

Michael Bäßler

**Untersuchungen zu Topographie und Bewegungsverhalten
für das Küstengebiet des Riiser-Larsen- und Brunt-Schelfeises
mittels Radarfernerkundung**

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades
Doktoringenieur (Dr.-Ing.)

an der Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften
der Technischen Universität Dresden

vorgelegt von
Dipl.-Ing. Michael Bäßler
geboren am 19.09.1974 in Dresden

Gutachter:
Herr Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich, Technische Universität Dresden
Herr Prof. Dr.-Ing. Dr.h.c. Bernhard Heck, Karlsruher Institut für Technologie

Tag der Einreichung: 07.09.2010
Tag der mündlichen Prüfung: 28.04.2011

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation „Untersuchungen zu Topographie und Bewegungsverhalten für das Küstengebiet des Riiser-Larsen- und Brunt-Schelfeises mittels Radarfernerkundung“.

Michael Bäbler
Dresden, 16.06.2011

Dank

Große Unterstützung habe ich auf meinem Weg zum Abschluss erfahren:

Viele Jahre der Zusammenarbeit mit Prof. Reinhard Dietrich vom Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden haben meine berufliche Laufbahn maßgeblich beeinflusst. Dafür und für die Betreuung und Begutachtung meiner Promotion bedanke ich mich herzlich. In diesen Jahren habe ich für mein Leben eine Menge gelernt.

Herrn Prof. Bernhard Heck vom Geodätischen Institut des Karlsruher Institutes für Technologie danke ich für die Übernahme des externen Gutachtens und den wertvollen Anmerkungen zur Arbeit.

Für die angenehme Arbeitsatmosphäre, aber auch für die gegenseitige fachliche und technische Unterstützung bedanke ich mich auch bei all meinen Kollegen des Institutes für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden. Ganz besonders sei hier Ralf Rosenau genannt, der in unzähligen Diskussionen beim Lösen von Problemen mitgeholfen und dabei einige Impulse für neue Ideen gegeben hat.

Internationale Kontakte waren mir für meine Arbeit sehr wichtig. So gebührt Prof. Kazuo Shibuya und Herrn Koichiro Doi vom National Institute of Polar Research in Tokio ein herzliches Dankeschön für die Bereitstellung von ALOS-PALSAR-Daten. Prof. C.K. Shum und Yuchan Yi von der Ohio State University in Columbus haben die Nutzung von Ressourcen an der School of Earth Sciences ermöglicht, wofür ich sehr dankbar bin. Bei Gary Johnston und John Dawson von Geoscience Australia in Canberra bedanke ich mich für den Erfahrungsaustausch hinsichtlich der Auswertung von ALOS-Daten. Reinhard Drews vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven sei für die vielen fachlichen Diskussionen und die Bereitstellung von Ergebnissen seiner Untersuchungen gedankt. Ihm und auch Wolfgang Rack von der University of Canterbury in Christchurch gebührt ein zusätzlicher Dank für SAR- und AVHRR-Daten.

Weiterhin gibt es eine Reihe von Kollegen, die mich auf unterschiedliche Weise während der Arbeit besonders unterstützt haben: Heiko Ewert, Kristin Novotny, Axel Rülke, Joachim Schwabe und Mirko Scheinert vom Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden; Prof. Angelika Humbert vom Institut für Geophysik der Universität Hamburg und Jan Wuite von der Faculty of Science, Technology and Communication der University of Luxembourg. Allen sage ich: „Danke!“

Mein größter Dank gilt jedoch meiner gesamten Familie, die mich mit ihrer Liebe über den gesamten Zeitraum unsagbar unterstützt hat.

Kurzfassung

Mit der Weiterentwicklung von Sensoren und Methoden hat die Satellitenfernerkundung innerhalb der letzten 20 Jahre nicht nur einen großen Stellenwert in der Polarforschung errungen, sondern vor allem die Herangehensweisen an eine Vielzahl glaziologischer Probleme grundlegend verändert. RADAR-Sensoren (*Radio Detection and Ranging*) sind dabei besonders bei der Erkundung vereister Regionen hilfreich und tragen stark zur Ableitung klimasensitiver Parameter im Bereich der Antarktis bei.

Nach einem einführenden Überblick im ersten wird im zweiten Kapitel mit Darstellungen zur Nutzung von RADAR-Messungen für Fernerkundungszwecke begonnen. Die zur Erhöhung der räumlichen Auflösung verwendete SAR-Prozessierung (Synthetic Aperture Radar) wird daraufhin kurz umrissen, bevor zu den Grundlagen der interferometrischen Auswertung (InSAR) übergeleitet wird. Bei dieser werden Phasendifferenzen unterschiedlicher Aufnahmen für Messzwecke eingesetzt. In den Beschreibungen wird aufgezeigt, wie sich derartige Messungen für die Ermittlung von Oberflächentopographie und Fließverhalten in polaren Regionen nutzen lassen. Eine Darstellung der ebenfalls benötigten Methoden zur Bestimmung von Verschiebungen in Bildpaaren und das Messprinzip der Laseraltimetrie beenden diesen Theorieteil.

Das dritte Kapitel der Arbeit ist der Vorstellung des Arbeitsgebietes und der genutzten Datensätze gewidmet. Nach der geographischen Einordnung des Untersuchungsgebietes werden die wichtigsten glaziologischen Gegebenheiten vorgestellt. In der sich anschließenden Beschreibung genutzter Datensätze werden vor allem die für diese Region verfügbaren Höhen- und Ozeangezeitenmodelle intensiver besprochen.

Die Bestimmung der Oberflächentopographie durch differentielle SAR-Interferometrie (DInSAR) ist Thema des vierten Kapitels. Nachdem die nötigen technischen Aspekte des Prozessierungsablaufes knapp erläutert wurden, werden die Unterschiede bei der Doppeldifferenzbildung benachbarter und identischer Wiederholspuren herausgearbeitet. Danach wird am Beispiel gezeigt, wie mithilfe von ICESat-Daten (*Ice, Cloud and Land Elevation Satellite*) eine Basislinienverbesserung zur genaueren Höhenbestimmung durchgeführt werden kann. Die ursprünglich separat abgeleiteten Höhenmodelle werden dann zu einer gemeinsamen Lösung kombiniert, welche abschließend hinsichtlich ihrer Genauigkeit besprochen und anderen Modellen vergleichend gegenübergestellt wird.

Die Ableitung von Fließgeschwindigkeiten mit dem Hintergrund einer späteren Berechnung von Massenflüssen ist Gegenstand des fünften Kapitels, wobei drei unterschiedliche Methoden genutzt werden. Im ersten Fall wird das für RADAR-Bilder typische, hochfrequente Rauschen zur Bestimmung von Verschiebungen in ALOS-Daten (*Advanced Land Observing Satellite*) genutzt. Mit dieser Methode können durchgehende Fließgeschwindigkeitsfelder vom aufliegenden Bereich über die Aufsetzzone bis auf das Schelfeis ermittelt werden. Des Weiteren werden aus ERS-Daten (*European Remote Sensing Satellite*), die über einen Zeitraum von reichlich 13 Jahren vorliegen, Verschiebungen durch die Verfolgung von unveränderten, aber sich bewegenden Eisstrukturen

bestimmt. Bei der als Drittes angewendeten, interferometrischen Methode werden aufsteigende und absteigende Satellitenspuren kombiniert, um die Fließinformationen zu rekonstruieren. In den jeweiligen Sektionen wird neben der Vorstellung der Ergebnisse auch deren Genauigkeit diskutiert.

Das letzte große, sechste Kapitel untergliedert sich in zwei Teile. Im ersten dieser beiden Abschnitte wird gezeigt, wie InSAR und DInSAR zur Lagekartierung der Aufsetzzone eingesetzt werden können. Dabei werden die auf diese Weise ermittelten Ergebnisse dargestellt und diskutiert. Im zweiten, umfangreicheren Teil werden die zuvor gewonnenen Höhen- und Geschwindigkeitsinformationen genutzt, um deren Einfluss aus den InSAR-Messungen zu eliminieren, wodurch vertikale Höhenunterschiede mittels InSAR bestimmt werden können. Dies ist besonders für den Bereich der Aufsetzzone und des Schelfeises von Interesse, da diese Areale teilweise oder vollständig von Ozeangezeiten beeinflusst werden. Nach einer Luftdruckkorrektur werden den ermittelten Höhenunterschieden (entlang selektierter Profile) die Prädiktionen zwölf verfügbarer Ozeangezeitenmodelle gegenübergestellt. Die RMS-Werte dieser Differenzen werden abschließend genutzt, um die Qualität der Ozeangezeitenmodelle für die Region des Arbeitsgebietes einzustufen.

Zum Abschluss werden in einer Zusammenfassung noch einmal die wichtigsten Ergebnisse aller Kapitel resümiert und bewertet.

Abstract

The development of new satellite sensors within the last 20 years along with changes towards more sophisticated processing strategies has not only given a new impetus to remote sensing data in view of polar research but also changed how a variety of glaciological problems are being addressed today. Particularly RADAR (*radio detection and ranging*) sensors are well-suited for the observation of glaciated areas and have already helped to retrieve a vast amount of climate sensitive parameters from the area of Antarctica.

After an introductory overview at the beginning, the second chapter continues with the description of how RADAR measurements can be used to generate remote sensing images. The principle of synthetic aperture RADAR (SAR) which allows a better focusing of the RADAR measurements and therewith a rigorous increase of the spatial resolution of the images is outlined generally before more precise descriptions explain how interferometric SAR (InSAR) analyses can be used for the determination of surface topography heights and area-wide flow velocities. Two other techniques, namely matching methods for the determination of shifts between two images as well as the laser satellite altimetry are explained at the end of this chapter which closes the theoretical basics.

The next section introduces the area of interest along with data sets which were used for validation purposes. After a careful exposure of the geographical situation, single objects such as ice streams and ice shelves are described in more detail. The following part, the data set introduction, has besides the description of other measurements its focus on topography and ocean tide models which are available for the area of investigation.

Chapter four deals with the estimation of surface topography heights from differential InSAR (DInSAR) analyses. Therein the major differences for the usage of similar repeat tracks in contrast to neighboring, overlapping tracks will be shown and thoroughly discussed. The example of one track will be used to demonstrate how the required baseline estimation can be achieved if ICESat (*Ice, Cloud and Land Elevation Satellite*) profiles are used as tie points. Afterwards, all separately derived height models will be combined to obtain one final solution followed by an error analysis. A comparison to other available elevation models visualizes the spatial resolution of the derived model.

The utilization of three different methods for the estimation of surface flow velocities (with the background of possible mass flux determinations) is the topic of the fifth chapter. The first case describes the usage of the high frequent noise contained in RADAR images for the tracking of horizontal surface displacements. Based on ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) data a flow velocity field which extends from the interior of the ice sheet across the grounding zone up to the ice shelf will be presented. Secondly, geocoded ERS (*European Remote Sensing Satellite*) images covering a time span of more than 13 years are used to track the motions of well-structured flat areas (ice shelf and glacier tongue). In the third approach used descending and ascending satellite passes will be combined in conjunction with a surface parallel flow assumption to inter-

ferometrically derive flow velocities in grounded areas. In each section respective errors will be discussed in order to evaluate the accuracy of the performed measurements.

