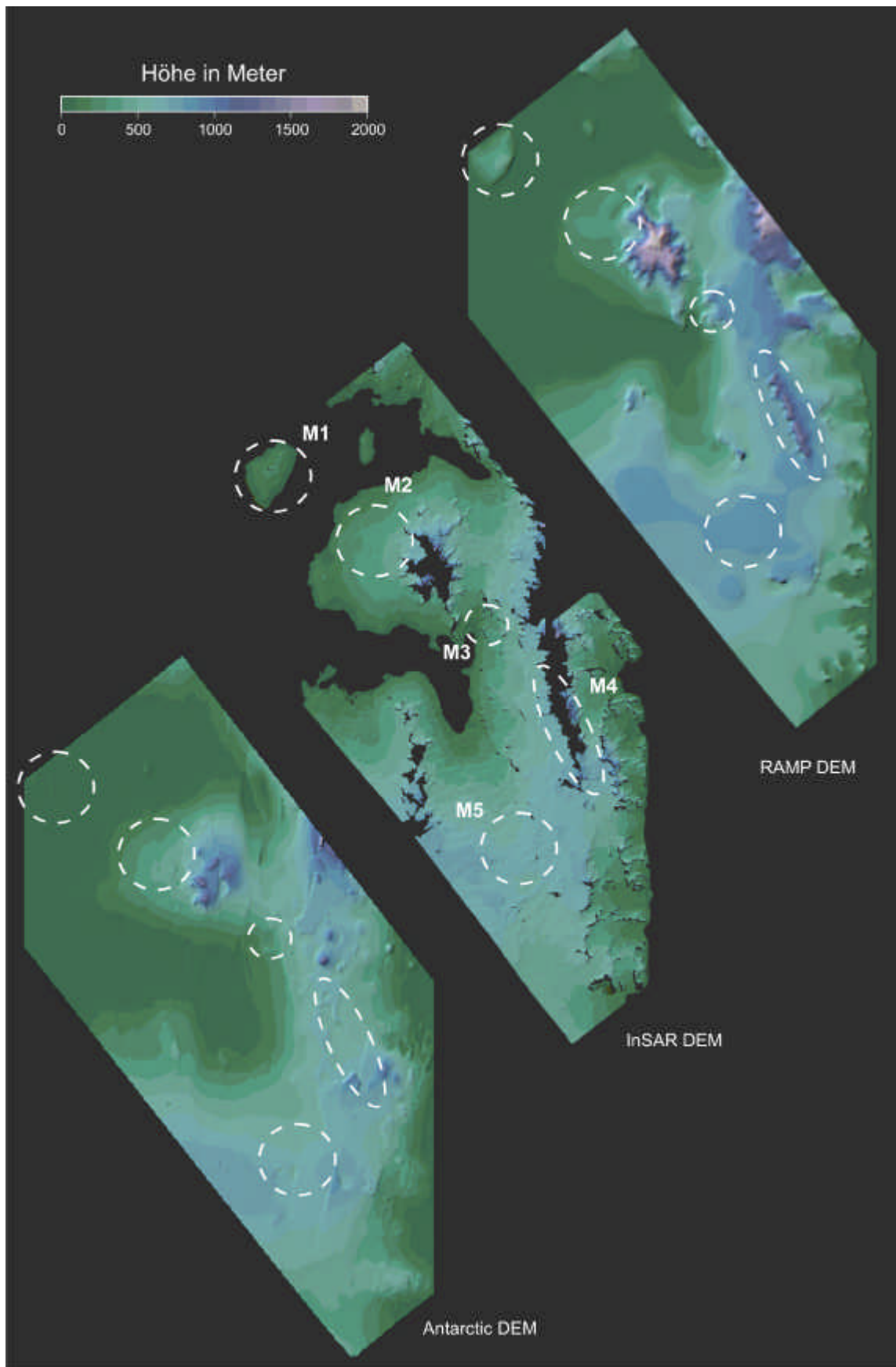


Abb. 41: Vergleich der Reliefdarstellungen des InSAR, RAMP und Antarctic DEM, eigene Darstellung

Die Abbildung 41 veranschaulicht recht deutlich, welche geringe Qualität zur Zeit flächendeckend vorhandene Höhenmodelle im Bereich der Antarktischen Halbinsel haben. Das InSAR DEM stellt somit das beste momentan verfügbare Höhenmodell, mit einer räumlichen Auflösung von 50 m und einer vertikalen Genauigkeit von unter ± 20 m, für den Untersuchungsraum dar.

Ein Ersetzen der ausmaskierten Bereiche des radarinterferometrischen DEM über andere Höhenmodelle wird aufgrund deren minderer Qualität nicht in Betracht gezogen. Gleiches gilt für die Interpolation dieser Gebiete anhand umliegender Höhenwerte aus dem InSAR DEM selber. Diese Bereiche werden gerade deshalb nicht erfasst (Layover), da sich dort die Höhenwerte rasch und stark ändern. Daher würde eine Bestimmung über die umliegenden Gebiete prinzipiell zu einer zu niedrigen Einschätzung der Höhen und zu Fehlern weit über die ansonsten zutreffende vertikale Genauigkeit hinaus führen.

5.3.2. Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher

Das erstellte Geschwindigkeitsfeld für die Gletscher auf Alexander Island im größeren Gebiet um das Schubert Inlet (Abb. 42) kann nicht mit externen Daten validiert werden, da für diesen Raum keine zur Verfügung stehen. Allerdings kann eine Abschätzung des Fehlers vorgenommen werden, indem Regionen betrachtet werden, die keiner Bewegung unterliegen. Bereiche ohne Gletscher, die über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt sind, zeigen im Mittel Geschwindigkeiten von ca. 5 m/a - 8 m/a. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die ermittelten Geschwindigkeiten mit einer Genauigkeit von ca. 10 m/a zutreffend sind. Aufgrund der eingesetzten interferometrischen Methodik handelt es sich um einen konstanten Fehlerwert, der nicht von der Höhe der gemessenen Geschwindigkeit abhängt. Somit ist die relative Genauigkeit für schnell fließende Gletscher wesentlich höher und liegt beispielsweise bei 200 m/a bei ca. 5%.

Die Verteilung der erfassten Gletscher stimmt mit den Strukturen, die in optischen Aufnahmen und Radaraufnahmen erkannt werden, überein, wobei eine Vielzahl langsamer Gletscher bisher nicht auszumachen sind und nur über die InSAR Methodik nachgewiesen werden können.

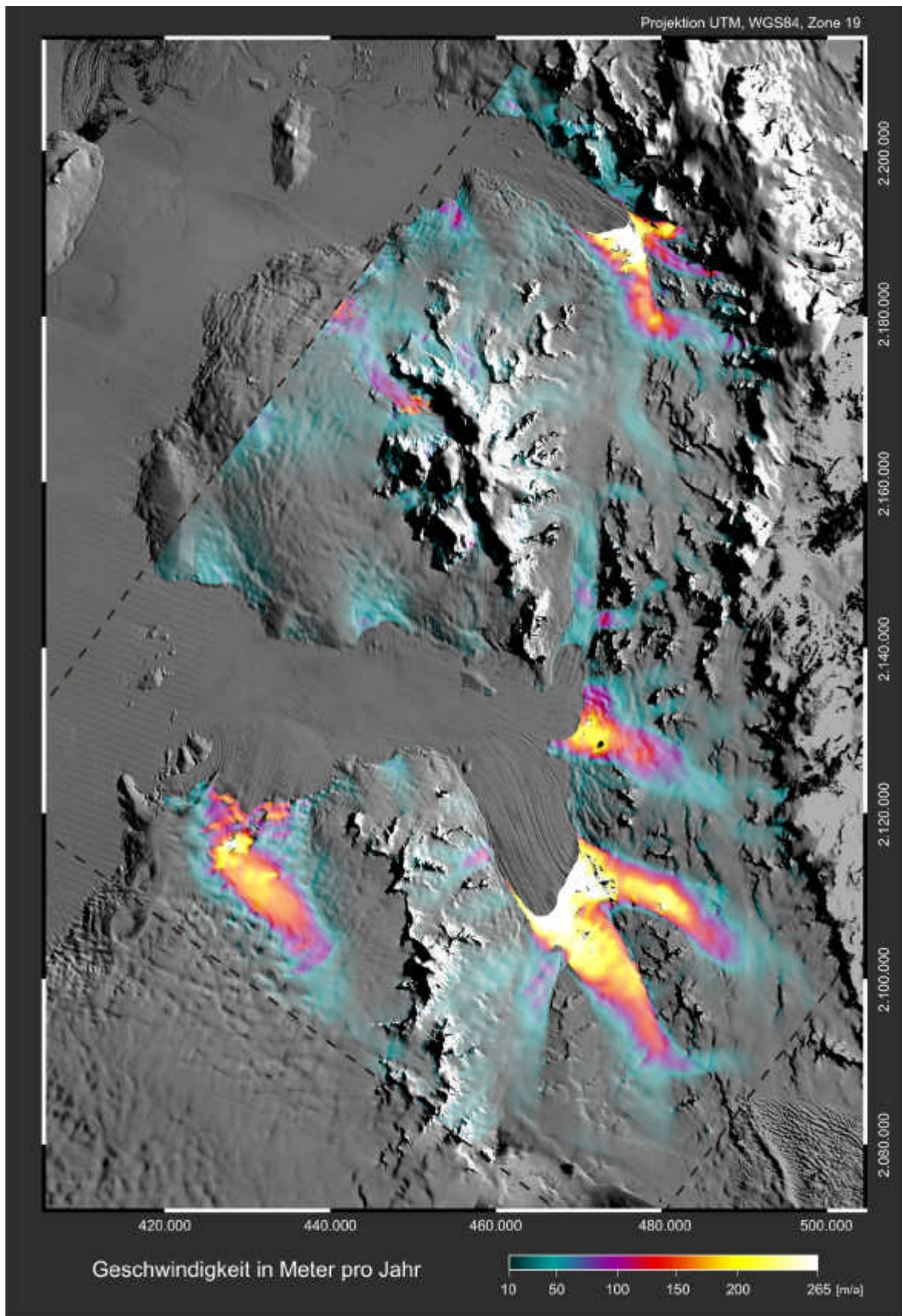


Abb. 42: InSAR Geschwindigkeitsfeld der Zuflussgletscher im Bereich Schubert / Haydn Inlet, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung

5.3.3. Grounding Line

Zum besseren Verständnis der erkennbaren Muster in den Interferogrammen im Bereich des Überganges vom Festland zum Schelfeis (Grounding Line) dient die folgende schematische Darstellung (Abb. 43).

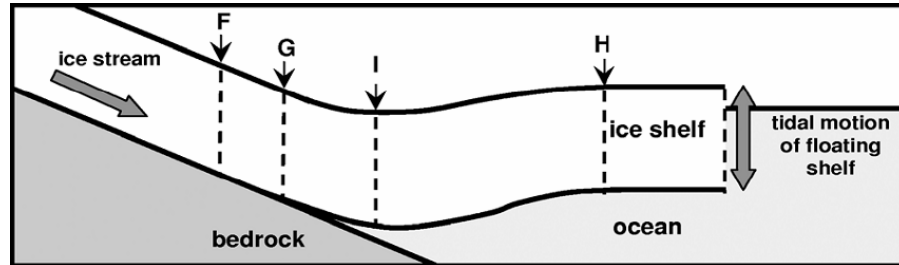


Abb. 43: Schematische Darstellung der Grounding Line [Fricker und Padman 2006]

Wie dieser Übergangsbereich interferometrisch erfasst wird, wird zusätzlich anhand eines Ausschnittes aus einem Quadrupel Interferogramm (Abb. 44) gezeigt. In dieser Abbildung verlaufen

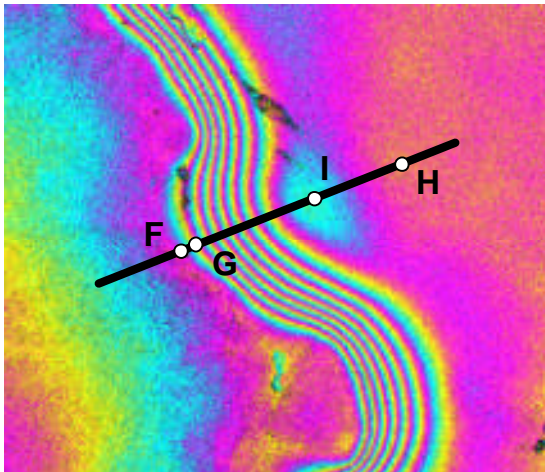


Abb. 44: Quadrupel Interferogramm (T8b-T1b) im Bereich der Grounding Line, eigene Darstell.

die auf Topographie basierenden Fringes auf dem Festland im linken Bereich entgegen des Verlaufs innerhalb des auf dem Tideneffekt basierenden Fringebelt. Ein solches Interferogramm wird gewählt, um den Beginn des Dominierens des Einflusses des Tideneffektes am Punkt F im Interferogramm besser hervorzuheben. Landeinwärts des Punktes F erfährt der Eisstrom aufgrund der Tidenänderung keinerlei vertikale Bewegung. Der Punkt G markiert die erste Stelle ab der das Eis zu einem bestimmten Zeitpunkt aufschwimmt und dadurch der Eiskörper gebogen wird (Flexure). Die vertikalen Änderungen, die bereits im Bereich zwischen F und G auftreten, obwohl dort nie ein Aufschwimmen des Eises stattfindet, basieren auf elastischen Deformationen. Diese schlagen sich im Interferogramm nieder und sind auf das Einwirken des Tideneffektes auf das Schelfeis weiter vorne zurückzuführen. Der Punkt H markiert die Stelle an dem sich das Schelfeis im Schwimmgleichgewicht befindet und stellt damit zugleich den seewärts gerichteten letzten Punkt dar, bis zu dem eine unterschiedliche Änderung der vertikalen Bewegung des Schelfeises erkennbar wird. Alle weiter entfernt liegenden Gebiete erfahren die gleiche Auslenkung, diese ist allerdings aufgrund räumlich gleichbleibender vertikaler Änderung nicht im Interferogramm zu erkennen. Der sich von F bis H erstreckende Bereich wird auch als Flexure Zone bezeichnet und ist im Interferogramm eindeutig auszumachen. Die Ausdehnung dieser Flexure Zone ist von verschiedenen Faktoren, wie Temperatur, Dicke und Struktur des Eises als auch der Topographie des Untergrundes, abhängig [Holdsworth 1977]. Dieser Bereich wird in der Literatur zum Teil auch als Grounding Zone bezeichnet, um klar zu machen, dass es sich dabei nicht um eine feste Linie handelt, bei der der Übergang zum Schelfeis erfolgt, und deren Lage dazu noch abhängig ist von der Höhe der Tide. Der landeinwärts liegende Beginn des Fringe Belt, Punkt F, wird auch als Hinge Line bezeichnet und ist der Bereich in Interferogrammen, der vorwiegend bestimmt wird [Rignot 1996], da hier der vertikale Einfluss auf-

grund Gezeiten bedingter Positionsänderungen zwischen den Aufnahmen, der in doppelt differenzierten Interferogrammen bestimmt werden kann, zum Erliegen kommt. Der Punkt I bezeichnet den Inflexion Punkt, die Stelle, an der der Eiskörper seine maximale Auslenkung erfährt. Dieser liegt aufgrund von longitudinalem Druck durch den Eisstrom [Fricker und Padman 2006] unterhalb des hydrostatischen Levels.

Das Bestimmen der Hinge Line aus verschiedenen doppelt differenzierten Interferogrammen des Untersuchungsgebietes führt zur erfassten Grounding Line in Abbildung 45. Es ist anzumerken, dass die Hingeline prinzipiell aufgrund ihrer Entstehung weiter landeinwärts liegt als die tatsächliche Grounding Line, die Linie, ab der das Schelfeis beginnt aufzuschwimmen. Eine direkte Ableitung der Grounding Line, Punkt G, aus einem Interferogramm ist nicht möglich. Eine genauere Bestimmung kann allerdings durch den Einsatz eines Modells entsprechend einer elastischen Deformation erreicht werden [MacAyeal et. al. 1998]. In der vorliegenden Arbeit wird kein Modell zur Ableitung der genauen Position der Grounding Line eingesetzt. Stattdessen wird der Unterschied zwischen Hinge und Grounding Line dadurch kompensiert, dass die Grounding Line nicht direkt an den Punkt des ersten erkennbaren Einflusses des Tidensignals gelegt wird, sondern weiter Richtung Schelfeis, an einen Punkt, an dem der Tideneinfluss die gesamte Phaseninformation dominiert. Die Grounding Line kann mit diesem vereinfachten Verfahren lediglich mit einer räumlichen Genauigkeit von ca. 300 m bestimmt werden, deckt sich aber im Wesentlichen mit dem Verlauf der Grounding Line, die aus der Antarctic Digital Database (ADD) [ADD V4.1] entnommen wird. Die Aussagen in der ADD stützen sich primär auf Kartenmaterial des British Antarctic Survey (BAS) und auf Auswertungen von Landsat Aufnahmen. Trotz der einfachen Bestimmungsmethode des Digitalisierens der Position der Grounding Line aus doppelt differenzierten Interferogrammen, wird deren Verlauf in größeren Bereichen des Wilkins Schelfeises korrigiert. Im südlichen Teil des Schubert Inlet unterschätzt die ADD die Größe des Schelfeises um ca. 200 km². Im Bereich des Haydn Inlet wird in zwei Gebieten, eines am östlichen Rand mit ca. 35 km² und eines am nördlichen Rand mit ca. 90 km², die Grenze des Schelfeises aufgrund einer fehlerhaften Grounding Line nicht korrekt erfasst. Dadurch wird allein in diesem Teilgebiet die Größe des Wilkins Schelfeises um ca. 325 km² unterschätzt, was mehr als 2% seiner gesamten Ausdehnung entspricht.

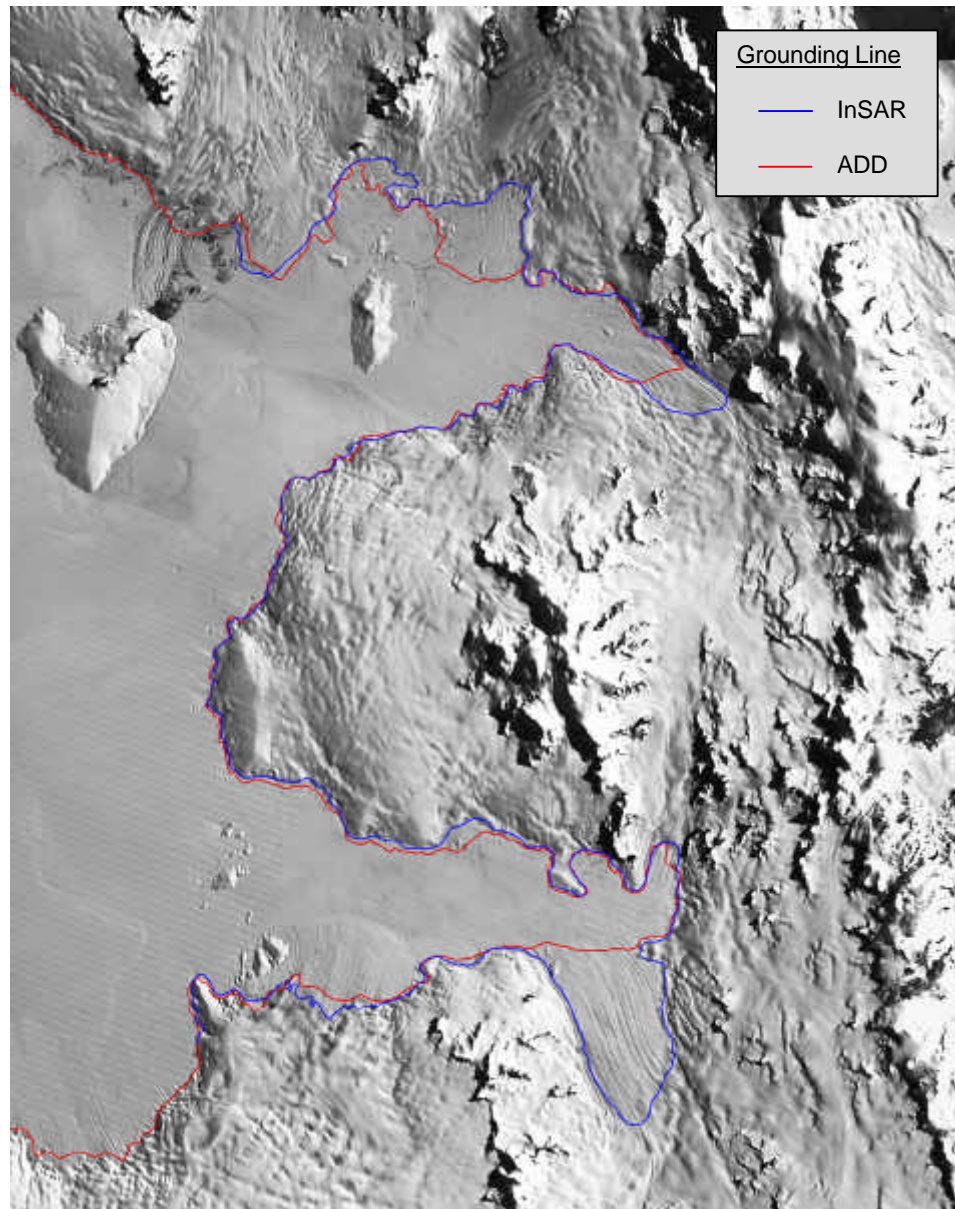


Abb. 45: Grounding Line aus InSAR und ADD im Bereich Schubert / Haydn Inlet, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung

5.3.4. Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises

Die Bestimmung der Geschwindigkeiten von Schelfeisen wird, wie bereits erwähnt, vorwiegend über Tracking Verfahren vorgenommen. Die erreichte Genauigkeit liegt bei der signifikant geringeren räumlichen Auflösung dieser Verfahren bei ca. 50 m/a. Für die vorliegende Arbeit kann hingegen aufgrund des rein interferometrischen Ansatzes eine Genauigkeit im Bereich von 10 m/a erzielt werden.

Die Validierung des Geschwindigkeitsfeldes (Abb. 46) anhand von *in situ* Messungen ist, wie bereits dargelegt, nicht möglich. Daher erfolgt hier eine Abschätzung der möglichen Fehlergrößen.