The last bigger chapter, number six, is divided into two sections. In the first one the adoption of SAR and InSAR with respect to the mapping of the grounding line location will be demonstrated. Results of the entire working area will be presented and compared to other data. The second section deploys the results of topography heights and flow velocities to remove both effects from the InSAR measurements which then allows to also measure height changes. This is of particular interest for the floating areas of ice shelf which are fully affected by ocean tides as well as for the grounding zone locations which partially experience deformations due to these height changes. After the correction for air pressure, changes between the image acquisitions, height changes along selected profiles are compared to twelve different ocean tide models. The RMS values of the differences are then used to evaluate the quality of these models for the working area.

The most important results and conclusions are summarized in the last chapter.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Theoretische Grundlagen und Methodik	5
2.1	RADAR-Fernerkundung und interferometrische Auswertung	5
2.1.1	Aufnahmegeometrie und Auflösungsvermögen	7
2.1.2	RADAR mit synthetischer Apertur (SAR)	7
2.1.3	Eigenschaften des SAR-Bildes	9
2.1.4	SAR-Prozessierung	9
2.1.5	SAR-Interferometrie (InSAR)	11
2.1.6	Differentielles InSAR	21
2.1.7	Weitere Einflüsse auf die interferometrische Phase	24
2.1.8	Kohärenz	30
2.1.9	Filterung	32
2.1.10	Phasenabwicklung	35
2.2	Methoden zur Bestimmung von Verschiebungen in Bildpaaren	39
2.2.1	Überblick	39
2.2.2	Kreuzkorrelation	39
2.2.3	Methode der kleinsten Quadrate (MKQ/LSM)	40
2.3	LASER-Altmetrie zur Topographiebestimmung	42
2.3.1	Das <i>Geoscience LASER Altimeter System</i> (GLAS)	43
2.3.2	GLAS – Fehlereinflüsse, Korrekturen und Genauigkeit	43
3	Beschreibung des Arbeitsgebietes und der genutzten Datensätze	45
3.1	Überblick und geographische Lage	45
3.1.1	Überblick	45

3.1.2	Geographische Beschreibung des Arbeitsgebietes	47
3.2	Verfügbare Datensätze/Modelle	50
3.2.1	Höhenmodelle	50
3.2.2	Ozeangezeitenmodelle	52
3.2.3	Luftdruckdaten	54
3.2.4	Fließgeschwindigkeitsmodell der MAMM	54
3.2.5	GPS-Messungen	55
4	Bestimmung der Oberflächentopographie	57
4.1	Überblick	57
4.2	Topographieprofile aus ICESat-Messungen	58
4.3	Nutzung von DInSAR zur flächendeckenden Topographiebestimmung	60
4.3.1	Ablauf der interferometrischen Auswertung	62
4.3.2	Doppeldifferenzbildung identischer und überlappender benachbarter Wiederholspuren	63
4.3.3	Daten und Ergebnisse	66
4.4	Vergleiche und Genauigkeitsbetrachtungen	67
5	Ableitung horizontaler Geschwindigkeitsfelder	73
5.1	Überblick	73
5.2	Merkmalsverfolgung zur Ableitung von Horizontalgeschwindigkeiten	74
5.2.1	Genutzte ERS- und ALOS-Daten	75
5.2.2	<i>Speckle-tracking</i> im RADAR-Satellitenbildsystem	77
5.2.3	<i>Feature-tracking</i> geokodierter RADAR-Daten unterschiedlicher Spuren	78
5.3	Nutzung der interferometrischen Phase zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten	84
5.3.1	Kombination von Interferogrammen auf- und absteigender Bahnbögen	84
5.3.2	Genauigkeitsbetrachtung	87
6	Lokation der Aufsetzzone und ozeangezeitenbedingte Höhenänderungen	89
6.1	Lokation der Aufsetzzone	89
6.1.1	Überblick	89
6.1.2	Bestimmung der Aufsetzzone mittels InSAR und DInSAR	91
6.1.3	Ergebnisse und Genauigkeit	93
6.2	Höhenänderungen des Schelfeises durch Ozeangezeiten	98

6.2.1	Begriffe und Methoden	98
6.2.2	Bestimmung vertikaler Änderungen mittels InSAR	99
6.2.3	Ergebnisse und Genauigkeit	102
6.2.4	Bewertung von Ozeangezeitenmodellen	108
7	Zusammenfassung	111
	Literaturverzeichnis	130
A	Anhang	131
A.1	Ergänzende Abbildungen und Tabellen	131

Abbildungsverzeichnis

2.1	SAR-Prinzip und Aufnahmegeometrie für rechtsblickenden, satellitenbasierten Sensor.	8
2.2	Darstellung der Eigenschaften des RADAR-Bildes in der Null-Doppler-Ebene. . .	10
2.3	Darstellung der Amplituden- und Phasenwerte der Ausgangsbilder sowie des Interferogramms.	13
2.4	Darstellung der InSAR-Aufnahmegeometrie.	15
2.5	Geometrische Zusammenhänge zur Ableitung von Bewegungen aus einer Blickrichtung.	18
2.6	Geometrische Zusammenhänge zur Ableitung von Bewegungen aus zwei Blickrichtungen.	19
2.7	Darstellung troposphärischer Einflüsse auf die interferometrische Phase.	26
2.8	Darstellung ionosphärischer Einflüsse auf die Koregistrierung sowie die interferometrische Phase.	28
2.9	Veränderung der InSAR-Aufnahmegeometrie aufgrund von Orbitfehlern.	29
2.10	Streuverhalten einer Bodenzelle in der komplexen Zahlenebene.	31
2.11	Darstellung der unterschiedlichen Spektren für Master und Slave.	33
2.12	Einfluss des Filterparameters ζ auf ein stärker verrauschtes Interferogramm. . . .	34
2.13	Vergleich gewickelter und abgewickelter Phasenwerte.	36
2.14	Darstellung eines Residuums und eines <i>branch-cuts</i>	37
2.15	Probleme der <i>branch-cut</i> -Methode bei der Phasenabwicklung.	38
2.16	Probleme des SNAPHU-Algorithmus bei der Phasenabwicklung.	38
3.1	Übersichtskarte Antarktikas und Lage des Arbeitsgebietes.	46
3.2	Topographische Karte des Arbeitsgebietes.	48
3.3	Verfügbare GPS-Beobachtungen im Arbeitsgebiet.	55
4.1	Übersicht der InSAR-Prozessierung in Form eines Flussdiagramms.	61

4.2	Anhand von ICESat-Profilen ermittelte Basislinienverbesserung für die Doppeldifferenzen der Spur D407G sowie deren Residuen.	65
4.3	Datenlücken im gleichabständigen Höhenmodell infolge des andersartig gerasterten <i>range-azimuth</i> -Bildsystems.	65
4.4	Darstellung des durch DInSAR ermittelten finalen Höhenmodells des Arbeitsgebietes.	68
4.5	Darstellung der aus Überlappungen ermittelten Standardabweichungen der Oberflächenhöhen.	69
4.6	Darstellung der räumlichen Auflösung für das RAMP-, BAMBER-, INSAR- und ASTER-Höhenmodell.	71
5.1	Räumliche und zeitliche Darstellung der für <i>speckle-</i> und <i>feature-tracking</i> verwendeten Szenen.	76
5.2	Mittels <i>speckle-tracking</i> in ALOS-Daten abgeleitete horizontale Fließgeschwindigkeiten aufliegender und schwimmender Eisbereiche des Plogbreen und des Veststraumen.	79
5.3	Vergrößerte Darstellung von vier im Bereich des Plogbreen genutzten, als vertrauenswürdig eingestuften Gletscherspalten, für die Fließgeschwindigkeiten mittels <i>feature-tracking</i> bestimmt wurden.	80
5.4	Darstellung der horizontalen Fließgeschwindigkeiten (jeweils links) für die Zeiträume 1991 bis 1997 und 1997 bis 2005 sowie deren Differenzen.	82
5.5	Darstellung der zu unterschiedlichen Zeitpunkten bestimmten Fließgeschwindigkeiten und Standardabweichungen entlang der Profilpunkte P1 bis P17.	83
5.6	Finales Fließgeschwindigkeitsfeld des Arbeitsgebietes, welches die 41 InSAR-Lösungen sowie die Ergebnisse aller <i>tracking</i> -Methoden vereint darstellt.	86
5.7	Quantifizierung der Phasenänderung $ d\phi $ einer synthetischen Referenzphase infolge fehlerhaft bekannter Oberflächentopographie.	88
6.1	Schematische Darstellung der Aufsetzzone.	90
6.2	Ableitung der Aufsetzzone mittels InSAR und Topogrammen.	92
6.3	Phasendifferenzen der Spuren D450G und D221G sowie deren Doppeldifferenz entlang des Profils AB.	93
6.4	Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 1.	95
6.5	Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 2.	96
6.6	Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 3.	97
6.7	Ablauf zur Ableitung vertikaler Verschiebungen im Bereich der AZ und des Schelfeises.	100
6.8	Vergleich der Empfindlichkeit für aufsteigende und absteigende Satellitenbahn.	101

6.9	Dreidimensionale Darstellung der Höhenänderung des Schelfeises und der Deformation der Aufsetzzone für die Region des Plogbreen.	103
6.10	Geographische Lage der Profile P1–P3 im Bereich des Plogbreen sowie der Profile V1–V5 für die Region des Veststraumen.	106
6.11	Vertikale Deformation der Aufsetzzone und Verschiebung des Schelfeises infolge von Ozeangezeiten und Luftdruck im Bereich des Plogbreen entlang der Profile P1–P3.	107
A.1	Ausgewertete ERS-1/2-Daten aufsteigender Satellitenspuren.	132
A.2	Ausgewertete ERS-1/2-Daten absteigender Satellitenspuren.	133
A.3	Verlauf der Luftdruck- und der Temperaturkurve für die Aufnahmezeitpunkte des Streifens A031D.	138
A.4	AVHRR-Bilder des Arbeitsgebietes beim Durchlauf eines Tiefdruckgebietes. . . .	138
A.5	Fließgeschwindigkeiten und -Richtungen des MAMM-Geschwindigkeitsfeldes im Bereich des Arbeitsgebietes.	139
A.6	Vergleich der ERS-Amplitudenbilder der Stancomb-Wills-Eiszunge und des Brunt-Schelfeises von 1991 und 2005.	140
A.7	Veränderung der Rissgröße zwischen Brunt-Schelfeis und Stancomb-Wills-Eiszunge von 1991 bis 2005.	141
A.8	Azimute der Fließrichtungen für die Zeiträume 1991 bis 1997 und 1997 bis 2005 sowie deren Änderungen.	142
A.9	Rotationsgeschwindigkeiten für die Zeiträume 1991 bis 1997 und 1997 bis 2005 sowie deren Änderungen.	143
A.10	Vergleich der Ergebnisse des ERS- <i>feature-tracking</i> und des ALOS- <i>speckle-tracking</i> im Bereich des Plogbreen.	144
A.11	Vergleich der Ergebnisse des ERS- <i>feature-tracking</i> und des ALOS- <i>speckle-tracking</i> im Bereich des Veststraumen.	145
A.12	Ergebnisse der theoretischen Fehlerbetrachtung für Fließgeschwindigkeit und Fließrichtung.	146
A.13	Empirische Fehlerbestimmung durch Differenzbildung sich überlappender Geschwindigkeitsfelder.	147
A.14	Ozeangezeiten- und Luftdruckkurve für die InSAR-Aufnahmezeitpunkte im Bereich des Plogbreen (AALO1).	150
A.15	Ozeangezeiten- und Luftdruckkurve für die InSAR-Aufnahmezeitpunkte im Bereich des Veststraumen (AALO2).	150
A.16	Vertikale Deformation der Aufsetzzone und Verschiebung des Schelfeises infolge von Ozeangezeiten im Bereich des Veststraumen (AALO2) entlang der Profile V1–V5.	151
A.17	Dreidimensionale Darstellung der Höhenänderung des Schelfeises und der Deformation der Aufsetzzone für die Region des Veststraumen.	152