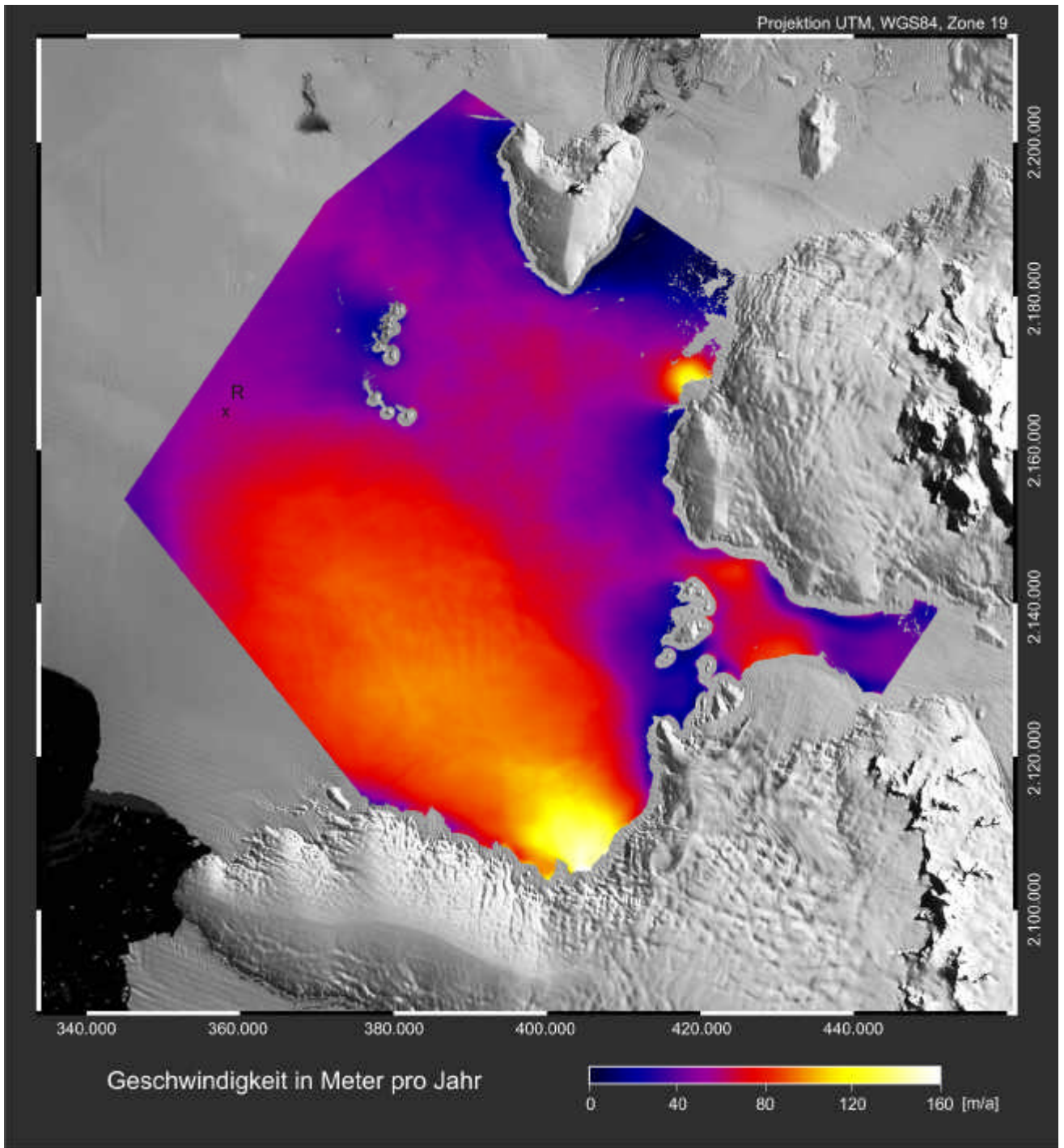


Abb. 46: InSAR Geschwindigkeitsfeld vom südlichen Teil des Wilkins Schelfeises, über Landsat Aufnahme 1995, eigene Darstellung, R: Lage des Referenzpunktes

Die Höhenunterschiede auf dem Schelfeis liegen im Untersuchungsgebiet lediglich bei maximal 20 m. Aufgrund der nicht möglichen Kompensation des topographischen Anteils, wie im Kapitel zur Prozessierung 5.2.4. Geschwindigkeitsfeld des Schelfeises dargelegt, ergibt sich daraus ein maximaler Fehler bezüglich der interferometrisch ermittelten Geschwindigkeit für die descending Komponente von ca. 10 m/a. Ein unterschiedlicher Einfluss der Gezeiten auf verschiedene Bereiche des Untersuchungsraumes kann ausgeschlossen werden. Man betrachte dazu ein doppelt diffe-

renziertes Interferogramm (Abb. 47), das eine außerordentlich hohe vertikale Änderung der Lage des Schelfeises von ca. 97 cm verzeichnet, was am äußerst dichtgedrängten Fringe Belt mit ca. 33 Zyklen zu erkennen ist. Auf dem Schelfeis selber ist jedoch kein räumliches Muster aufgrund unterschiedlich starker vertikaler Bewegungen, trotz des enormen Tidenumfangs, auszumachen. Die Unterschiede belaufen sich lediglich auf einen halben Fringe, was ca. 2% der Gesamtdifferenz entspricht. Somit kann das Schelfeis als eine Ebene betrachtet werden, die gleichmäßig auf den Tideneffekt reagiert, der sich damit konstant im Interferogramm niederschlägt und daher keinen Einfluss auf die Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten hat. Der Fehler aufgrund von Topographie und Tiden-signal auf das Geschwindigkeitsfeld kann daher mit maximal ca. 10 m/a angegeben werden. Bei der Projektion der Bewegungskomponenten entstehen keine weiteren Fehler, da das Schelfeis, wie erwähnt, als eine Ebene betrachtet werden kann. Es sei angemerkt, dass die Verlässlichkeit der ermittelten Fließgeschwindigkeiten mit der Güte des erwähnten Referenzpunktes steht und fällt. Eine Änderung der Geschwindigkeit im Zeitraum bis zur interferometrischen Erfassung Mitte der 1990'er Jahre würde eine Änderung des Geschwindigkeitsfeldes mit sich bringen. Die aus Landsat Aufnahmen ermittelte Fließrichtung für das Jahr 1995 in der Nähe des verwendeten Punktes deckt sich exakt mit der aus dem Jahr 1972. Daraus wird auch auf eine unveränderte Geschwindigkeit in gleicher Höhe geschlossen. Es besteht jedoch keine Möglichkeit dies zu überprüfen und die Verwendung des Referenzpunktes ist, wie bereits dargelegt, unumgänglich, da ansonsten das Geschwindigkeitsfeld nicht erstellt werden kann. Die angegebene Genauigkeit von 10 m/a kann in jedem Fall als gesichert für relative Abweichungen innerhalb des Geschwindigkeitsfeldes angegeben werden. Die sich ergebenden Fließmuster entsprechen denen in optischen Aufnahmen gefundenen Fließrichtungen und decken sich mit Strukturen, wie Ice Rises im zentralen Bereich des Schelfeises, hinter denen sich die Geschwindigkeiten erheblich verlangsamen. Die Positionen der Einströme von Gletschern werden genau erfasst. Die Muster im Bereich des Einfließens des größeren Gletscherfeldes von Süden in das Schubert Inlet und das starke Absinken der Geschwindigkeiten am Ausgang des Schubert Inlet aufgrund der Weitung des Schelfeises sind plausibel. Die Höhen der Geschwindigkeiten stimmen mit den von [Vaughan et. al. 1993] im Bereich von 30 m/a bis 90 m/a angegebenen gut überein. Sie werden jedoch für 90% des erfassten Gebietes insgesamt leicht nach oben, auf Werte von 35 m/a bis 105 m/a korregiert. In kleineren Bereichen, insbesondere am Rande des Schelfeises, an dem größere Eisströme einfließen, werden Geschwindigkeiten bis 175 m/a gemessen. Es zeigt sich, dass der Einstrom von Alexander Island südwestlich des Schubert Inlet (Lewis Icefield) den dominierenden Inputfaktor für das Schelfeis darstellt, was sich mit den Aussagen von [Vaughan et. al. 1993] deckt. Die Geschwindigkeiten am Ausgang des Haydn Inlet sind hingegen vernachlässigbar.

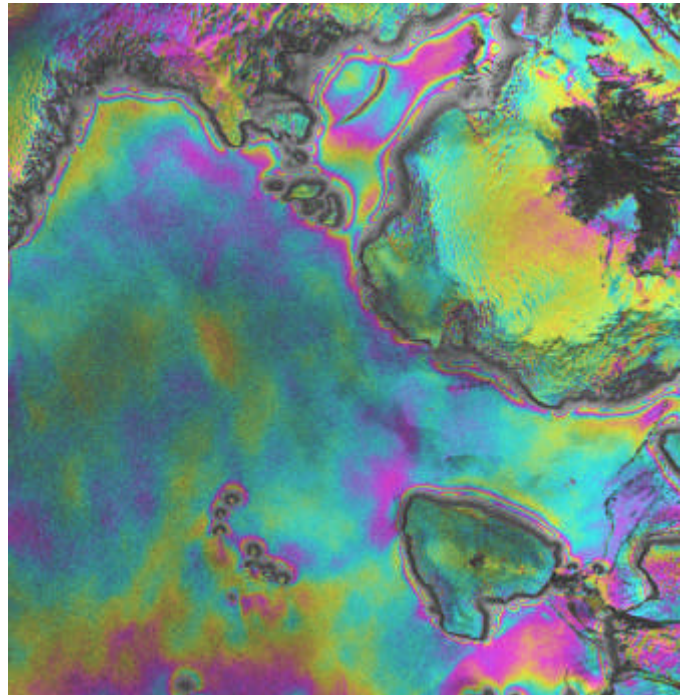


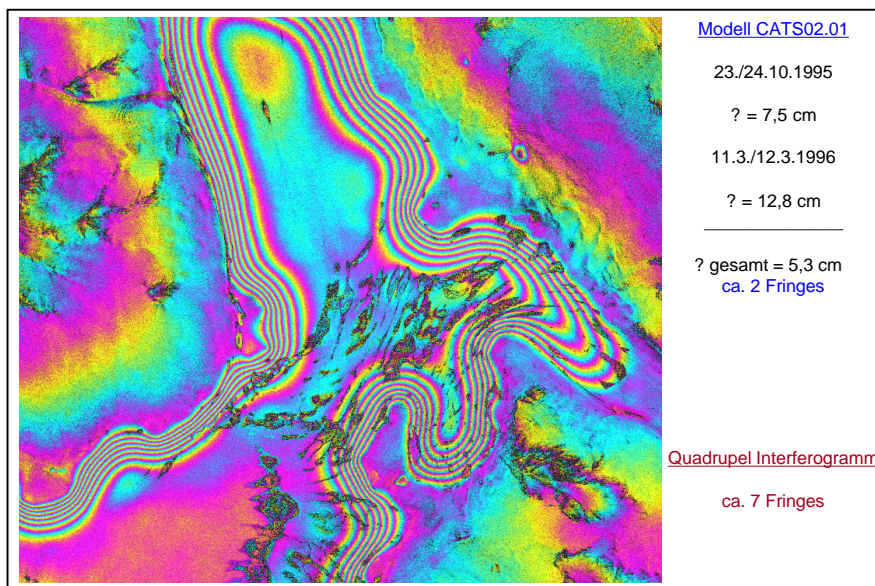
Abb. 47: Quadrupel Interferogramm (I6-I4), Baseline: -7m, eigene Darstellung

5.3.5. Tidenmodell vs. InSAR

Die Verwendung von doppelt differenzierten Interferogrammen erlaubt es eine Aussage über den Umfang der Tidenänderung zu treffen. Das doppelt differenzierte Interferogramm enthält ausschließlich Höheninformationen und Bewegungskomponenten aufgrund des in verschiedenen Zeiträumen unterschiedlichen Tideneffektes (Abb. 48/ Abb. 49). Komponenten aufgrund horizontaler Fließbewegungen sind nicht mehr enthalten, da diese in beiden Interferogrammen identisch sind und sich somit eliminieren. Die Anzahl der Zyklen im Fringe Belt (dTide) entspricht der Änderung zwischen den Tidenständen der vier verwendeten Aufnahmen (A1 bis A4)

$$dTide = (Tide_{A1} - Tide_{A2}) - (Tide_{A3} - Tide_{A4})$$

Es werden folgend zwei exemplarische Vergleiche aus dem Bereich des Schubert Inlet aufgeführt, bei denen Tidenstände aus dem beschriebenen Tidenmodell CATS02.01 den radarinterferometrisch ermittelten, vertikalen Positionsänderungen des Schelfeises, gegenübergestellt werden.



Im ersten Beispiel (Abb. 48) ergeben die Berechnungen nach dem Tidenmodell für die vier Aufnahmezeitpunkte eine vertikale Höhendifferenz von insgesamt 5,3cm, was in etwa 2 Fringes entspricht. Im zugehörigen Quadrupel Interferogramm, basierend auf den vier Aufnahmen zu diesen Zeitpunkten, sind 7 Fringes zu erkennen, was einer vertikalen

Abb. 48: Doppelt differenziertes Interferogramm (T1b – T8b)

Positionsänderung des Schelfeises von ca. 20 cm entspricht. Im zweiten Beispiel (Abb. 49), gebildet aus drei aufeinander folgenden Aufnahmen, berechnet sich nach dem Tidenmodell eine Differenz von -5,3 cm (ca. -2 Fringes). Im Interferogramm wird hingegen eine Differenz von ca. -34 cm (-12 Fringes) gemessen.