Tabellenverzeichnis

2.1	Chronologisch geordnete Übersicht im Umlauf befindlicher RADAR-Satelliten.	6
3.1	Übersicht untersuchter Ozeangezeitenmodelle.	53
4.1	Aufnahmezeiträume der in Version 28 enthaltenen ICESat-Messungen.	60
4.2	Vergleich der ICESat-Messungen mit verfügbaren Höhenmodellen des Arbeitsgebietes.	72
5.1	Übersicht über die in Abbildung 5.3 dargestellten, aus LANDSAT-Daten ermittelten Fließgeschwindigkeiten für die Lokationen A bis D.	80
6.1	Gegenüberstellung und Interpretation der RMS-Werte aufliegender Bereiche.	104
6.2	Übersicht der RMS-Werte einzelner Spuren sowie der gesamten Region bezüglich unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle.	108
A.1	Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen aufsteigender Satellitenbahnen.	134
A.2	Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen absteigender Satellitenbahnen.	135
A.3	Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen (Teil 1).	136
A.4	Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen (Teil 2).	137
A.5	Veränderung der Rissgröße zwischen Brunt-Schelfeis und Stancomb-Wills-Eiszunge von 1991 bis 2005.	141
A.6	Übersicht der für die Bestimmung der Aufsetzzone genutzten SAR-Szenen bzw. Kombinationen.	148
A.7	Zusammenstellung der für die Genauigkeitsbewertung der Ozeangezeitenmodelle genutzten Satellitenspuren.	149

Abkürzungsverzeichnis

ADD	Antarctic D igital D atabase
AG	Anderson G renoble
AL	Aufsetzlinie
ALOS	Advanced L and O bserving S atellite
AMRC	Antarctic M eteorological R esearch C enter
ASTER	Advanced S paceborne T hermal E mission and Reflection R adiometer
AVHRR	Advanced V ery H igh R esolution R adiometer
AWI	Alfred- W egener- I nstitut für Polar- und Meeresforschung
AZ	Aufsetzzone
BAS	B ritish A ntarctic S urvey
BKG	B undesamt für K artographie und G eodäsie
C-Band	Compromise Waves Band, 5.85 bis 8.2 GHz (5.1 cm bis 3.6 cm)
CADA	C ircum- A ntarctic D ata A ssimilation
CATS	C ircum- A ntarctic T idal S imulation
CEOS	C ommittee on E arth O bservation S atellites
CSA	C anadian S pace A gency
DEOS	D elft Institute for E arth O rientated S pace R esearch
DGM-E04	D elft G ravity M odel E04
DHM	D igitales H öhenmodell
DInSAR	D ifferential I nterferometric S ynthetic A perture R adar
ENVISAT	E nvironmental S atellite
ERS	E uropean R emote S ensing S atellite
ESA	E uropean S pace A gency
FES	F inite E lemente S olution
FFT	F ast F ourier T ransform
GEOS	G eodetic E arth O rbiting S atellite
Geosat	G eodetic S atellite
GIMP	G NU I mage M anipulation P rogram
GLAS	G eoscience L ASER A ltimeter S ystem
GMM	G auß- M arkov- M odell
GMT	G eneric M apping T ools
GOT	G oddard O cean T ide (Model)
GPR	G round P enetrating R adar
GPS	G lobal P ositioning S ystem

GRACE	G ravity R ecovery and C limate E xperiment
IBE	invers- b arometrischer E ffekt
ICESat	I ce, C loud and L and E levation S atellite
IEEE	I nstitute of E lectrical and E lectronics E ngineers
IfAG	I nstitut für A ngewandte G eodäsie
InSAR	I nterferometric S ynthetic A perture R adar
IPG	I nstitut für P lanetare G eodäsie
IPS	I CESat P rocessing S oftware
JERS	J apanese E arth R esource S atellite
L-Band	L ong W aves B and, 0.95 GHz bis 1.45 GHz (31.6 cm bis 20.7 cm)
LANDSAT	L and R emote S ensing S atellite
LASER	L ight A mplification by S timulated E mission of R adiation
LIMA	L andsat I mage M osaic of A ntarctica
LSM	L east S quares M atching
MAMM	M odified A ntarctic M apping M ission
MERIS	M edium R esolution I maging I nstrument
METI	M inistry of E conomy, T rade and I ndustry of J apan
MKQ	M ethode der k leinsten Q uadrate
MM5	M esoscale M odel G eneration 5 numerical weather model
MODIS	M oderate R esolution I maging S pectroradiometer
MSP	M odular S AR P rocessor der G AMMA R emote S ensing S oftware
NAO	N ational A stronomical O bservatory (J apan)
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NCAR	N ational C enter for A tmospheric R esearch
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P redictions
NH3D	N on- H ydrostatic 3 - D imensional numeric atmospheric model
NIPR	N ational I nstitute of P olar R esearch
NNRP	N CEP/ N CAR R eanalysis P roject
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
NSIDC	N ational S now and I ce D ata C enter
OTPS	O cean T ide P rediction S oftware
PALSAR	P ulsed A rray L - B and S ynthetic A perture R adar
PRF	P ulse R epetition F requency
PRISM	P anchromatic R emote-sensing I nstrument for S tereo M apping
RADAR	R adio D etection A nd R anging
RADARSAT	R ADAR S atellite
RAMP	R adarsat A ntarctic M apping P roject
RES	R adio E cho S ounding
RESTEC	R emote S ensing T echnology C enter of J apan
RMS	R oot M ean S quare
S-Band	S hort W aves B and, 1.55 bis 5.2 GHz (5.8 bis 19.3 cm)
SEASAT	S EA S atellite
SCHW	S chwiderski (G ezeitenmodell)
SAR	S ynthetic A perture R adar
SCAR	S cientific C ommittee on A ntarctic R esearch

SLCI	S ingle L ook C omplex I mage
SLR	S atellite L ASER R anging
SNAE	S cottish N ational A ntarctic E xpedition
SNAPHU	S tatistical- C ost N etwork- F low A lgorithm for P hase U nwrapping
SPOTL	S ome P rograms for O cean- T ide L oading
SRTM	S huttle R adar T opography M ission
TEC	T otal E lectron C ontent
TECU	T otal E lectron C ontent U nit (10^{16} Elektronen/m ²)
TMD	T ide M odel D river
TOPEX	O cean T opography E xperiment
TPXO	T OPEX/ P oseidon X - O ver Global Inverse Solution
USGS	U nited S tates G eological S urvey
UTC	U niversal T ime C oordinated
VNIR	V isible N ear I nfrared
X-Band	X (Cross) W aves B and, 8.2 bis 12.4 GHz (3.7 cm bis 2.4 cm)

Verwendete Formelzeichen

\vec{a}	normierte Blickrichtung des aufsteigenden Orbits
A_{az}^r, A_{az}^s	Auflösung eines RADARs mit realer, synthetischer Apertur in <i>azimuth</i>
A_{ra}^r, A_{ra}^s	Auflösung eines RADARs mit realer, synthetischer Apertur in <i>range</i>
\mathbf{A}	Designmatrix
A	Amplitude
b	Breite des SAR-Bildes im Sensorsystem (Pixel)
B_a	Breite der Radarantenne
B	räumliche Basislinie zwischen Master und Slave
B'	infolge von Orbitfehlern veränderte Länge der Basislinie
B_{\perp}, B_{\parallel}	normale (effektive), parallele Basislinie bezüglich P
$B_{\perp}^0, B_{\parallel}^0$	normale (effektive), parallele Basislinie bezüglich P_0
$B_v(j, k)$	Verbesserung der Basislinie für Bildpunkt (j,k)
c	Lichtgeschwindigkeit
$c_0 \dots c_5$	Konstanten einer bilinearen Fläche für die Basislinienverbesserung
C_{MS}, C_M, C_S	komplexe Werte im Interferogramm, Master, Slave
C_S^*	komplex Konjugierte von C_S
\vec{d}	normierte Blickrichtung des absteigenden Orbits
dh	Höhenänderung
dH_{trans}	Höhendifferenz zwischen zwei lokalen Koordinatensystemen unterschiedlicher Null-Doppler-Ebenen benachbarter Satellitenspuren
dj, dj_g	Pixelgröße in <i>range</i> (für Schrägentfernung), Pixelgröße auf Ellipsoid
dt	Zeitdifferenz zwischen zwei Aufnahmen oder zwei Interferogrammen
D	Determinante
e	Fehlervektor
\mathbf{E}	Einheitsmatrix
E_1, E_2, E_3	Lösungsebenen zur Rekonstruktion des Geschwindigkeitsvektors
$f_{DZ}, f_{DZ,M}, f_{DZ,S}$..	Doppler-Zentroid-Frequenz allgemein, für Master, für Slave
g	Betrag der Erdschwerebeschleunigung
g_1, g_2	Grauwerte zweier Satellitenbilder
$h_{2\pi}$	Höhenänderung für einen Phasendurchlauf

h_{40°	Höhenänderung für 40°-Phasenrauschen
H	ellipsoidische Höhe
H_M	Höhenprädiktion des Ozeangezeitenmodells für Master
H_P	Höhe des Punktes P über der Referenzfläche
H_S	Höhenprädiktion des Ozeangezeitenmodells für Slave
H_{Sat}	Höhe des Satelliten über der Referenzfläche
i	Indexvariable (allgemein)
i	imaginäre Einheit
I	Ausschnitt eines Interferogramms (Phasenwerte bei Phasenfilterung)
\hat{I}	rücktransformierter, gefilterter Ausschnitt (Phasenwerte) eines Interferogramms
\Im	Imaginäranteil einer komplexen Zahl
j	Bildkoordinate (Spalte) im SAR-Bild
J	Anzahl der Spalten eines Bildausschnitts oder gesamte Bildbreite
k	Bildkoordinate (Zeile) im SAR-Bild
K	Anzahl der Zeilen eines Bildausschnitts oder gesamte Bildhöhe
L_a	Länge der Radarantenne
L_s	Länge der synthetischen Radarantenne
m	Indexvariable (allgemein)
M	Satellitenposition des Masters (auch als Index an anderen Variablen)
M_a, M_d	Satellitenposition des Masters im aufsteigenden Orbit, im absteigenden Orbit
n	Anzahl der Bildpunkte im Ausschnitt, Zählvariable
\mathbf{N}	Normalgleichungsmatrix
nr	Schrägentfernung zum ersten Bildpunkt (<i>near-range</i>)
\vec{p}	normierter Normalenvektor der Topographie in P
p, p_L, p_W	Druck allgemein, Luftdruck, Schweredruck einer Wassersäule
p_i	Gewicht für die Kombination separater Höhenmodelle
P	Objektpunkt auf der Oberfläche
\mathbf{P}	Gewichtsmatrix
P_0	Position des Punktes P auf der Referenzfläche
P_v	Position des Punktes P nach vertikaler Bewegung
Q	Position des Punktes P nach schräger Bewegung (geneigt, verdreht)
R, R_M, R_S	Schrägentfernung allgemein, zu Master, zu Slave
\Re	Realteil einer komplexen Zahl
$\mathbf{R}, \mathbf{R}_x, \mathbf{R}_z$	Rotationsmatrix allgemein, um X-Achse, um Z-Achse
$\Delta R_d, \Delta R_a$	Schrägstreckenänderung des absteigenden, des aufsteigenden Orbits
s	Indexvariable (allgemein)
S	Satellitenposition des Slaves (auch als Index an anderen Variablen)
t_M, t_S	Aufnahmezeitpunkt von Master, von Slave

\mathbf{T}	Translationsmatrix
T	Spannungsfaktor (bikubische Spline-Interpolation)
$T(u, v)$	Spektrum des gefilterten Signals
u, v	Frequenzen des FFT-Spektrums (Koordinaten im Spektralbereich)
v	Indexvariable
v_{horiz}	Horizontalgeschwindigkeit
v_{azi}	Azimut der Bewegungsrichtung
ver_s	schräge Verschiebung (Einwegsignal)
ver_v	vertikale Verschiebung (Einwegsignal)
w	Indexvariable
\mathbf{X}_G	kartesisch geozentrische Koordinaten (global)
\mathbf{X}_L	kartesische Koordinaten eines lokalen Systems in der Null-Doppler-Ebene
\mathbf{X}_H	kartesische Koordinaten eines lokalen Horizontsystems
\mathbf{y}	Beobachtungsvektor
$z, z(\Phi, \Lambda)$	ellipsoidische Höhe (abhängig von Φ, Λ)
α	Neigung der Basislinie gegenüber der Horizontalen
α'	infolge von Orbitfehlern geänderte Neigung der Basislinie gegenüber der Horizontalen
β	Faktor zur Skalierung der Topographie
γ	Kohärenz
$\hat{\gamma}$	geschätzte Kohärenz
$\bar{\gamma}$	mittlere geschätzte Kohärenz für einen Bildausschnitt
$\bar{\gamma}_{MS}$	mittlere geschätzte Kohärenz des gesamten Interferogramms
ζ	Filterparameter
η	Neigungswinkel der Oberflächentopographie in P
θ, θ_0	Blickwinkel, unter dem P, P_0 erfasst wird
κ	Skalierungsfaktor zur Berechnung der Höhendifferenz (IBE)
λ	Wellenlänge
Λ	ellipsoidische Länge
μ	Richtung des Fehlervektors e innerhalb der Fehlerellipse (Orbitfehler)
ξ, ξ_M, ξ_S	Einfallswinkel der Blickrichtung in P allgemein, für Master, für Slave
ξ	Vektor der Unbekannten
$\hat{\xi}$	geschätzter Vektor der Unbekannten
ϱ	Dichte des Eises für hydrostatisches Gleichgewicht
ρ	Kreuzkorrelationskoeffizient
σ^2	Varianz einer Variablen
$\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{\bar{\phi}_0}$	Fehler-Standardabweichung der B_{\perp} für $\bar{\phi}_0$
$\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{B_v}$	Fehler-Standardabweichung der B_{\perp} mit Basislinienverbesserung B_v

σ_h, σ_v	Fehler-Standardabweichung des Satellitenorbits senkrecht zur Flugrichtung, in radialer Richtung
$\sigma_{H_{P_i}^{lok}}$	theoretischer Höhenfehler
τ	Pulslänge
ϕ, ϕ_{ms}	Phase des Interferogramms, in Kombinationen unterschiedlicher Überflüge: Master $m \in [1, 2..]$ und Slave $s \in [1, 2..]$
ϕ_M, ϕ_S	Phase des Interferogramms für Master, für Slave
ϕ_{topo}	durch die Topographie über der Referenzfläche beigesteuerter Phasenanteil
ϕ_{ref}	für die Referenzfläche erwarteter Phasenwert (Effekt der Basislinie)
ϕ_{bew}	Phasenanteil, der durch Oberflächenbewegung entsteht
$\phi_{iono,tropo}$	Phasenanteil durch Laufzeitverzögerungen in der Ionosphäre und der Troposphäre
ϕ_{rausch}	verbleibendes Phasenrauschen
$\bar{\phi}_0$	aus Passpunkten bestimmte, gemittelte Phasenkonstante
$\Delta\phi$	um den Effekt der Basislinie korrigierte Phase des Interferogramms
Δh	Höhenänderung infolge des Luftdrucks oder der Ozeangezeiten (Einwegsignal)
ϕ_0	Phasenkonstante (Phasenabwicklung)
Φ	ellipsoidische Breite
ψ_{orig}	Phasenwert eines Überfluges für einen Bildpunkt
ψ	negierter Wert von ψ_{orig}
$\psi_{obj,M}, \psi_{obj,S}$	Phasenanteile durch objektbezogene Streueigenschaften für Master, für Slave
ω	Verschwenkung der Fließbewegung aus der Null-Doppler-Ebene
$E\{..\}$	Erwartungswert
$FFT\{..\}$	Fast Fourier Transformation
$FFT^{-1}\{..\}$	Inverse Fast Fourier Transformation
$W\{..\}$	Glättungsfunktion im Spektralbereich
Δ	Laplace-Operator

Kapitel 1

Einleitung

Die Geodäsie als „Wissenschaft von der Ausmessung und Abbildung der Erdoberfläche“ (Helmert, 1880) befasst sich neben der Bestimmung des Erdschwerefeldes und der Orientierung der Erde im Raum vor allem mit der geometrischen Gestalt der Erdoberfläche und deren räumlich-zeitlichen Veränderungen. Diese Komponenten sind in nahezu allen geowissenschaftlichen Bereichen ausschlaggebende Größen, die eine Grundlage zur Ableitung neuer Aussagen und Erkenntnisse bilden, als Eingangsparameter für Berechnungen dienen oder als Randbedingungen in Modellen genutzt werden. Umgekehrt definieren Probleme anderer Disziplinen spezielle geodätische Fragestellungen und Arbeitsfelder, wodurch nicht zuletzt neue Methoden entwickelt werden.

Die vorliegende Arbeit kombiniert und erweitert aktuelle Methoden der Satellitengeodäsie und der Fernerkundung, um das klassisch geodätische Thema der Bestimmung von Topographie und Bewegungsverhalten der Oberfläche hinsichtlich glaziologischer Fragestellungen zu adressieren. Die erzielten Ergebnisse bilden eine verbesserte Grundlage zur Eruiierung klimatologischer Aspekte.

Die realistische Abschätzung von Klimaveränderungen, insbesondere unter Berücksichtigung unterschiedlicher Szenarien anthropogener Einflüsse, ist aufgrund komplexer stofflicher und energetischer Zusammenhänge sowie Wechselwirkungen zwischen Kryosphäre, Hydrosphäre, Atmosphäre und Lithosphäre eine große wissenschaftliche Herausforderung, der zudem eine gewisse gesellschaftliche Dringlichkeit zur Abschätzung möglicher Konsequenzen innewohnt. Die Wichtigkeit dieser Angelegenheit wird um so klarer, je mehr man sich verdeutlicht, dass die meisten Prozesse im System Erde nichtlinear ablaufen. Aus dem Gleichgewicht geratene Beziehungen können sich durch positive Rückkopplungen stark beschleunigen und irreversible Folgen haben.

Die Intensität der Sonneneinstrahlung auf der Erdoberfläche nimmt vom Äquator zu den Polarregionen infolge des veränderten Einfallswinkels kontinuierlich ab, wodurch sich ein Temperaturgradient zwischen diesen Regionen ausbildet (Trenberth und Caron, 2001). Dieser Gradient ist Antrieb für atmosphärische und ozeanische Strömungen, die die Antarktis trotz ihrer isolierten Lage in vielerlei Hinsicht stark an globale Klimaprozesse koppeln. Aus diesem Grund beeinflusst einerseits die Antarktis das globale Klima, umgekehrt wird aber auch die Entwicklung der Antarktis vom globalen Klima entscheidend geprägt.

Die antarktische Küste ist zu 45 % mit Schelfeis umsäumt (Glasser und Scambos, 2008), über welches in Kombination mit Gletschern 90 % des gesamtantarktischen Eismassenverlustes in

Form von Kalben oder Schmelzen ablaufen (Vaughan und Doake, 1996). Schelfeise und Gletscher können folglich als sehr sensible Klimaindikatoren angesehen werden, die durch Veränderungen in deren Fließverhalten oder Eisdicke unter Beachtung anderer Faktoren Rückschlüsse auf existierende Trends ermöglichen. Obwohl die im Schwimmgleichgewicht befindlichen, noch mit dem Inlandeis verbundenen Schelfeiskörper bei einem Abschmelzen keinen direkten Meeresspiegelanstieg verursachen, stellen diese dennoch eine Barriere für abfließende Gletscher dar, wodurch sie eine bremsende Wirkung auf den Ausfluss inländischer Gletscher haben (Thomas, 1979). Neben der Bestimmung der Fließgeschwindigkeit inländischer Gletscher ist auch das Fließregime von Schelfeis zur Bewertung von dessen Struktur und Entwicklung, auch hinsichtlich numerischer Modellierungen, von großem Interesse (Hulbe u. a., 2005). Die Aufsetzzone (AZ) als Übergang zwischen aufliegendem und im Schwimmgleichgewicht befindlichem Eis ist eine kritische Region. Einerseits stellt sie die Schnittstelle für Massentransporte von der Kryosphäre in den Ozean dar, andererseits erfährt dieser Bereich infolge der Vertikalbewegung der Ozeangezeiten ständige Deformationen, die schwer modelliert werden können. Ozeangezeitenmodelle, die auf hydrodynamischer Modellierung basieren, benötigen beispielsweise eine genaue Abgrenzung dieser Zone. Ein weiterer wichtiger Aspekt ist die beachtliche Menge Süßwasser, die im antarktischen Eisschild oberhalb des Meeresspiegels gebunden ist. Würde diese Eismasse vollständig abschmelzen, hätte dies einen Meeresspiegelanstieg von 57 m zur Folge, woraus sich selbst bei einem allmählichen Voranschreiten einschneidende gesellschaftliche Konsequenzen ergeben würden (Lythe u. a., 2000). Im aktuellen vierten Bericht des „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (Solomon u. a., 2007) ist der Beitrag Antarktikas zum Meeresspiegelanstieg sowohl für das letzte Jahrzehnt als auch für Prädiktionen der nächsten hundert Jahre der größte Unsicherheitsfaktor. Nicht einmal das Vorzeichen des Massenzutrags wird signifikant angegeben.

Wenngleich es nicht Umfang dieser Arbeit ist, Massenflüsse zu berechnen, können mithilfe eines Geschwindigkeitsfeldes und der Kenntnis von Oberflächen- und Subglazialtopographie, Eisdichte und Akkumulationsraten präzise Aussagen über Massendurchsätze an der Aufsetzlinie (AL) sowohl für Einzelobjekte als auch für ganze Einzugsgebiete getroffen werden.