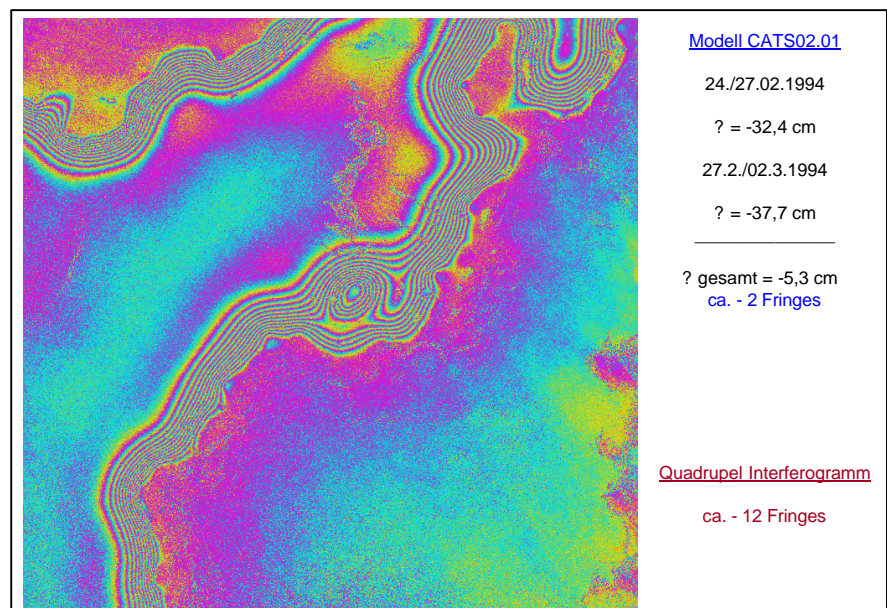


Abb. 49: Doppelt differenziertes Interferogramm (I2 – I3)

Beide Beispiele zeigen eindrücklich, dass eine Bestimmung des Tideneffektes, der in den vorliegenden Interferogrammen auf dem Schelfeis erfasst wird, anhand des Tidenmodells nicht tragbar ist. Die aufgeführten Abweichungen von 2 zu 5 Fringes bzw. -2 zu -12 Fringes würden die abgeleiteten Ergebnisse massiv verfälschen, da jegliche Fehlbestimmung eines Parameters, in dem Fall die vertikale Bewegung aufgrund des Tideneffektes, direkt zu Fehlern in den anderen im Interferogramm enthaltenen Parametern, horizontale Geschwindigkeiten und Höheninformation, führt.

Folgende Gründe sind für diese Abweichungen möglich: Die Genauigkeit des Tidenmodells wird für den Bereich um Alexander Island mit ca. 4 cm angegeben [Shepherd und Peacock 2003]. Bei der Verwendung von 3 bzw. 4 Aufnahmen und damit Zeitpunkten zur Erstellung eines doppelt differenzierten Interferogrammes können sich somit insgesamt deutlich höhere Abweichungen zwischen Interferogramm und Tidenmodell ergeben. Einen weiteren Einfluss hat der Zustand der Atmosphäre auf den gemessenen Tidenstand. Dieser nennt sich 'inverser barometrischer Effekt'. Die isostatische Anpassung der Ozeanoberfläche an Änderungen des Luftdrucks liegt bei ca. 1cm für 1 hPa Druckunterschied. Eine Druckabweichung von ca. 30 hPa aufgrund eines typischen Polarstiefs führt zu einem Meeresspiegelanstieg von ca. 30 cm. Es gibt Anhaltspunkte aus der differentiellen Radarinterferometrie, dass der inverse barometrische Effekt eine wichtige Komponente für Höhenabweichungen trotz erfolgter Bereinigung des Tideneffektes auf Schelfeisen [Rignot et. al. 2000] ist. Des Weiteren kann unter Umständen die komplexe Topographie des Ozeanbodens unter dem Wilkins Schelfeis eine Abweichung in den vorhergesagten Tidenständen bewirken. Unterschiede aufgrund eines abweichenden Verhaltens des Schelfeises im Bereich des Inlet können ausgeschlossen werden, da unterschiedliche Tideneinflüsse zum Rest des Wilkins Schelfeises weit unter 5% liegen (Abb. 47).

Trotz allem sind die über das Modell bestimmten Tidendifferenzen nicht in ausreichender Übereinstimmung mit den tatsächlich ermittelten Differenzen aus den radarinterferometrischen Messungen für das Untersuchungsgebiet und erlauben somit nicht die Eliminierung des Tidensignals aus den Interferogrammen anhand des Tidenmodells. Dies gilt ebenso für durchgeführte Untersuchungen anhand eines regionalen, ausschließlich für die Antarktische Halbinsel erstellten, Tidenmodells [Padman et. al. 2004], das zu den gleichen signifikanten Abweichungen im Vergleich zu den InSAR Ergebnissen führt.

5.3.6. Qualitative Ergebnisse

In den verfügbaren Interferogrammen können bestimmte Strukturen wie Ice Rises bzw. Ice Rumples und der komplexe Verlauf der Grounding Line im Bereich von Inlets identifiziert werden. Außerdem ist es möglich aufgrund eines hohen zeitlichen Abstandes zwischen zwei Interferogrammen auf Änderungen der Grounding Line und der Geschwindigkeit der Zuflussgletscher zumindest qualitativ zu schließen.

Bei Ice Rumples handelt es sich um topographische Erhebungen im Ozeanbett, die so hoch sind, dass das Schelfeis bei niedrigem Tidenstand auf diesen Rumples zum Aufliegen kommt. Ice Rumples können nur sehr schwer bis gar nicht anhand von Merkmalen an der Oberfläche des Schelfeises nachgewiesen werden (Abb. 50). Doppelt differenzierte Interferogramme können hier eingesetzt werden. Darüber hinaus erlauben sie eine klare Abgrenzung von Bereichen, die aus dem Schelfeis herausragen, Ice Rises, (Abb. 50). Die Bestimmung des Verlaufes der Grounding Line ist über radarinterferometrische Techniken ebenfalls wesentlich leichter (Abb. 51).

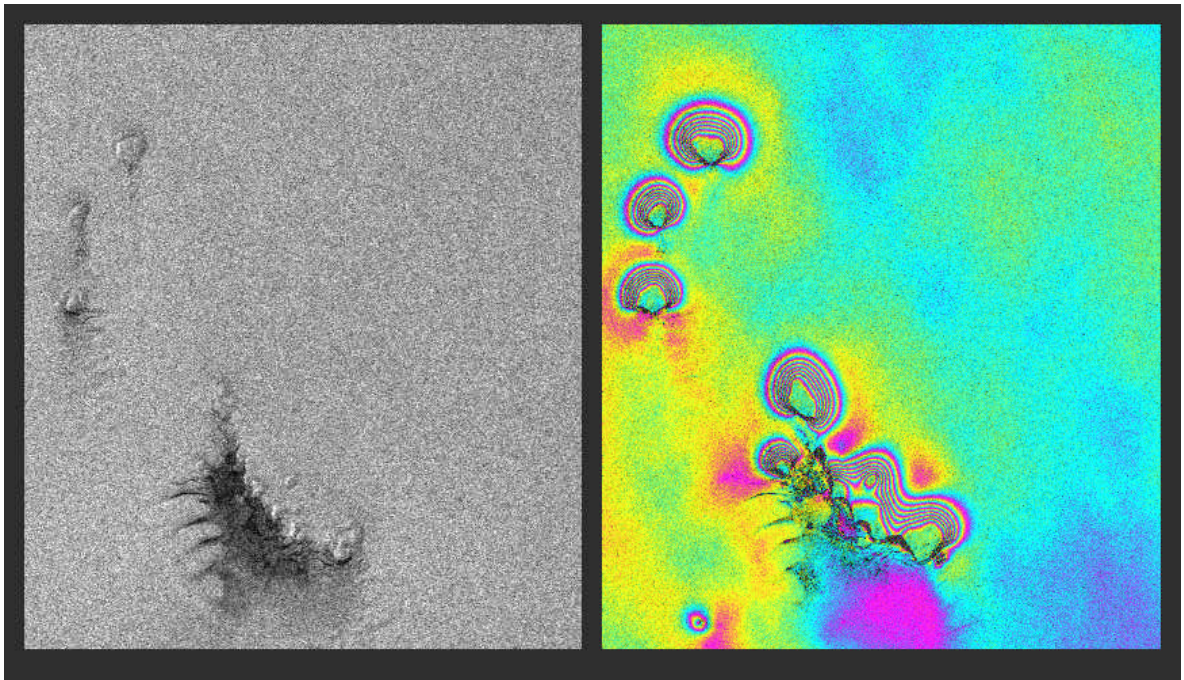


Abb. 50: Amplitudenbild vom 11.3.1996, Quadrupel Interferogramm (T1b – T8b), Bereich Wilkins Schelfeis, eigene Darstellung

Der in der linken unteren Ecke des Interferogrammes befindliche Ice Rumpel ist im zugehörigen Amplitudenbild nicht zu erkennen. Ice Rumples sind im Interferogramm daran zu erkennen, dass sie nicht von der gleichen Anzahl an Fringes umlagert werden wie die Ice Rises. Dies liegt daran, dass das Schelfeis über einem Ice Rumpel zumindest eine gewisse vertikale Bewegung erfährt, bis es zum Aufliegen kommt und somit die vertikale Bewegungsdifferenz zwischen umgebendem Schelfeis und Ice Rumpel kleiner ist als zwischen den keiner vertikalen Bewegung unterliegenden Bereichen der Ice Rises und ihrer Umgebung.

Die Grounding Line in einem Gebiet mit solch differenzierter Topographie, wie beispielsweise im Bereich des Haydn Inlets (Abb. 51), verlässlich zu erheben, ist mit Hilfe von optischen oder auch einzelnen Radaraufnahmen so gut wie nicht möglich. Erst durch die Verwendung von doppelt differenzierten Interferogrammen erschließt sich die ganze Komplexität der vorhandenen Strukturen und erst so wird deren räumliche präzise Lokalisierung machbar.

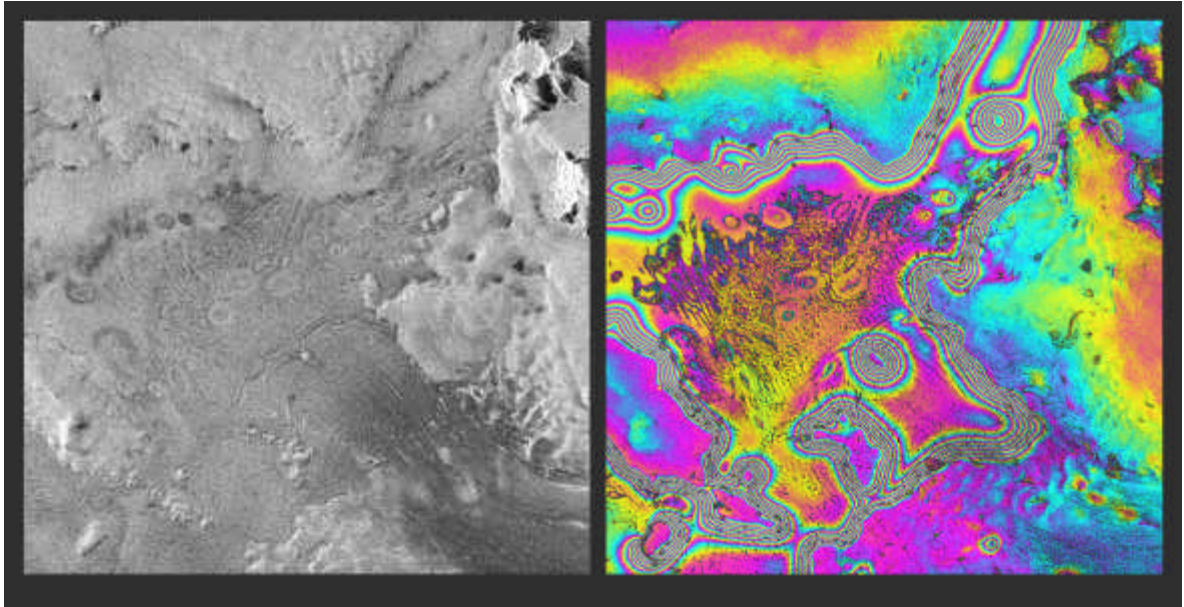


Abb. 51: Amplitudenbild vom 11.3.1996, Quadrupel Interferogramm (T1b – T8b), Bereich Haydn Inlet, eigene Darstellung

Radarinterferometrische Untersuchungen über lange Zeitspannen können bei Verfügbarkeit der entsprechenden Aufnahmen, was nur selten gegeben ist, mögliche Änderungen im Bereich der Grounding Line, aber auch Veränderungen der Geschwindigkeiten von Gletschern aufzeigen.