Aus diesen Zusammenhängen leiten sich vier wichtige Zielstellungen für diese Arbeit ab, die beispielhaft für Teile der Küstenregion des Riiser-Larsen- und Brunt-Schelfeises verfolgt werden:

- die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten aufliegender und schwimmender Eisbereiche (der Gletscher selbst sowie deren umliegender Regionen, um Fließregime und Einzugsgebiete erkennen zu können) einschließlich einer Bewertung der genutzten Methoden und der erreichten Genauigkeit,
- die Ableitung eines räumlich hochaufgelösten Höhenmodells für aufliegende Eisbereiche inklusive einer Genauigkeitsabschätzung, um zum Beispiel Geländeneigungen und Einzugsgebiete zu deduzieren oder Volumenberechnungen und topographieabhängige Georeferenzierungen genau durchführen zu können,
- die präzise Lagekartierung der AZ, basierend auf deren oberer und unterer Deformationsgrenze als wichtiges glaziologisches Merkmal für Massendurchsatzberechnungen,
- die flächendeckende Quantifizierung der Eisdeformation im Bereich der AZ infolge der Ozeangezeiten und des invers-barometrischen Effekts (IBE), um eine Verbindung zwischen den sonst oft separat betrachteten Systemen aufliegender und schwimmender Eismassen herzustellen.

Zur flächendeckenden Ableitung solch räumlich hochaufgelöster Informationen, insbesondere in schwer zugänglichen Regionen, ist die Kombination von Satellitengeodäsie und Fernerkundung ein unschlagbar effizientes Werkzeug. Neben den seit Anfang der 70er Jahre erfolgreich eingesetzten optischen Sensoren gelang es in den letzten 20 Jahren, die räumliche Auflösung von RADAR-Messungen (*Radio Detection And Ranging*) durch eine verbesserte Signalverarbeitungsmethode, die SAR-Prozessierung (*Synthetic Aperture Radar*), derart zu steigern, dass auch RADAR-Systeme als bildgebende Fernerkundungssensoren Anwendung fanden. Dadurch ergab sich erstmals die Möglichkeit einer flächendeckenden interferometrischen Auswertung, die als InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) bezeichnet wird. Obwohl der im Jahre 1978 gestartete SEASAT (*SEA Satellite*) diese neue Ära der Fernerkundung einleitete, wurde InSAR erst mit dem durchschlagenden Erfolg der Satellitenmissionen ERS-1/2 (*European Remote Sensing Satellite*) populär. Deren Daten haben bis zum heutigen Tage große wissenschaftliche Bedeutung und werden hinsichtlich verschiedenster Anwendungen ausgewertet, obwohl sich seither das Spektrum durch weitere Missionen wie JERS (*Japanese Earth Resource Satellite*), RADARSAT (*RADAR Satellite*), ENVISAT (*Environmental Satellite*), ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), TerraSAR-X, TanDEM-X und RADARSAT-2 mit deutlich verbesserten Sensoren stark erweitert hat.

In dieser Arbeit werden hauptsächlich SAR-Daten (RADAR-Bilder) der Satelliten ERS-1/2 und ALOS genutzt. Die interferometrische Auswertung wird hierbei einerseits zur Bestimmung der Oberflächentopographie und des Bewegungsfeldes aufliegender Eisbereiche, andererseits zur Kartierung der AZ angewendet. Für schwimmende Bereiche, die Vertikalverschiebungen infolge von Ozeangezeiten und Luftdruckveränderungen erfahren, werden Bildzuordnungsverfahren (*feature-tracking*) zur Ermittlung der Fließgeschwindigkeit eingesetzt, da diese gegenüber vertikalen Veränderungen nicht sensitiv sind. Die Kombination beider Methoden ermöglicht es letztlich, vertikale Deformationen im Bereich der AZ zu quantifizieren.

Im folgenden zweiten Kapitel „Theoretische Grundlagen und Methodik“ werden die fachlichen Voraussetzungen zum Verständnis dieser Arbeit dargelegt. Beginnend mit einer Einführung in die RADAR-Fernerkundung werden die Aufnahmegeometrie (Abschnitt 2.1.1), das Prinzip der synthetischen Apertur (Abschnitt 2.1.2) und die Eigenschaften des SAR-Bildes (Abschnitt 2.1.3) beschrieben. Eine knappe Darstellung der Generierung von SAR-Bildern aus Rohdaten schließt sich in Abschnitt 2.1.4 an. Der eigentliche Schwerpunkt, die interferometrische Auswertung mit besonderem Fokus auf die Ableitung von Oberflächentopographie und Fließgeschwindigkeiten, folgt in den Abschnitten 2.1.5 – 2.1.10. Abschnitt 2.2 erklärt und diskutiert die genutzte Methodik zur Bestimmung von Verschiebungen in Bildpaaren. Die ebenfalls genutzte LASER-Altimetrie (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) wird weniger ausführlich in Abschnitt 2.3 umrissen.

Im dritten Kapitel „Beschreibung des Arbeitsgebietes und der genutzten Datensätze“ werden dem Leser das Arbeitsgebiet und die zur Kalibrierung oder Validierung genutzten Datensätze vorgestellt. Nach einem allgemeinen Überblick über die Antarktis (Abschnitt 3.1.1) werden die geographische Lage der betrachteten Region sowie glaziologische Merkmale dargestellt (Abschnitt 3.1.2). Die Beschreibung der einzelnen Datensätze (Höhenmodelle, Ozeangezeitenmodelle, Luftdruckdaten und GPS-Messungen (*Global Positioning System*)) erstreckt sich von Abschnitt 3.2.1 bis 3.2.5.

Das vierte Kapitel „Bestimmung der Oberflächentopographie“ ist in drei größere Schwerpunkte untergliedert. Nach einem kurzen Überblick (Abschnitt 4.1) wird die Analyse von LASER-

Altimeterprofilen besprochen (Abschnitt 4.2), welche die Grundlage für die später bei der interferometrischen Auswertung benötigte Basislinienverbesserung bilden. Die Berechnung der einzelnen Topographiemodelle durch Doppeldifferenzbildung und das anschließende Zusammenführen dieser Modelle zu einem Gesamtmodell des Arbeitsgebietes ist Gegenstand des Abschnitts 4.3. Genauigkeitsbetrachtungen und Vergleiche zu anderen Modellen werden im letzten Teil (Abschnitt 4.4) durchgeführt.

Die „Ableitung horizontaler Geschwindigkeitsfelder“ aus Satellitenbildern ist Inhalt des fünften Kapitels, welches mit einer kurzen Einführung bezüglich genutzter Methoden und existierender Probleme beginnt (Abschnitt 5.1). Die vorgestellten Ansätze zur Merkmalsverfolgung werden in Abschnitt 5.2 genutzt, um mittels *speckle-tracking* in ALOS-Daten (Abschnitt 5.2.2) und *feature-tracking* in ERS-Daten (Abschnitt 5.2.3) Fließgeschwindigkeiten aus zweidimensionalen Bildverschiebungen über kurze und lange Zeitspannen zu extrahieren. Im Abschnitt 5.3 wird die interferometrische Phase zur Messung von Oberflächenverschiebungen genutzt, wobei für die Rekonstruktion des gesuchten Fließvektors aufsteigende und absteigende Bahnbögen kombiniert werden.

Die „Lokation der Aufsetzzone und ozeangezeitenbedingte Höhenänderungen“ sind Thema des letzten großen Kapitels. Dieses beginnt mit einem allgemeinen Überblick (Abschnitt 6.1.1), in dem wichtige Punkte der Aufsetzzone vorgestellt und klassische Methoden zu ihrer Kartierung, insbesondere jedoch der der Aufsetzlinie, besprochen werden. Die Möglichkeit, die interferometrische Auswertung zur Lagekartierung der Aufsetzlinie zu nutzen, wird in Abschnitt 6.1.2 skizziert – Ergebnisse für den gesamten Küstenbereich des Arbeitsgebietes werden in Abschnitt 6.1.3 präsentiert. Der zweite Teil des sechsten Kapitels beschäftigt sich mit ozeangezeitenbedingten Höhenänderungen im Bereich der Aufsetzzone sowie des Schelfeises. Hier wird nach einer kleinen Einführung (Abschnitt 6.2.1) erklärt, wie sich der bei der Messung störende Einfluss der Horizontalbewegung eliminieren lässt (Abschnitt 6.2.2), um anschließend Höhendifferenzen bestimmen zu können, welche in Abschnitt 6.2.3 vorgestellt werden. Im darauf folgenden letzten Teil dieses Kapitels (Abschnitt 6.2.4) werden diesen Informationen Prädiktionen unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle gegenübergestellt, wodurch deren Qualität im Arbeitsgebiet beurteilt werden kann.

Den Schluss der Arbeit bildet die „Zusammenfassung“ (Kapitel 7), in der die wichtigsten Ergebnisse und Erkenntnisse der durchgeführten Untersuchungen noch einmal resümiert und vergleichend eingeordnet werden.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen und Methodik

Die in diesem Kapitel vorgestellten theoretischen Grundlagen sollen dem Verständnis der darauf folgenden Kapitel dienen. Hierbei werden drei größere Themenschwerpunkte abgedeckt. Kapitel 2.1 umreißt, beginnend mit der Aufnahmegeometrie (Abschnitt 2.1.1), das Prinzip der SAR-Prozessierung (Abschnitt 2.1.2). Nachdem die Eigenschaften der SAR-Bilder vorgestellt wurden (Abschnitt 2.1.3), wird zur interferometrischen Auswertung (InSAR) übergegangen, wobei Einflüsse und Prozessierungsmethoden (Abschnitte 2.1.7–2.1.10) hinsichtlich der Ableitung von Oberflächentopographie und Bewegungsverhalten vorgestellt werden. Das sich anschließende Kapitel 2.2 stellt grundlegende Methoden zur Ableitung von Verschiebungen aus Bildpaaren dar, welche sowohl für optische als auch für RADAR-Daten von Bedeutung sind. Den Abschluss des Kapitels bildet Abschnitt 2.3, welcher die Theorie der LASER-Altmetrie zur Ableitung von Topographieprofilen in einem auf die Anwendung in dieser Arbeit reduzierten Umfang darstellt.

2.1 RADAR-Fernerkundung und interferometrische Auswertung

Die Idee, RADAR-Systeme für Fernerkundungszwecke einzusetzen, bestand bereits in den 50er Jahren. Anders als bei optischen Systemen wird die Fokussierung eines RADAR-Systems durch die Antennengröße bestimmt. Da der Größe der Antenne technische Grenzen gesetzt sind, war die Auflösung solcher Systeme für lange Zeit unbefriedigend.

Der Durchbruch zur wissenschaftlichen Nutzung dieser Technik gelang erst im Jahre 1978 mit SEASAT (Massonnet und Feigl, 1998). Durch Konzeption und Umsetzung einer Vielzahl verschiedener RADAR-Missionen in den letzten Jahren wurden Methoden zur drastischen Steigerung der Bildauflösung entwickelt. Im Folgenden wird nur das Prinzip der klassischen Streifenaufnahme im *StripMap*-Modus vorgestellt, obwohl aktuelle Satelliten mit neueren *phased-array*-Antennen ausgestattet sind und dadurch deutlich fortgeschrittenere Aufzeichnungsmethoden wie z. B. den *ScanSAR*- oder den *SpotLight*-Modus beherrschen. In diesen Aufzeichnungsmodi erreichen SAR-Sensoren annähernd die Auflösung optischer Systeme. Eine Übersicht aktueller, im Orbit befindlicher RADAR-Satelliten ist in Tabelle 2.1 gegeben.