Abbildung 52 zeigt die Grounding Line im Bereich des Schubert Inlet und eines Teils des Haydn Inlet. Dabei sind Zeitdifferenzen ab Oktober 1995 von einmal ca. 5 Monaten und einmal ca. 5,3 Jahren zum Einsatz gekommen. Im Quadrupel Interferogramm aus den Jahren 1995/1996 ist der Fringebelt klar zu erkennen. Für das Quadrupel Interferogramm über den Zeitraum 1995/2000 ist kein Fringebelt mehr zu erkennen, was darauf hindeutet, dass sich die Grounding Line zwischen 1996 und 2000 verändert hat. Wie sie sich geändert hat, kann jedoch nicht bestimmt werden, da die Methodik darauf basiert, dass über die Zeiträume der einzelnen Interferogramme die gleiche horizontale Bewegung vorliegt, sich also keine Fließgeschwindigkeiten geändert haben. Dies scheint hier nicht der Fall zu sein, da nur so das Verschwimmen des Fringebelt auch im Bereich des Haydn Inlet zu erklären ist. Eine genauere Untersuchung dieses Phänomens ist aufgrund des Fehlens jeglicher weiterer brauchbarer Interferogramme nach 1996 für dieses Gebiet leider nicht möglich. Somit kann nur die Aussage getroffen werden, dass sich im Bereich der Grounding Line die Fließgeschwindigkeiten und möglicherweise auch die Lage der Grounding Line geändert haben müssen. Insbesondere Änderungen des Zustandes in der Nähe der Grounding Line können Einfluss auf die Fließgeschwindigkeit der Gletscher in einer beträchtlichen Entfernung von hundert und mehr Kilometern vor Erreichen der Grounding Line haben und somit deutliche Anzeichen für Veränderungen des Zustands der Gletscher sein [Payne und Bamber 2004, Dupont und Alley 2005].

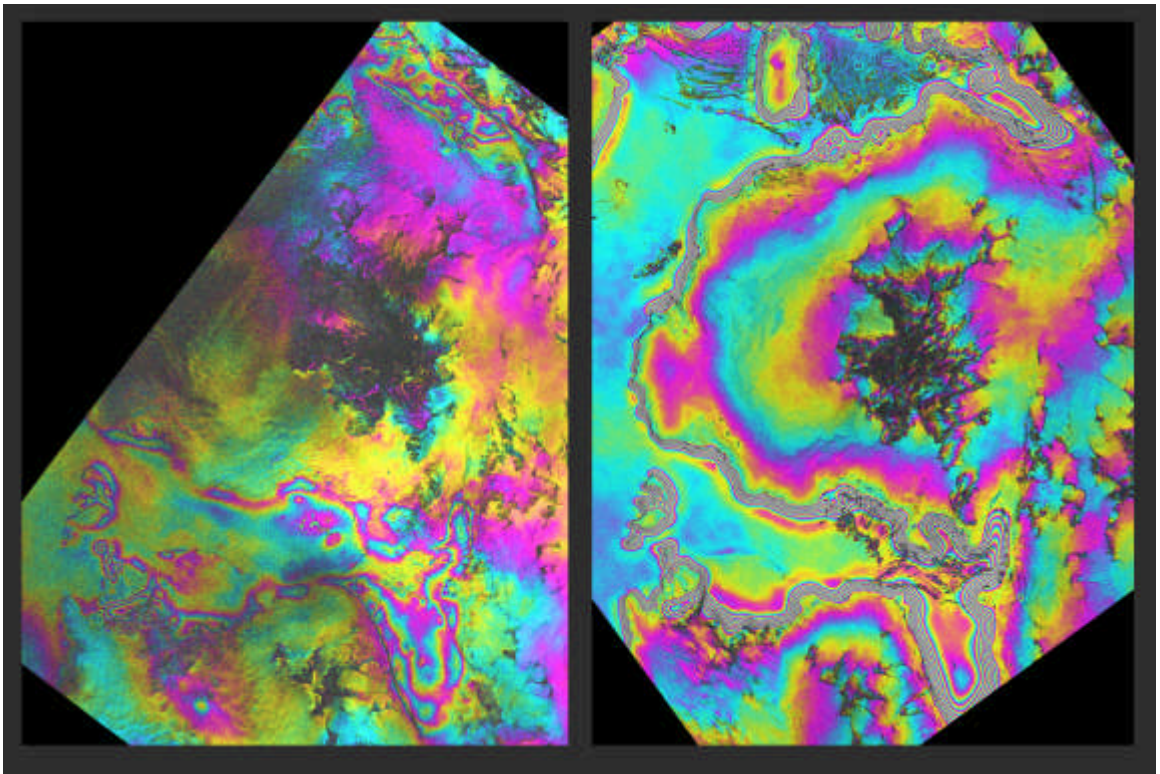


Abb. 52: Quadrupel Interferogramm von 1995-2000 (T2-T10) und von 1995-1996 (T1b-T8b),
Bereich Schubert / Haydn Inlet, eigene Darstellung

ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die differentielle Radarinterferometrie wird in der vorliegenden Arbeit im Wesentlichen dazu verwendet, Höheninformationen und Geschwindigkeiten von Schnee- und Eisoberflächen für zwei Untersuchungsgebiete - *King George Island* und *Wilkins Schelfeis* - auf der Antarktischen Halbinsel zu bestimmen.

Es stellt sich heraus, dass der Einsatz der verwendeten Methodik für Gebiete im Bereich der Antarktischen Halbinsel zu deutlichen Schwierigkeiten aufgrund der sich rasch und stark ändernden Oberflächenbedingungen führt. Es können ausschließlich Interferogramme verwendet werden, die auf Radaraufnahmen in kurzen Zeitabständen basieren. Sensoren wie ASAR, Radarsat-1 oder JERS sind wegen ihrer langen Zeitabstände zwischen den Aufnahmen nicht geeignet. Somit kommen nur Radardaten von ERS-1/2, zudem nur aus bestimmten Phasen der Mission, in Frage. Diese stammen, bis auf wenige Ausnahmen aus Mitte der 1990'er Jahre. Bei den verfügbaren Interferogrammen muss jedoch jedes einzelne erst generiert werden, um absehen zu können, ob und in welchem Maße, es für die weitere Prozessierung geeignet ist. Dies erhöht den Umfang der zu bearbeitenden Daten beträchtlich. Beispielsweise werden für das Untersuchungsgebiet von King George Island 19 Interferogramme erstellt, von denen lediglich 2 in die weitere Auswertung einfließen. Aufgrund der festgestellten raschen Kohärenzverluste und der beobachteten geringen Geschwindigkeiten in den Untersuchungsgebieten werden Tracking Verfahren nicht eingesetzt.

Für das Untersuchungsgebiet *King George Island* sind folgende Datensätze mit Höhen- und Bewegungsinformationen verfügbar. Zum einen liegt ein DEM mit räumlich unterschiedlicher Qualität für die gesamte Insel vor. Zum anderen sind hoch präzise DGPS Messungen der Fließgeschwindigkeit der Eiskappe an ausgewählten Punkten in einem Teilgebiet vorgenommen worden, das in Messkampagnen 1997/1998 und 2004/2005 untersucht wurde.

Es wird ein flächendeckendes Geschwindigkeitsfeld, das den gesamten Untersuchungsraum mit variierender Qualität abbildet, erstellt. Dessen Genauigkeit erreicht, aufgrund der zwingenden Verwendung des genannten Höhenmodells während der InSAR Verarbeitung, lediglich in Bereichen mit präzisen Höheninformationen hohe Werte. Die Validierung, die nur für diese Gebiete anhand der DGPS Geschwindigkeitsmessungen aus den Feldkampagnen möglich ist, ergibt eine Genauigkeit von ± 10 m/a.

Des Weiteren wird ein Höhenmodell für den zentralen Bereich entlang der Eiskappe von King George Island erstellt. Für dieses wird durch eine Validierung über Höhendaten, wiederum aus dem Gebiet der Messkampagnen, eine Genauigkeit von ± 18 m angegeben, die allerdings für das gesamte DEM gültig ist. Damit wird für die bisherigen Bereiche mit niedriger Qualität eine deutliche Verbesserung der Höheninformation erreicht.

Die genannte Verwendungsmöglichkeit von lediglich zwei Interferogrammen erlaubt es nicht, weitere radarinterferometrische Ergebnisse zu produzieren.

Das *Wilkins Schelfeis* ist bisher sowohl mit optischen Aufnahmen als auch Radaraufnahmen untersucht worden. Eine radarinterferometrische Untersuchung erfolgte jedoch bis heute nicht. Es liegen keine quantitativen Ergebnisse über die Geschwindigkeiten, der das Schelfeis speisenden Gletscher vor. Die Fließbewegung des Schelfeises ist bisher in Untersuchungen lediglich abgeschätzt worden. Mit Ausnahme weniger Daten aus Feldkampagnen Anfang der 1970'er Jahre stehen keinerlei *in situ* Messungen zur Verfügung. Alles in allem ist der Kenntnisstand über relevante Größen, wie Akkumulation, Ablation, Topographie und Geschwindigkeit der Zuflussgletscher und des Schelfeises selber, als gering einzustufen.

Im Rahmen dieser Arbeit wird erstmals ein InSAR DEM für einen Bereich von Alexander Island, der die Gebiete der Gletscherzuflüsse zum Schubert und Haydn Inlet umfasst, erstellt. Die räumliche Auflösung des Höhenmodells beläuft sich auf 50 m und es weist eine Höhengenaugigkeit von ± 18 m auf, die über eine Validierung anhand von Laseraltimeter Daten belegt wird. Dies ist im Vergleich zu bisherigen Höhenmodellen mit vertikalen Abweichungen von hunderten von Metern ein nennenswerter Fortschritt. Es wird deutlich, von welcher geringeren Qualität flächendeckende Höhenmodelle für die Antarktische Halbinsel zur Zeit sind, sowohl ihre vertikale Genauigkeit betreffend als auch ihre Möglichkeit, den Verlauf der Topographie korrekt zu erfassen.

Für einen Teil der Zuflussgletscher zum Wilkins Schelfeis werden hier erstmalig Geschwindigkeiten quantifiziert. Die Fließgeschwindigkeiten können mit einer Genauigkeit von ± 10 m/a bestimmt werden. Dies erlaubt nun die Erfassung einer Vielzahl von kleineren langsam fließenden Gletschern. Eine Validierung ist aufgrund fehlender Daten nicht möglich. Stattdessen erfolgt eine Abschätzung der Verlässlichkeit anhand von Gebieten die keine Bewegungen aufweisen können.

Für einen Teilbereich des Wilkins Schelfeises wird in dieser Arbeit zum ersten Mal ein Geschwindigkeitsfeld mit einer relativen Genauigkeit von ± 10 m/a generiert, in dem räumliche Fließmuster hochaufgelöst zu erkennen sind. Eine Validierung kann ebenfalls nicht vorgenommen werden, da erforderliche Daten nicht zur Verfügung stehen. Daher erfolgt eine Abschätzung der Genauigkeit anhand von möglichen Fehlerquellen und ihren Einflüssen auf das Ergebnis. Die Genauigkeit der Geschwindigkeitsmessung liegt wesentlich über den Werten, die beim üblichen Einsatz von Tracking Verfahren auf Schelfeisen erreicht werden. Zusätzlich wird gezeigt, dass Tidenmodelle nicht ohne Weiteres zur ausreichend genauen Bestimmung des Gezeiteneinflusses auf Schelfeise eingesetzt werden können. Für das Wilkins Schelfeis können, aufgrund der fehlenden Übereinstimmung zwischen den berechneten Gezeitenständen und den radarinterferometrischen Messungen, Tidenmodelle nicht genutzt werden. Dies wird durch mehrere Interferogramme, die nicht akzeptable Abweichungen aufweisen, belegt. Damit wird die Frage aufgeworfen, ob der generelle Einsatz von Tidenmodellen in der differentiellen Radarinterferometrie ohne weiteres erfolgen oder nicht zumindest für das jeweilige Untersuchungsgebiet, wenn möglich, erst überprüft werden sollte.