Tabelle 2.1: Chronologisch geordnete Übersicht im Umlauf befindlicher RADAR-Satelliten. Hellgrau unterlegte Sensoren sind mehrjährige Satellitenmissionen (mit Wiederholorbit), die sich für die interferometrische Auswertung eignen.

Name	Start [Monat/Jahr]	Wellenlänge [cm]	Band	Wiederholzyklus [Tage]	Einfallswinkel [Grad]
SEASAT	06/1978	23.53	L	3	23
SIR-A	11/1981	23.53	L	-	50
SIR-B	10/1984	23.53	L	-	15 .. 60
Resurs01-1	10/1985	9.14	S	-	-
Cosmos-1870	07/1987	9.59	S	-	25 .. 60
Almaz-1	03/1991	9.59	S	-	25 .. 60
ERS-1	07/1991	5.67	C	3, 35, 168	23
JERS	11/1992	23.53	L	44	20 .. 49
SIR-C	04/1994	3.10, 5.67, 23.53	X, C, L	-	15 .. 60
ERS-2	04/1995	5.67	C	35	23
RADARSAT-1	11/1995	5.67	C	24	20 .. 58
Priroda (MIR)	04/1996	9.14, 23.42	S, L	-	38
SRTM	02/2000	5.67	C	-	30 .. 62
ENVISAT/ASAR	03/2002	5.67	C	35	15 .. 45
LightSAR	09/2002	3.12, 5.66, 23.51	X, C, L	8, 10	22.5 .. 32.5
ALOS/PALSAR	01/2006	23.53	L	46	18 .. 43
SAR-Lupe	12/2006	3.10	X	*	*
TerraSAR-X	06/2007	3.10	X	11	20 .. 45
COSMO-Skymed	06/2007	3.10	X	*	*
RADARSAT-2	12/2007	5.41	C	24	20 .. 60
TanDEM-X	06/2010	3.10	X	11	20 .. 55

* variabel (Formation aus mehreren Kleinsatelliten in versetzten Bahnebenen)

RADAR-Systeme sind aktive, abbildende Sensoren, die Mikrowellenimpulse mit einer Wellenlänge von ≈ 3 cm im X-Band (*Cross Waves Band*), ≈ 5 cm im C-Band (*Compromise Waves Band*) oder ≈ 23 cm im L-Band (*Long Waves Band*) aussenden und die rückkehrenden Signale aufzeichnen. Die eigenständige Beleuchtung des Objektes macht den Aufnahmeprozess hierbei unabhängig von externen Lichtquellen, wodurch zu jeder Tages- und Jahreszeit beobachtet werden kann. Dies spielt für die Antarktis vor allem während der Zeit der Polarnacht eine besondere Rolle. Ein weiterer Vorteil ist die (verglichen mit optischen Sensoren) verhältnismäßig lange Wellenlänge, die in der Lage ist, Regen, Wolken, Nebel, Rauch sowie Aerosole nahezu ungestört zu durchdringen. Neben dieser Wetterunabhängigkeit interagieren Mikrowellen stärker mit der Objektoberfläche als Wellen des sichtbaren Bereiches, was bei unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften (Firn, Schnee, Eis) zu verschiedenem Rückstreuverhalten und dadurch zu unterschiedlich strukturierten Amplitudenbildern führt.

2.1.1 Aufnahmegeometrie und Auflösungsvermögen

Eine symbolische Darstellung der Aufnahmegeometrie eines rechtsblickenden SAR-Satellitensystems ist in Abbildung 2.1 gegeben. Eine vom Satelliten getragene, rechteckige SAR-Antenne der Länge L_a und der Breite B_a wird in einer Flughöhe H_{Sat} entlang der Flugtrajektorie bewegt. Die Aufnahme, also das sich abwechselnde Aussenden, Empfangen und Registrieren von dichten Mikrowellen-Pulsfolgen der Länge τ , findet in Flugrichtung nach rechts unter dem Blickwinkel θ statt. Der Antennenöffnungswinkel des RADAR-Signalkegels wird sowohl durch die Wellenlänge λ des Systems als auch durch die Antennenbauform und deren Abstrahlverhalten (*antenna-pattern*) sowie die Schrägentfernung (*slant-range*) R zum Objekt bestimmt. Der Öffnungswinkel in Flugrichtung (*azimuth*) wird durch das Verhältnis Wellenlänge zu Antennenlänge definiert. Da bei einem RADAR mit realer Apertur Einzelstreuer innerhalb des Signalkegels nicht aufgelöst werden können, legt die Breite dieser Ausleuchtzone (in *azimuth*) die höchstmögliche Auflösung fest:

$$A_{az}^r = \frac{\lambda}{L_a} R. \quad (2.1)$$

Für ERS-1/2 ($\lambda = 0.0566$ m, $L_a = 10.0$ m und $R \approx 853$ km) entspricht dies einer Bodenauflösung in *azimuth* von rund 4.8 km. Senkrecht zur Flugrichtung (*range*) wird die Auflösung durch die Pulslänge τ und somit durch die mögliche Wiederholfrequenz, PRF (*Pulse Repetition Frequency*), limitiert:

$$A_{ra}^r = \frac{c\tau}{2}. \quad (2.2)$$

Hierbei ist c die Lichtgeschwindigkeit und die Zahl 2 im Nenner entsteht aufgrund des doppelten Signallaufweges. Aus Gleichung 2.2 folgt: je kürzer τ gewählt wird, desto höher ist die Auflösung in *range*. Da das rückgestreute Signal um 11 Größenordnungen schwächer ist, bedarf es aus technischen Gründen einer bestimmten Pulslänge, um hinreichend viel Energie übertragen und mit einem vertretbaren Signal-Rausch-Verhältnis empfangen zu können. Für ERS-1/2 ($\tau = 37.1 \mu\text{s}$) ergibt sich bei realer Apertur eine maximale Auflösung von 5.6 km in *slant-range*, welche sich bei einem mittleren Einfallswinkel von $\theta \approx 23^\circ$ auf eine Bodenauflösung von 14.3 km verschlechtert.

2.1.2 RADAR mit synthetischer Apertur (SAR)

Da sich die Bandbreite umgekehrt proportional zur Pulslänge verhält, τ aber nicht beliebig verkleinert werden kann, wird anstelle eines monofrequenten Pulses ein frequenzmodulierter Puls, ein sogenannter *chirp*, ausgesendet. Die Bandbreite eines solchen *chirp* wird dabei durch die Start- und Endfrequenz des modulierten Pulses bestimmt, wobei sich mit einer höheren Bandbreite die Auflösung des Systems vergrößert. Mit dieser Pulskomprimierung kann eine mehr als 500-fach verbesserte Auflösung erzeugt werden, die bei ERS-1/2 zu einer *slant-range*-Auflösung von 7.9 m und einer Bodenauflösung von ≈ 20 m führt.

Da sich die Antenne während der Aufnahme kontinuierlich bewegt, der zurückgelegte Weg aber um ein Vielfaches kleiner ist als die Breite des Signalkegels A_{az}^r an der Erdoberfläche, enthalten mehrere aufeinanderfolgende Pulsechos Informationen eines einzelnen Streuers am Boden. Die Relativgeschwindigkeit zwischen einem Streuer und der Antenne verändert sich in Abhängigkeit von der Satellitenposition. Die sich hieraus ergebende Dopplerverschiebung ermöglicht bei einer kohärenten¹ Prozessierung eine synthetische Vergrößerung der Antenne. Die Breite A_{az}^r des

¹Nutzung von Phasen- und Amplitudeninformation

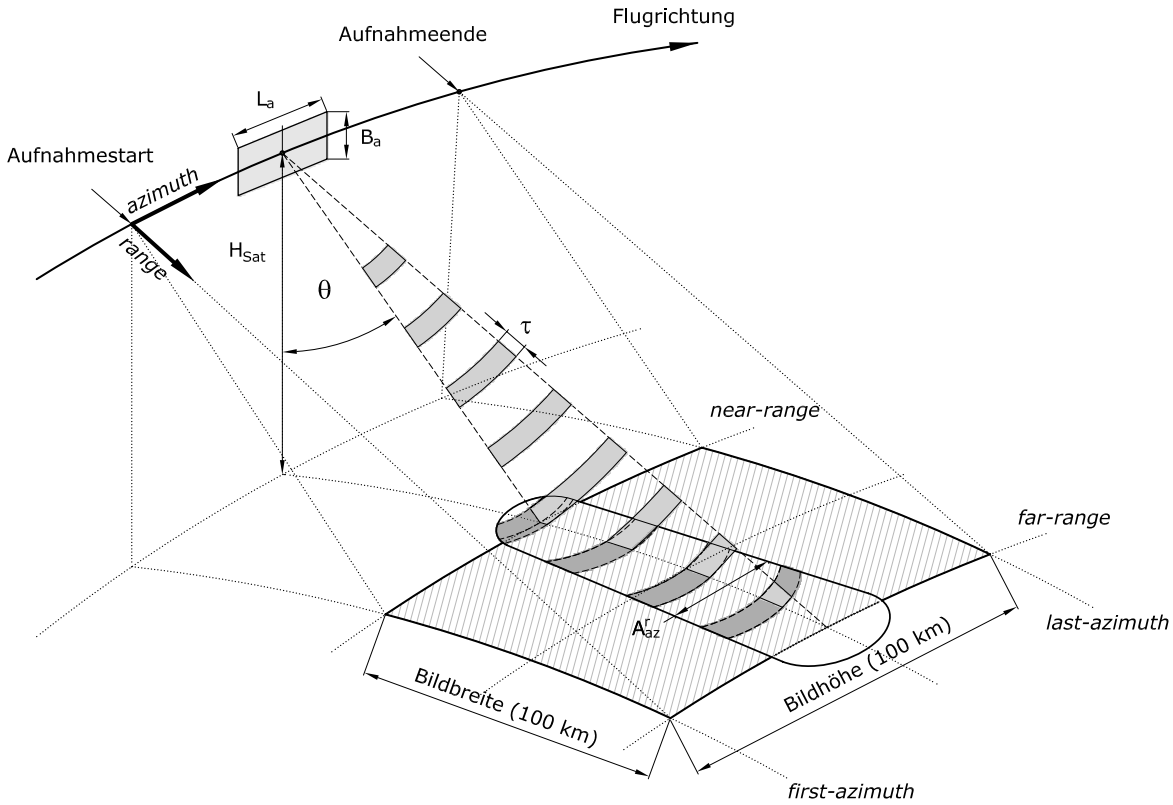


Abbildung 2.1: SAR-Prinzip und Aufnahmegeometrie für rechtsblickenden, satellitenbasierten Sensor. Die rechteckige Antenne (Länge L_a , Breite B_a) in der Höhe H_{Sat} bewegt sich in Flugrichtung (Pfeil) und tastet dabei mit einem gerichtetem RADAR-Signalkegel den aufgenommenen Streifen (schraffiert) in *azimuth*-Richtung von *first-azimuth* bis *last-azimuth* ab. Senkrecht zur Flugrichtung wird der Streifen unter einem Blickwinkel θ von *near-range* bis *far-range* durch Laufzeitmessung der ausgesendeten Radarimpulse der Länge τ aufgelöst.