Ein einzelnes Ergebnis der gesamten Arbeit erlaubt einen direkten Rückschluss auf zeitliche Veränderungen. Es handelt sich dabei um Änderungen der Lage der Grounding Line des Wilkins Schelfeises und der dort vorliegenden Geschwindigkeiten zwischen 1996 und 2000. Diese können aufgrund der schlechten Datenlage nicht quantifiziert werden, weisen aber nach heutigem Kenntnisstand auf Veränderungen im Fließverhalten der dort einströmenden Gletscher hin.

Auch wenn für Teile der insgesamt gewonnenen Ergebnisse die enthaltenen Abweichungen nur abgeschätzt und nicht über eine Validierung bestimmt werden können, sollte ihre Bedeutung im Kontext bisheriger Kenntnisse für die Untersuchungsräume bewertet werden. Selbst wenn die Abweichung eines Geschwindigkeitswertes, z.B. für einen Zuflussgletscher zum Wilkins Schelfeis, nicht weniger als ± 10 m/a, wie angegeben, sondern sogar ± 20 m/a betragen sollte, ist dies im Vergleich zu keinerlei Kenntnis von Geschwindigkeiten der dortigen Gletscher von nennenswerter Bedeutung und führt zu einem relevanten Erkenntnisgewinn für dieses Gebiet. Es ist darüber hinaus erstmals möglich, räumliche Strukturen im Fließverhalten der Eiskappe von King George Island, des Wilkins Schelfeises und dessen Zuflussgletschern mit hoher räumlicher Auflösung von 50 m zu bestimmen. Selbstverständlich erlauben *in situ* Messungen präzisere Aussagen, diese sind jedoch nur unter großem Aufwand und nicht flächendeckend durchzuführen. Auf King George Island gibt es beispielsweise Auslassgletscher, die aufgrund ihrer Unzugänglichkeit in Messkampagnen garnicht erst untersucht werden können.

Die Relevanz der Ergebnisse zeigt sich noch an einem weiteren Aspekt und zwar daran, dass sie in geophysikalische Modellierungen dieser Gebiete einfließen (King George Island) bzw. einfließen werden (Wilkins Schelfeis). Diese Art von Informationen würden ansonsten für die Modellierung nicht zur Verfügung stehen und sind insbesondere wegen ihrer quantitativen Angaben mit hoher Genauigkeit und ihrer hohen räumlichen Auflösung von Nutzen. Sie tragen damit zur Gewinnung weiterer Erkenntnisse über die Untersuchungsgebiete bei.

Ausblickend ist zu sagen, dass die vorgenommenen Untersuchungen im Bereich des Wilkins Schelfeises teilweise ausgebaut werden können, da das Vorhandensein weiterer radarinterferometrisch nutzbarer Daten es ermöglicht, noch andere Gebiete des Schelfeises bzw. seiner Zuflussgletscher zu bearbeiten.

Mit Hilfe der bestehenden Ergebnisse sind zusätzliche Größen bestimmbar. Aus den sich räumlich ändernden Geschwindigkeiten an der Oberfläche kann beispielsweise auf Spannungen des Eiskörpers geschlossen werden. Bei Kenntnis der Eisdicke der Gletscher kann aus den Fließgeschwindigkeiten der Massenzufluss zum Schelfeis, der einen ausgesprochen wichtigen Parameter darstellt, hergeleitet werden.

Methodisch kann in Bereichen, die von einer Vielzahl von Radaraufnahmen des gleichen Ausschnitts abgedeckt werden, wie in den ICE Phasen, ein Multibaseline Ansatz verwendet werden. Dadurch würde die Genauigkeit der Höhenmessungen verbessert und es wäre zudem möglich, den Einfluss der Atmosphäre auf Interferogramme im Bereich der Antarktischen Halbinsel zu quantifizieren.

Weitere Untersuchungsmöglichkeiten werden sich in Zukunft durch neue Datensätze eröffnen. Für King George Island würde eine vorgesehene Hubschrauberbefliegung mit einem Bodenradar zu einem gleichmäßig genauen Höhenmodell für die gesamte Insel führen. Die Verwendung dieses DEM bei einer Neuerstellung des InSAR Geschwindigkeitsfeldes würde zu einer signifikanten Erhöhung der Genauigkeit in Gebieten mit bisher schlechter Höheninformation führen. Selbiges würde ebenso durch die Verwendung eines anderen, zukünftig verfügbaren DEM, das durch die geplante weltraumgestützte InSAR Mission TanDEM-X des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) bereitgestellt wird, ermöglicht.

Für die Untersuchungsräume auf der Antarktischen Halbinsel muss festgestellt werden, dass InSAR Bestimmungen von Geschwindigkeiten bisher nur für bestimmte kürzere Zeiträume, im Wesentlichen zwischen Anfang 1994 bis Mitte 1996, möglich sind. Radarinterferometrische Messungen

können dort seit Mitte der 1990'er Jahre nicht mehr vorgenommen werden, da die Konfiguration aller weiteren weltraumgestützten Missionen dies, bei den in den Untersuchungsgebieten anzutreffenden starken zeitlichen Dekorrelationen, nicht zulässt. Somit sind keine Aussagen über geringfügige Änderungen der Geschwindigkeiten aufgrund des Klimawandels, die fernerkundlich nur durch InSAR Verfahren erfasst werden können, möglich. Aktuelle Sensoren können für bestimmte Regionen auf der Antarktischen Halbinsel zwar mit Tracking Verfahren eingesetzt werden, diese können jedoch nur größere Geschwindigkeitsänderungen aufzeigen.

Erst mit dem voraussichtlichen Betrieb des Sensor Gespanns TanDEM-X wird wieder eine interferometrische Verarbeitung, bezüglich Geschwindigkeiten, eventuell möglich sein. Damit ist jedoch nicht vor ca. 2010 zu rechnen, was bedeutet, dass über einen Zeitraum von ca. 15 Jahren keine Geschwindigkeitsmessungen mit sehr hoher Genauigkeit über InSAR Fernerkundungsverfahren vorgenommen werden können. Die TanDEM-X Mission ist durch ihre, über die meiste Zeit betriebene, Single Pass Konfiguration hauptsächlich zur Höhenmodellgenerierung ausgelegt, womit sie eine außerordentliche Bedeutung für den, mit präzisen Höheninformationen schlecht abgedeckten, Untersuchungsraum hat. Die Bestimmung von Geschwindigkeiten wird mit TanDEM-X zwar voraussichtlich möglich sein, wird aber, wie bei den ERS Missionen, auf bestimmte zusätzliche kürzere Repeat Pass Phasen der Mission, in denen die Sensoren mit unterschiedlichen zeitlichen Abständen zwischen ihren Überflügen operieren, beschränkt sein.

Nichtsdestotrotz können zukünftig die in dieser Arbeit erstellten Ergebnisse mit neu gewonnenen Daten verglichen und Aussagen selbst über geringfügige Veränderungen im Fließverhalten von Schnee- und Eisoberflächen seit Mitte der 1990'er Jahre getroffen werden. Die präsentierten Ergebnisse stellen damit, wie so oft, lediglich einen Mosaikbaustein im wissenschaftlichen Erkenntnisgewinnungsprozess dar.

LITERATURVERZEICHNIS

A

ADD 4.1, Antarctic Digital Database Version 4.1, <http://www.add.scar.org>.

Anthoff, D., Nicholls, R.J., Tol, R.S.J. und A.T. Vafeidis (2006), "Global and regional exposure to large rises in sea-level: a sensitivity analysis", Working Paper 96, Tyndall Centre for Climate Research, Norwich, UK.

Arendt, A.A., Echelmeyer, K.A., Harrison, W.D., Lingle, C.S. und V.B. Valentine (2002), "Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level", *Science*, 297, 382-386.

B

Bamber, J.L. und R.A. Bindschadler (1997), "An improved elevation dataset for climate and ice-sheet modelling: validation with satellite imagery", *Annals of Glaciology*, 25, 438-444.

Bamler, R. (1997), "Digital Terrain Models from Radar Interferometry", in: Fritsch, D. und D. Hobbie (Hrsg.), *Photogrammetrische Woche 1997*, Wichman, Heidelberg, 93-105.

Bamler, R. und P. Hartl (1998), "Synthetic Aperture Radar Interferometry", *Inverse Problems*, 14, R1-R54.

Bindschadler, R. (1998), "Monitoring ice sheet behavior from space", *Review of Geophysics*, 36(1), 79-104.

Bindschadler, R., Fahnestock, M. und A. Sigmund (1999), "Comparison of Greenland Ice Sheet topography measured by TOPSAR and airborne laser altimetry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(5), Part 2, 2530-2535.

Bintanja R. (1995), "The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling", *Antarctic Science*, 7(3), 315-325.

Braun M. (2001), "Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica)", Dissertation, Geowissenschaftliche Fakultät, Universität Freiburg, Deutschland.

Braun, M., Saurer, H., Simões, J.C., Gossmann, H. und S. Vogt (2001¹), "The influence of large-scale atmospheric circulation on the surface energy balance of the King George Island ice cap", *International Journal of Climatology*, 21, 21-36.

Braun, M., Simões, J.C., Vogt, S., Bremer, U.F., Blindow, N., Pfender, M., Saurer, H., Aquino, F.E. und F.A. Ferron (2001²), "An Improved Topographic Database for King George Island. Compilation, Application and Outlook", *Antarctic Science*, 13(1), 41-52.

Braun, M., Saurer, H. und H. Gossmann (2004), "Climate, energy fluxes and ablation rates on the ice cap of King George Island", *Pesquisa Antártica Brasileira* (4), 87-103.

Breit, H., Knöpfle, W. und N. Adam (2002), "SRTM X-SAR DEM of Europe – Results and Algorithmic Improvements", *Proceedings of IGARRS'02*, Toronto, 155-157.

C

Chen, C.W. (2001), "Statistical-cost network-flow approaches to two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry", Dissertation, Stanford University, USA.

Chen, C.W. und H.A. Zebker (2000), "Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms", *Journal of the Optical Society of America A*, 17, 401-414.

Curtis, C.W. und H.A. Zebker (2001), "Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization", *Journal of the Optical Society of America A*, 18, Issue 2, 338-351

Colbeck, S.C. (1982), "An overview of seasonal snow metamorphism", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 45-61.

Cook, A. J., Fox, A.J., Vaughan, D.G. und J.G. Ferrigno (2005), "Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century", *Science*, 308, 541-544.

Cumming, I.G. und J. Zhang (1999), "Measuring the 3-D Flow of the Lowell Glacier with InSAR", Second International Workshop on ERS SAR Interferometry, FRINGE'99, Liege, Belgium, 10-12.

D

Dall, J., Madsen, S.N., Keller, K. und Rene Forsberg (2001), "Topography and Penetration of the Greenland Ice Sheet Measured with Airborne SAR Interferometry", *Geophys. Res. Lett.*, 28(9), 1703.

D'Elia, S. und S. Jutz (1997), "SAR mission planning for ERS-1 and ERS-2", *ESA Bulletin*, 90.

DiMarzio, J., Brenner, A., Schutz, R., Shuman, C.A. und H.J. Zwally (2007), "GLAS/ICESat 500 m laser altimetry digital elevation model of Antarctica", Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Doake, C.S.M. und D.G. Vaughan (1991), "Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming", *Nature*, 350(6316), 328-330.

Dupont, T. K. und R.B. Alley (2005), "Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow", *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04503

Dyurgerov, M. (2002), "Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis", occasional paper, Inst. of Arct. and Alp. Res., Univ. of Colorado, Boulder, USA.

E

Eineder, M., Schättler, B., Hubig, M., Knöpfle, W., Adam, N., und H. Breit (1999), "Operational Processing Large Areas of Interferometric SAR Data", Second International Workshop on ERS SAR Interferometry, FRINGE'99, Liège, Belgium.

EOLI-SA (2007), Online Katalog der ESA, EOLI-SA Ver 5.2.3., [http://http://earth.esa.int](http://earth.esa.int).

F

Fattori, G. (2007), Kartendarstellung, in: http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Alexander_map.png.

Ferretti, A., Prati, C. und F. Rocca (1999), "Multibaseline InSAR DEM reconstruction: the wavelet approach", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(2), Part 1, 705-715.