Signalkegels in *azimuth* ist in Gleichung 2.1 gegeben. Sobald ein Objekt vom Signalkegel erfasst wird, kann sich der Satellit noch genau um A_{az}^r im Orbit weiterbewegen, bevor das Objekt am Boden den Signalkegel wieder verlässt. Der in dieser Zeit zurückgelegte Weg entspricht also der Länge der synthetischen Antenne L_s .

Bei Antennen mit realer Apertur strahlen beim Senden alle Flächenelemente simultan, weshalb die Phasendifferenz des empfangenen Signals lediglich aus dem Rückweg berechnet werden kann. Durch das zeitlich versetzte und somit auch räumlich getrennte Abstrahlen bei synthetischen Antennen muss zur Berechnung des Antennenöffnungswinkels sowohl der Hin- als auch Rückweg beachtet werden (Curlander und McDonough, 1991; Meyer, 2004), wodurch sich die folgende *azimuth*-Auflösung A_{az}^s ergibt:

$$A_{az}^s \approx \frac{\lambda}{2L_s} R. \quad (2.3)$$

Ersetzt man L_s durch A_{az}^r , folgt:

$$A_{az}^s \approx \frac{L_a}{2}. \quad (2.4)$$

Man beachte, dass Gleichung 2.4 weder von der Wellenlänge λ noch von der Schrägentfernung zum Objekt abhängig ist. Da sich L_a jetzt im Zähler der Gleichung befindet, erhöht sich die

Auflösung einer synthetischen Antenne, indem die Länge L_a der realen Apertur reduziert wird. Im Falle des ERS-1/2 wird somit eine *azimuth*-Auflösung von $A_{az}^s \approx 4$ m erreicht. Das Auflösungsverhältnis *azimuth* : *range* ist folglich eine von Sensor und Beobachtungswinkel abhängige Größe.

2.1.3 Eigenschaften des SAR-Bildes

Wie alle elektromagnetischen Wellen enthalten auch kohärent prozessierte RADAR-Echos zwei Informationen (Phasenlage und Signalstärke), die in Form einer komplexen Zahl für jeden Bildpunkt gespeichert sind. Ein SAR-Bild in voller Auflösung wird deshalb auch als SLCI (*Single Look Complex Image*) bezeichnet. Die bereits genannte, entlang der Flugbahn verlaufende *azimuth*-Richtung und die senkrecht zur Flugbahn verlaufene *range*-Richtung spannen die Bildebene des Satellitenbildsystems auf. Ein komplexwertiges Pixel $C^{(j,k)}$ eines Bildes der Breite J und der Höhe K wird mit einem Spaltenindex $j=1\dots J$ und einem Zeilenindex $k=1\dots K$ angegeben. Bildzeilen entsprechen Linien gleicher *azimuth*-Werte, wobei sich Objekte in einer solchen Zeile in Abhängigkeit von der Entfernung zum Sensor von *near-range* (linke Bildseite, $j=1$) bis *far-range* (rechte Bildseite, $j=J$) abbilden. Infolge der Laufzeitmessung und der seitlichen Ausrichtung des Sensors kommt es bereits durch die unterschiedlichen Einfallswinkel zwischen *near*- und *far-range* zu Verzerrungen, die durch die existierende Oberflächentopographie noch verstärkt werden. Abbildung 2.2 zeigt die aus der Aufnahmegeometrie folgenden Verzerrungseffekte Verkürzung (A), Überlagerung (B) und Abschattung (C). Um derartige Effekte zu korrigieren und das in Schrägrichtung mit der *range*-Auflösung dj aufgenommene Bild für eine Georeferenzierung in die *range*-Bodenauflösung dj_g überführen zu können, ist ein separater Umbildungsprozess – die Geokodierung – nötig. Die hierbei durchgeführte Neuabtastung ermöglicht, basierend auf Orbitinformationen, Szenen-Eckkoordinaten und Höhenmodell, eine Projektion des SAR-Bildes auf ein Referenzellipsoid.

2.1.4 SAR-Prozessierung

Die SAR-Prozessierung bezeichnet den Vorgang der Umwandlung der am Satelliten aufgezeichneten Rohdaten (RAW, *level 0*) zu einem komplexwertigen Satellitenbild (SLCI, *level 1*). Aufgrund des Umfangs und der Komplexität dieser Thematik können und sollen im Folgenden nur die wichtigsten Arbeitsschritte vereinfacht dargestellt werden, damit sich ein Überblick ergibt. Für ausführliche Beschreibungen zur SAR-Prozessierung, insbesondere hinsichtlich der erweiterten Aufnahmemodi wie *ScanSAR* oder *SpotLight*, sei auf Hein (2004), Mittermayer (2000), Curlander und McDonough (1991) oder ESA (2007) verwiesen.

Der Ablauf der Bildgenerierung untergliedert sich in Vorverarbeitung, SAR-Prozessierung und Nachbearbeitung. In der Vorverarbeitung werden die Rohdaten zuerst auf fehlende Bildzeilen untersucht. Existieren derartige Lücken, werden diese mit Nullen aufgefüllt. Sollen längere Bildstreifen generiert werden, müssen die Rohdaten einzelner Orbitabschnitte (*frames*) durch Korrelation zusammengefügt und in *range*-Richtung aneinander ausgerichtet werden. Um die ebenfalls benötigten Satellitenpositionen und -geschwindigkeiten innerhalb des überflogenen Bereichs zu erhalten, müssen die gegebenen Orbitinformationen zuvor interpoliert werden.

Die SAR-Prozessierung kann mit unterschiedlichen Ansätzen durchgeführt werden. Im Folgenden wird der Ablauf anhand des *range*-Doppler-Algorithmus (Hamidi und Masnadi-Shirazi, 2008; Cumming und Wong, 2005) vorgestellt, da dieser weit verbreitet, sehr effizient und in der genutzten MSP-Software (*Modular SAR Processor*) implementiert ist (Gamma, 2006). Die SAR-

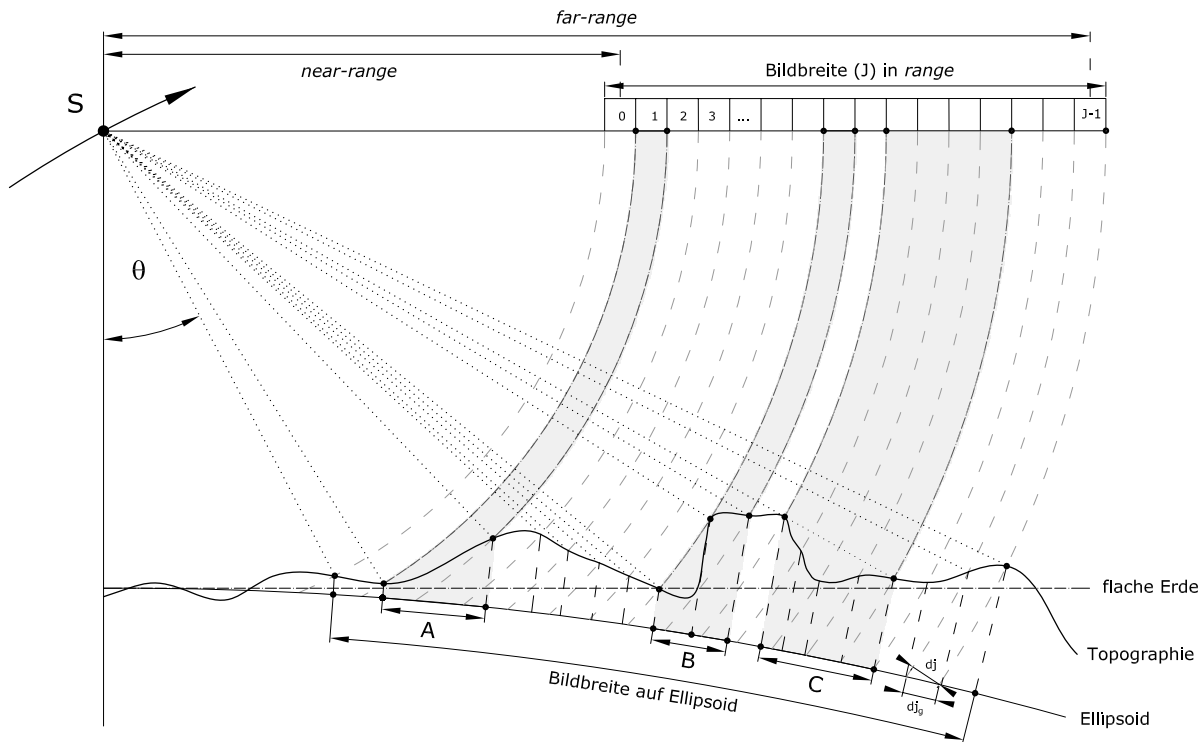


Abbildung 2.2: Darstellung der Eigenschaften des RADAR-Bildes in der Null-Doppler-Ebene (Querschnitt senkrecht zur Flugrichtung). Konzentrische Kreisbögen repräsentieren die Auflösung der Pixel d_j in *slant-range*. Die Pixelgröße d_{j_g} auf dem Ellipsoid ist größer als die in *slant-range* und fällt von *near-range* bis *far-range* aufgrund des sich ändernden Einfallswinkels ab. Infolge der Aufnahmegeometrie und der Topographie kommt es zu Verzerrungen bei der Abbildung der Erdoberfläche in das SAR-Bild. Dabei treten für RADAR-Bilder typische Effekte wie Verkürzung (A), Überlagerung (B) oder Abschattung (C) auf.

Prozessierung ist ein zweidimensionales Problem, da sich die von einem Objektpunkt zurückgestrahlte Energie sowohl in *range* als auch in *azimuth* verteilt. Ziel der Verarbeitungsschritte ist es, die während des Überflugs an unterschiedlichen Orbitpositionen erfassten, zu einem Objektpunkt gehörigen Informationen aus der Überlagerung der Echos aller Ziele zu extrahieren und angemessen zu summieren, um ein stärker fokussiertes Bild zu erhalten.

In *range* verteilt sich die Energie infolge des zuvor genannten linear frequenzmodulierten Pulses (*chirp*). Die Echos der gepulst abgestrahlten Signale werden mit einer bestimmten Frequenz empfangen, die vom Eintritt des Objekts in den Signalkegel (symmetrischer Signalkegel) bis zu dessen Austritt kontinuierlich abnimmt. Im Empfänger wird die Mittenfrequenz abgezogen, wodurch sich in der Regel ein auf Null abgemischtes Echosignal ergibt, welches für ein Objekt vor dem Satelliten positiv, für ein Objekt auf gleicher Höhe Null und für ein Objekt hinter dem Satelliten negativ ist und als Dopplerfrequenz (oder auch nur Doppler) bezeichnet wird. Der „Mittelpunkt“ dieser Frequenzen wird Dopplerschwerpunkt (*doppler-centroid*) genannt. Ist die Blickrichtung des Sensors jedoch nicht exakt senkrecht zur Flugbahn, ist dieser Dopplerschwerpunkt ungleich Null², wodurch Bildzeilen nicht mehr parallel aufgenommen werden. Die Orientierung des Sensors, welche mit Gyroskopen und Sternkameras realisiert ist, wird in Form von Polynomen in den Rohdaten gespeichert und während der SAR-Prozessierung als Korrek-

²vorausblickend größer Null, rückblickend kleiner Null

tion angebracht. Der im Folgenden öfter gebrauchte Begriff der Null-Doppler-Ebene bezeichnet eine senkrecht zur Flugbahn verlaufende Ebene, in der die Zeilen des SAR-Bildes aufgenommen werden.