Ferretti, A., Prati, C. und F. Rocca (2000), "Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5), Part 1, 2202-2212.

Fischer, A., Rott, H. und H. Björnsson (2003), "Observation of recent surges of Vatnajökull, Iceland, by means of ERS SAR interferometry", *Annals of Glaciology*, 37, 69-76.

Frezzotti, M., Gandolfi, S. la Marca, F. und S. Urbini (2002), "Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data", *Annals of Glaciology*, 34, 81-88.

Fricker, H.A. und L. Padman (2002), "Tides on Filchner-Ronne Ice Shelf from ERS radar altimetry", *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), 1622.

Fricker, H.A., Young, N.W., Allison, I. und R. Coleman (2002), "Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica", *Annals of Glaciology*, 34, 241-246.

Fricker, H. A. und L. Padman (2006), "Ice shelf grounding zone structure from ICESat laser altimetry", *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15502.

Fujii, Y. und K. Kusunoki (1982), "The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica", *Journal of Geophys. Res.*, 87(C6), 4293-4300.

G

Gabriel, A.K. und R.M. Goldstein (1988), "Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B", *International Journal of Remote Sensing*, 9(5), 857-872.

Gabriel, A.K., Goldstein, R.M. und H.A. Zebker (1989), "Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry", *Journal of Geophys. Res.*, 94(B7), 9183-9191.

Gatelli, F., Guanieri, A.M., Parizzi, F., Pasquali, P., Prati, C. und F. Rocca (1994), "The wavenumber shift in SAR interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(4), 855-865.

Gens, R. (2003), "Two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry: Developments and new challenges", *International Journal of Remote Sensing*, 24(4), 703-710.

- Geudtner, D. (1995), Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1, Dissertation, Universität Stuttgart, DLR-Forschungsbericht 95-28, Oberpfaffenhofen, Deutschland.
- Ghiglia, D.C. und L.A. Romero (1994), "Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transform and iterative methods", *Journal of the Optical Society of America A*, 11, 107-117.
- Ghiglia, D.C. und L.A. Romero (1996), "Minimum Lp-norm two-dimensional phase unwrapping", *Journal of the Optical Society of America A*, 13(10), 1-15.
- Ghiglia, D.C. und M.D. Pritt (1998), "Two-dimensional Phase Unwrapping: Theory, Algorithms, and Software", Wiley, New York, USA.
- Goldstein, R.M. (1995), "Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry", *Geophys. Res. Lett.*, 22(18), 2517-2520.
- Goldstein, R.M. und H.A. Zebker (1987), "Interferometric radar measurement of ocean surface currents", *Nature*, 328, 707-709.
- Goldstein, R.M., Zebker, H.A. und C.L. Werner (1988), "Satellite radar interferometry: Two dimensional phase unwrapping", *Radio Science*, 23(4), 713-720.
- Goldstein, R.M., Engelhardt, H., Kamb, B. und R.M. Frolich (1993), "Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream", *Science*, 262, 1525-1530.
- Goldstein, R.M. und C.L. Werner (1998), "Radar interferogram filtering for geophysical applications", *Geophys. Res. Lett.*, 25(21), 4035-4038.
- Goodwin, I.D. (1990), "Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of Eastern Wilkes Land Antarctica", *Antarctic Science*, 2(3), 235-242.
- Graham, L.C. (1974), "Synthetic interferometer radar for topographic mapping", *Proceedings of the IEEE*, 62(6), 763-768.
- Gray, A.L., Mattar, K.E. und G. Sofko (2000), "Influence of Ionospheric Electron Density Fluctuations on Satellite Radar Interferometry", *Geophys. Res. Lett.*, 27(10), 1451.
- Gray, A.L., Short, N., Mattar, K.E. und K.C. Jezek (2001), "Velocities and flux of the Filchner Ice Shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry", *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(3), 193-206.
- Gray, A.L., Short, N., Bindschadler, R., Joughin, I., Padman, L., Vornberger, P. und A. Khananian (2002), "RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping", *Annals of Glaciology*, 34, 269-276.
- Grosfeld, K. und H. Sandhäger (2004), "The evolution of a coupled ice shelf-ocean system under different climate states", *Global Planetary Change*, 42, 107-132.
- Guneriussen, T., Hogda, K.A., Johnsen, H. und I. Lauknes (2001), "InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(10), 2101-2108.
- H**
- Hanssen, R.F. (2001), "Radar interferometry data interpretation and error analysis", Dordrecht Kluwer Academic Publishers.
- Hanssen, R.F. und Bamler, R. (1999), "Evaluation of interpolation kernels for SAR interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1), Part 1, 318-321.
- Hartl, P., Thiel, K.H., Wu, X., Doake, C. und J. Sievers (1994), "Application of SAR interferometry with ERS-1 in the Antarctic", *Earth Observation Quarterly*, 43, ESA Publication, 1-4.
- Hein, A. (1998), "Verarbeitung von SAR-Daten unter besonderer Berücksichtigung interferometrischer Anwendungen", Dissertation, Fachbereich Elektrotechnik und Informatik, Universität-Gesamthochschule Siegen, Deutschland.
- Hoen, E.W. und H.A. Zebker (2000), "Penetration depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(6), 2571-2583.
- Holdsworth, G. (1977), "Tidal interaction with ice shelves", *Annals of Geophysics*, 33(1/2), 133-146.

Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Nougier, P. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.I. Johnson (eds.) (2001), "Climate Change 2001: The Scientific Basis (contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change)", Cambridge University Press, Cambridge, UK, 639-694.

Hughes, T.J. (1977), "West Antarctic Ice Streams", *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 15, 1-46.

I

IPCC (2007), "Summary for Policymakers", in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

J

Jezek, K. und E. Rignot (1994), "Katabatic wind processes on the Greenland ice sheet", *Eos, Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 75(44), 212

Joughin, I. (2002), "Ice-sheet velocity mapping: a combined interferometric and speckle-tracking approach", *Annals of Glaciology*, 34, 195-201.

Joughin, I., Tulaczyk, I., Fahnestock, M. und R. Kwok (1996¹), "A mini-surge on the Ryder Glacier, Greenland, observed via satellite radar interferometry", *Science*, 274, 1525-1530.

Joughin, I., Winebrenner, D., Fahnestock, M., Kwok, R. und W. Krabill (1996²), "Measurement of ice-sheet topography using satellite-radar interferometry", *Journal of Glaciology*, 42(140), 10-22.

Joughin, I., Kwok, R., Fahnestock, M. (1998), "Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(1), 25-37.

Joughin, I., Fahnestock, M., Kwok, R., Gogineni, P. und C. Allen (1999), "Ice flow of Humboldt, Petermann and Ryder Glacier, northern Greenland", *Journal of Glaciology*, 45(150), 231-241.

Joughin, I., Fahnestock, M. und J.L. Bamber (2000), "Ice flow in the northeast Greenland ice stream", *Annals of Glaciology*, 31, 141-146.

Just, D. und R. Bamler (1994), "Phase statistics of interferograms with applications to synthetic aperture radar", *Applied Optics*, 33(20), 4361-4368.

K

King, J.C. (1994), "Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula", *Journal of Climatology*, 14, 357-369.

King, M.A., Penna, N.T., Clarke, P.J. and E.C. King (2005), "Validation of ocean tide models around Antarctica using onshore GPS and gravity data", *Journal of Geophys. Res.*, 110(B8), B08401.

Knap, W.H., Oerlemans, J. und M. Cadée (1996), "Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica", *Annals of Glaciology*, 23, 154-159.

Kwok, R. und M. Fahnestock (1996), "Ice sheet motion and topography from radar interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(1), 189-200.

L

Lee, H. (2005), "SAR application policy study: Analysis of SAR-related journal papers", *Proceedings of IGARRS'05*, Seoul.

Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang (2007), "Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground", in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Li, F.K. und R.M. Goldstein (1990), "Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(1), 88-97.

Lin, Q., Vesecky, J.F. und H.A. Zebker (1992), "New approaches in interferometric SAR data processing", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(3), 560-567.

Liu, H., Jezek, K., Li, B. und Z. Zhao (2001), "Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Lucchitta, B.K. und C.E. Rosanova (1998), "Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula", *Annals of Glaciology*, 27, 41-46.

M

MacAyeal, D.R., Rignot, E. und C.L. Hulbe (1998), "Ice-shelf dynamics near the front of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, revealed by SAR interferometry: Model/ interferogram comparison", *Journal of Glaciology*, 44(147), 419-428.

Macheret, Y.Y. und M.Y. Moskalevsky (1999), "Structure and dynamics of outlet Lange Glacier, King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica", *Annals of Glaciology*, 29, 202-206.

Madsen, S.N. und H.A. Zebker (1998), "Imaging radar interferometry", in: F. Henderson und A.J. Lewis (eds.), *Principles and Applications of Imaging Radar: Manual of Remote Sensing* (3rd edn., Vol. 2, R.A. Ryerson, editor-in-chief). John Wiley & Sons, New York, 359-380.

Madsen, S.N. und Mohr, J.J. (1999), "Mapping Greenland by ERS-1/2 InSAR for Ice Mass Balance and Dynamics Studies", ESA SP-478, Fringe'99, Liege, Belgium.

Massom, R.A., Pook, M.J., Comiso, J.C., Adams, N., Turner, J., Lachlan-Cope, T. und T.T. Gibson (2004), "Precipitation over the Interior East Antarctic Ice Sheet Related to Midlatitude Blocking-High Activity", *Journal of Climate*, 17(10), 1914-1928.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. und T. Rabaute (1993), "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry", *Nature*, 364, 138-142.

Massonnet, D. und K. Feigl (1995), "Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms", *Geophys. Res. Lett.*, 22(12), 1537-1540.

Mattar, K.E. und A.L. Gray (2002), "Reducing ionospheric electron density errors in satellite radar interferometry applications", *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(4), 593-600.

Meredith, M.P. und J.C. King (2005), "Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century", *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19604.

Meyer, M. (2004), "Topography and Displacement of Polar Glaciers from Multi-temporal Sar Interferograms: Potentials, Error Analysis and Validation", *Proc. of the XXth ISPRS Congress.*, Istanbul, Türkei.

Morris, E.M. und D.G. Vaughan (2003), "Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves, in *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*", *Antarct. Res. Ser.*, 79, edited by E. Domack et. al., AGU, Washington, D.C., 61-68.

P

Padman, L., Fricker, H.A., Coleman, R., Howard, S. und L. Erofeeva (2002), "A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas", *Annals of Glaciology*, 34, 247-254.

Padman, L., Erofeeva, S. und I. Joughin (2003), "Tides of the Ross Sea and Ross Ice Shelf cavity", *Antarctic Science*, 15(1), 31-40.

Padman, L., Howard, S. und L. Erofeeva (2004), "AntPen04.01: Antarctic Peninsula High-Resolution Tidal Forward Model", http://www.esr.org/polar_tide_models/Model_AntPen0401.html.

Parish, T.R. und D.H. Bromwich (1991), "Continental-Scale Simulation of the Antarctic Katabatic Wind Regime", *Journal of Climate*, 4(2), 135-146.

Parl, B.-K., Chang, S.-K., YOON, H.I. und H. CHUNG (1998), "Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula", *Annals of Glaciology*, 27, 633-635.

Payne, A.J. und J.L. Bamber (2004), "Conclusions, summary and outlook", in: J.L. Bamber und A.J. Payne (eds.), *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 623-639.

Pearson, M.R. und I.H. Rose (1983), "The dynamics of George VI Ice Shelf", *Br. Antarct. Surv. Bull.* 52, 205-220.

- Pfender, M. (1999), "Topographie und Glazialhydrologie von King George Island, Antarktis", unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Münster, Deutschland.
- Prati, C. und F. Rocca (1990), "Limits to the Resolution of Elevation Maps from Stereo SAR Images", *International Journal of Remote Sensing*, 11(12), 2215-2235.
- Pritchard, H.D. und D.G. Vaughan (2007), "Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula", *Journal of Geophys. Res.*, 112, F03S29.
- Pritt, M.D. und J.S. Shipman (1994), "Least-squares two-dimensional phase unwrapping using FFT's", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(3), 706-708.
- Pritt, M.D. (1996), "Phase unwrapping by means of multigrid techniques for interferometric SAR", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(3), 728-738.
- R**
- Rau, F. und M. Braun (2002), "The regional distribution of the dry-snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70°S", *Annals of Glaciology*, 34, 95-100.
- Reeh, N., Madsen, S.N. und J.J. Mohr (1999), "Combining SAR interferometry and the equation of continuity to estimate the three-dimensional glacier surface-velocity vector", *Journal of Glaciology*, 45(151), 533-538.
- Richman, D. (1971), "Three Dimensional Azimuth-correcting Mapping Radar", (USA: United Technologies Corporation), United States Patent, No. 4321601, March 1982.
- Rignot, E. (1996), "Tidal motion, ice velocity and melt rate of Petermann Gletscher, Greenland, measured from radar interferometry", *Journal of Glaciology*, 42(142), 476-485.
- Rignot, E. (1998), "Hinge-line migration of Petermann Gletscher, north Greenland, detected using satellite-radar interferometry", *Journal of Glaciology*, 44(148), 469-476.
- Rignot, E., Gogineni, P., Krabill, W.B. und S. Ekholm (1997), "North and northeast Greenland ice discharge from satellite radar interferometry", *Science*, 276(5314), 934-937.
- Rignot, E., Padman, L., MacAyeal, D.R. und M. Schmeltz (2000), "Observation of ocean tides below the Filchner and Ronne Ice Shelves, Antarctica, using synthetic aperture radar interferometry: Comparison with tide model predictions", *Journal of Geophys. Res.*, 105(C8), 19615-19630.
- Rignot, E., Echelmeyer, K. und W.B. Krabill (2001), "Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice", *Geophys. Res. Lett.*, 28(18), 3501.
- Rignot, E. und R.H. Thomas (2002) "Mass balance of polar ice sheets", *Science*, 297, 1502-1506.
- Rignot, E., Vaughan, D.G., Schmeltz, M., Dupont, T. und D. MacAyeal (2002), "Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica", *Annals of Glaciology*, 34, 189-193.
- Rignot, E., Casassa, G., Gogineni, P., Krabill, W.B., Rivera, A. und R.H. Thomas (2004), "Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf", *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18401.
- Rignot, E., Casassa, G., Gogineni, P., Kanagaratnam, P., Krabill, W.B., Pritchard, H., Rivera, A., Thomas, R.H., Turner, J. und D.G. Vaughan (2005), "Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula", *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07502.
- Rignot, E. und P. Kanagaratnam (2006), "Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet", *Science*, 311, 986-990.
- Rodríguez, E. und J.M. Martín (1992), "Theory and design of interferometric synthetic aperture radars", *IEEE Proceedings F*, 139(2), 147-159.
- Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I., Li, F.K., Soren, N.M., Rodríguez, E. und R.M. Goldstein (2000), "Synthetic Aperture Radar Interferometry", *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333-382.
- Rott, H., Sturm, K. und H. Miller (1993), "Active and passive microwave: Signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data", *Annals of Glaciology*, 17, 337-343.
- Rott, H. und A. Siegel (1996), "Glaciological Studies in the Alps and in Antarctica using ERS interferometric SAR", *Proc. Fringe 1996, ESA SP-406, Vol. 2*, 149-159.

Rott, H., Rack, W., Skvarca, P. und H. de Angelis (2002), "Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse", *Annals of Glaciology*, 34, 277-282.

Rückamp, M. (2006), "Dynamik der subpolaren Eiskappe von King George Island (Antarktis) aus Messung und Modellierung", unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Münster, Deutschland.

S

Samson, J. (1996), "Coregistration in SAR interferometry", Master Arbeit, Faculty of Geodetic Engineering, Delft University of Technology, Niederlande.

Sandwell, D.T. und E.J. Price (1998), "Phase gradient approach to stacking interferograms", *Journal of Geophys. Res.*, 103(B12), 30183.

Santitamont, P. (1998), "Interferometric SAR Processing for Topographic Mapping", Dissertation, Fachbereich Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität Hannover, Deutschland.

Scambos, T.A., Hulbe, C., Fahnestock, M. und J. Bohlander (2000), "The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula", *Journal of Glaciology*, 46(154), 516-530.

Scharroo, R., Visser, P.N. und G.J. Mets (1998), "Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites", *Journal of Geophys. Res.*, 103(C4), 8113-8127.

Schwäbisch, M. (1995), "Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle", Dissertation, Universität Stuttgart, DLR-Forschungsbericht 95-25, Oberpfaffenhofen, Deutschland.

Shepherd, A. und N.R. Peacock (2003), "Ice shelf tidal motion derived from ERS altimetry", *Journal of Geophys. Res.*, 108(C6), 3198.

Simões, J.C., Bremer, U.F., Aquino, F.E. und F.A. Ferron (1999), "Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica", *Annals of Glaciology*, 29, 220-224.

Simões, J.C., Dani, N., Bremer, U.F., Aquino, F.E. und J. Arigony-Neto (2004), "Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica", *Pesquisa Antártica Brasileira* (4), 49-56.

Skvarca, P., Rack, W., Rott, H. und T.I. Donángelo (1999), "Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview", *Polar Research*, 18(2), 151-157.

Small, D. (1998), "Generation of Digital Elevation Models through Spaceborne SAR Interferometry", Dissertation, Geographisches Institut, Universität Zürich, Schweiz.

Spagnolini, U. (1993), "2-D phase unwrapping and phase aliasing", *Geophysics*, 58(9), 1324-1334.

Strozzi, T., Luckman, A. und T. Murray (2000), "The evolution of a glacier surge observed with the ERS satellites", *Proceedings of ERS-Envisat Symposium*, Gothenburg, Schweden, ESA, Noordwijk, Niederlande.

Swart, L.M. (2000), "Spectral filtering and oversampling for radar interferometry", Master Arbeit, Faculty of Geodetic Engineering, Delft University of Technology, Niederlande.

T

Tarayre, H. und D. Massonnet (1996), "Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry", *Geophys. Res. Lett.*, 23(9), 989-992.

Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A. und S. Iagovkina (2005), "Antarctic climate change during the last 50 years", *International Journal of Climatology*, 25, 279-294.

U

Ulaby, F.T., Moore, R.K. und A.K. Fung (1982), "Microwave Remote Sensing. Vol. 2. Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission", Norwood, UK.

V

van Koppen, C. (1998), "Coregistration, filtering and interpolation in SAR interferometry", Master Arbeit, Faculty of Geodetic Engineering, Delft University of Technology, Delft, Niederlande.

van Lipzig, N.P., King, J.C., Lachlan-Cope, T.A. und M.R. van den Broeke (2004), "Precipitation, sublimation and snow drift in the Antarctic peninsula region from a regional atmospheric model", *Journal of Geophys. Res.*, 109, D24106.

Vaughan, D.G. (1993), "Implications of the break-up of Wordie Ice Shelf Antarctica for sea level", *Antarctic Science*, 5(4), 403-408.

Vaughan, D.G. (2005), "How does the Antarctic ice sheet affect sea level rise?", *Science*, 308(5730), 1877-1878.

Vaughan, D.G. (2006), "Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level", *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 38(1), 147-152.

Vaughan, D.G. und C.S. Doake (1996), "Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula", *Nature*, 379, 328-331.

Vaughan, D.G., Mantripp, D.R., Sievers, J. und C.S. Doake (1993), "A synthesis of remote sensing data on Wilkins Ice Shelf, Antarctica", *Annals of Glaciology*, 17, 211-218.

W

Wen, J. et. al. (1998), "Glaciological studies on King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica", *Annals of Glaciology*, 27, 105-109.

Williams, M.J., Warner, R.C. und W.F. Budd (2002), "Sensitivity of the Amery Ice Shelf, Antarctica, to changes in the climate of the Southern Ocean", *Journal of Climate*, 15, 2740-2757.

Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A. und G. J. Marshall (2006), "Mass balance of the Antarctic ice sheet", *Philos. Trans. R. Soc., Ser. A*, 364.

Y

Young, N.W., Hall, D. und G. Hyland (1996), "Directional anisotropy of C-band backscatter and orientation of surface microrelief in East Antarctica", in: Kingwell, J. (Ed.) *Proceedings of the First Australian ERS Symposium*. University of Tasmania, Hobart, COSSA Publication 037, 117-126.

Young, N.W. und G. Hyland (2002), "Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica", *Annals of Glaciology*, 34, 228-234.

Z

Zebker, H.A. und Goldstein, R.M. (1986), "Topographic Mapping from Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations", *Journal of Geophys. Res.*, 91, 4993-4999.

Zebker, H.A. und J. Villasenor (1992), "Decorrelation in interferometric radar echoes", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(5), 950-959.

Zebker, H.A., Werner, C.L., Rosen, P.A. und S. Hensley (1994¹), "Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(4), 823-836.

Zebker, H.A., Rosen, P.A., Goldstein, R.M., Gabriel, A.K. und C.L. Werner (1994²), "On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake", *Journal of Geophys. Res.*, 99(B10), 19617-19634.

Zebker, H.A., Rosen, P.A. und S. Hensley (1997), "Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps", *Journal of Geophys. Res.*, 102(B4), 7547.

Zebker, H.A. und Y. Lu (1998), "Phase unwrapping algorithms for radar interferometry: residue-cut, least-squares, and synthesis algorithms", *Journal of the Optical Society of America A*, 15(3), 586-598.

Zwally, H.J. und C. Shuman (2002), "ICESat: Ice, Cloud, and land Elevation Satellite", Brochure FS-2002-9-047-GSFC, NASA/GSFC, Greenbelt, Maryland, USA.

Zwally, H.J., Schutz, R., Bentley, C., Bufton, J., Herring, T., Minster, J., Spinhirne, J. und R. Thomas (2003), "GLAS/ICESat L2 Antarctic and Greenland Ice Sheet Altimetry Data V001", Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

ANHANG

A1. European Remote Sensing Satellite (ERS)

Tab. 5: Ausgewählte technische Daten von ERS-1/2 [Samson, J. 1996]

Parameters	Value
Wavelength, cm	5.6(C band)
Frequency, GHz	5.30
Antenna Size (Length by width)	10 m by 1m
Polarization	VV
Incidence angle, deg	23
Altitude, km	790
Pulse repetition rate, Hz	1679
Sampling rate, MHz	18.96
Pulse length, μ sec	37.1
Range bandwidth, MHz	15.55
Slant range resolution, m	10.2
Ground range resolution, m	25
Along-track resolution, m	6
Single-look range pixel size, m	20
Single-look along-track pixel size, m	4
Swath width, km	100
Inclination, deg	98.5
Repeat cycles*, days	3, 35, 168

Tab. 6: Missions-Phasen von ERS-1 und ERS-2 [D'Elia, S. und S. Jutz 1997]

Mission Phases	Start	Cycle	SAR Mission Objectives
ERS-1			
- Launch	17-Jul-91		
- Payload switch-on & verif.	17-Jul-91		
A Commissioning	25-Jul-91	3 days	all instruments; until 10-Dec-91
B Ice	28-Dec-91	3 days	ice & pollution; interferometry possibility
R Roll-tilt (experimental)	02-Apr-92	35 days	different SAR incidence angle (35°)
C Multi-disciplinary	14-Apr-92	35 days	AO; land & ice mapping; consistent set in regular intervals
D 2nd Ice	23-Dec-93	3 days	see Phase B
E Geodetic	10-Apr-94	168 days	radar-altimetric mission; SAR as Phase C
F Shifted Geodetic	28-Sep-94	168 days	8 km shift vs. Phase E for denser grid
G 2nd Multi-disciplinary	21-Mar-95	35 days	see Phase C
G Tandem	17-Aug-95	35 days	interferometry & mapping
G Back-up	2-Jun-96	35 days	
- Mission stop	10-Mar-00		
ERS-2			
- Launch	21-Apr-95		
- Payload switch-on & verif.	21-Apr-95	35 days	
A Commissioning	02-May-95	35 days	SAR commissioning
B Tandem	17-Aug-95	35 days	see ERS-1 Tandem Phase G
B Multi-disciplinary	3-Jun-96	35 days	see ERS-1 Phase C

Note: 3 days = 43 orbits; 35 days = 501 orbits; 168 days = 2411 orbits