Wird ein angepasstes Filter (Korrelationsfilter) auf das empfangene Echosignal angewendet, ist es möglich, dass ein vorgegebener Bereich durch konstruktive Addition extrahiert und gebündelt wird, während andere ebenfalls angestrahlte Objekte aus dem Signalgemisch entfernt werden. Dieser Vorgang wird ganz allgemein als „Kompression“ bezeichnet und separat in *range*- und *azimuth*-Richtung durchgeführt.

Für eine *range*-Kompression wird als Erstes eine entfernungsabhängige Referenzfunktion berechnet, die anschließend mittels FFT (*Fast Fourier Transform*) in den Frequenzbereich überführt wird. Diese Transformation wird durchgeführt, weil die Berechnungen im Frequenzbereich deutlich effizienter sind als im Ortsbereich. Die ebenfalls durch FFT in den Frequenzbereich konvertierten Rohdaten werden dort mit der Referenzfunktion komplex multipliziert und das Ergebnis wird durch eine inverse FFT in den Ortsbereich zurücktransformiert, wodurch sich komprimierte *range*-Werte ergeben.

Abhängig von der kürzesten Entfernung zwischen Sensor und Objektpunkt sowie abhängig vom Winkel, unter welchem ein solcher Punkt vom Sensor gegenüber der Null-Doppler-Ebene erfasst wird, stellt sich die zurückgestreute Signalenergie eines Punktes als nicht-lineare Trajektorie im *range-azimuth*-System dar. Dieser Effekt wird als *range*-Migration bezeichnet. Die für eine Begradigung dieser Trajektorie benötigten *range*-Verschiebungen werden für die unterschiedlichen Dopplerfrequenzen berechnet und angebracht.

Analog zur *range*-Kompression wird für die nun folgende *azimuth*-Kompression anhand der Orbitinformationen eine Referenzfunktion vorausberechnet, welche wieder im Frequenzbereich mit den *range*-korrigierten komprimierten Werten komplex multipliziert wird. Nach einer inversen FFT dieses Ergebnisses entsteht ein komplexwertiges Bild im Ortsbereich. In einer Nachbearbeitungsphase wird dieses noch in Abhängigkeit vom Einfallswinkel radiometrisch kalibriert, bevor es für eine interferometrische Auswertung genutzt werden kann.

2.1.5 SAR-Interferometrie (InSAR)

Überblick

Eine interferometrische Auswertung ist, kurz gesprochen, eine Differenzbildung zweier SAR-Bilder. Das Ergebnis wird als Interferogramm bezeichnet. Die genutzten Bilder können entweder zeitgleich von zwei Sensoren auf einer Plattform (*single-pass*-Interferometrie) (Bamler, 1999; Rabus u. a., 2003) oder aus wiederholten Überflügen des gleichen Gebietes (*repeat-pass*-Interferometrie) aufgenommen werden (Zebker und Goldstein, 1986; Goldstein u. a., 1993). Szenenpaare nacheinander aufgenommener Bilder werden im Folgenden als „Master“ (spätere Aufnahme) und „Slave“ (frühere Aufnahme) betitelt. Sind die Sensoren entlang der Flugrichtung räumlich versetzt, spricht man von *along-track*-Interferometrie, welche zur Bestimmung von Bewegungen genutzt werden kann (Goldstein und Zebker, 1987; Thompson u. a., 1994). Ergibt sich hingegen eine räumliche Basislinienkomponente quer zur Flugrichtung (wie es bei wiederholten Überflügen der Fall ist), spricht man von *across-track*-Interferometrie. Diese ermöglicht sowohl die Bestimmung von Bewegungen als auch die Ermittlung der Topographie. Im Folgenden wird ausschließlich die *across-track*-Interferometrie diskutiert.

Der für jeden Bildpunkt bekannte Real- (\Re) und Imaginärteil (\Im) des Signals kann in Amplitude

(A) und Phase ($\phi_{2\pi}$), eine Vektorlänge und einen Phasenwinkel, umgerechnet werden:

$$\phi_{2\pi} = \arctan\left(\frac{\Im}{\Re}\right), \quad (2.5)$$

$$A = \sqrt{\Im^2 + \Re^2}. \quad (2.6)$$

Stellt man diese Informationen separat dar, erhält man ein Graubild aus den Amplitudenwerten, welches der Intensität des zurückgestreuten Signals entspricht³, und ein Phasenbild, welches Phasenreststücke (modulo- 2π) beinhaltet. Ein Phasenwert (Zweiwegesignal) ψ verhält sich proportional zur Entfernung und steht in folgendem Zusammenhang mit der Schräg Entfernung R zwischen Sensor und Bodenelement:

$$-\psi_{orig} = \psi = \frac{4\pi}{\lambda} R. \quad (2.7)$$

Der Phasenwert ψ_{orig} des Interferogramms wird aus der Doppler-Gleichung berechnet. Objektpunkte, die sich vom Sensor entfernen, erhalten hierbei negative Phasenwerte. Da jedoch bei einer Verlängerung der Schrägstrecke ein Ansteigen der Phase intuitiver erscheint, wird in den folgenden Betrachtungen der negierte Phasenwert von ψ genutzt.

Aufgrund der Tatsache, dass bei ERS-1/2 (C-Band) die Wellenlänge lediglich etwa ein Dreihundertfünftel der abgebildeten Bodenzelle beträgt, ergibt sich ein solcher Phasenwert aus der Summe vieler Einzelstreuer und beinhaltet zudem eine Volumenstreuung, weshalb die Phasen ψ_M des Masters und die Phasen ψ_S des Slaves neben einer Schrägstreckenabhängigkeit (R_M, R_S) zusätzliche Streukomponenten $\psi_{obj,M}$ und $\psi_{obj,S}$ erfahren:

$$\begin{aligned} \psi_M &= \frac{4\pi}{\lambda} R_M + \psi_{obj,M}, \\ \psi_S &= \frac{4\pi}{\lambda} R_S + \psi_{obj,S}. \end{aligned} \quad (2.8)$$

Phasenwerte einer SAR-Szene sind zwischen $-\pi$ und $+\pi$ gleichverteilt und erscheinen somit als Rauschen (Massonnet und Feigl, 1998; Hanssen, 2001). Dennoch sind sie deterministische Größen. Bleiben Objekteigenschaften und Aufnahmegeometrie (folglich auch die Streueigenschaften $\psi_{obj,M}$ und $\psi_{obj,S}$) zwischen zwei Aufnahmen annähernd unverändert, entstehen bei einer Differenzbildung kohärente Phasendifferenzen ϕ , die in Abhängigkeit von der Schrägstreckendifferenz ΔR verschiedene Informationen enthalten:

$$\begin{aligned} \phi &= \psi_M - \psi_S \\ &= \frac{4\pi}{\lambda} (R_M - R_S) + \psi_{obj,M} - \psi_{obj,S} \\ &= \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R. \end{aligned} \quad (2.9)$$

Ein Phasenübergang von $-\pi$ bis π wird als *fringe* bezeichnet. Abbildung 2.3 zeigt am Beispiel von Amplituden- und Phasenbildern für Master, Slave und Interferogramm, wie ein solches *fringe*-Muster aussehen kann. Ein *fringe* wird oft als Grau- oder Farbverlauf in Interferogrammen dargestellt.

³nach einer nichtlinearen Skalierung mit dem Einfallswinkel

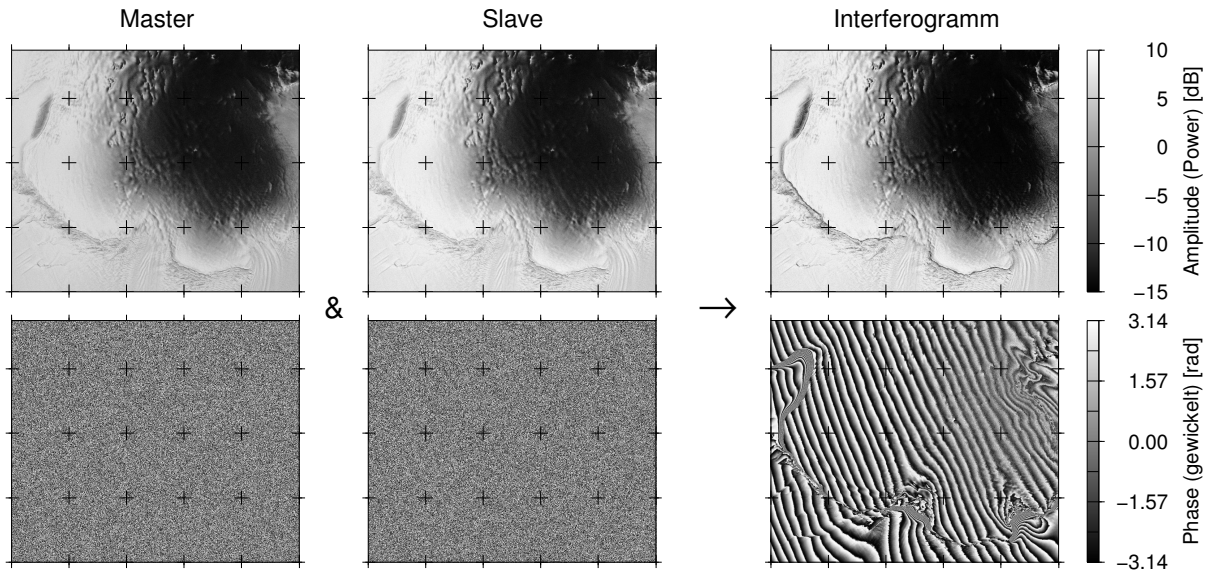


Abbildung 2.3: Darstellung der Amplituden- und Phasenwerte der Ausgangsbilder (Master und Slave) sowie des Interferogramms. Aus den beiden vollständig verrauscht erscheinenden Phasenbildern entstehen nach Differenzbildung kohärente Phasendifferenzwerte.

Koregistrierung und Interferogrammbildung

Da sich beide Aufnahmen in unterschiedlichen Bildsystemen befinden und leicht gegeneinander verschwenkt sind, ist vor der Differenzbildung eine Bildzuordnung (Koregistrierung) nötig, um sicherzustellen, dass Phasenwerte identischer Objektpunkte voneinander abgezogen werden. Durch Kreuzkorrelation (siehe Abschnitt 2.2.2) oder LSM (*Least Squares Matching*) (siehe Abschnitt 2.2.3) werden die Verschiebungen zwischen Master und Slave in einem vorgegebenen, hinreichend dichten Gitter bestimmt. Für diese Bildzuordnung können entweder das komplexe Signal selbst oder nur die Amplitudeninformation genutzt werden. Letztere liefern schlechte Ergebnisse in texturarmen Regionen, ermöglichen aber eine Bildzuordnung bei nicht kohärenten Bildern, wie zum Beispiel zwei Master-Szenen bei einer Doppeldifferenzbildung (siehe Kapitel 2.1.6). Nachdem die Verschiebungen bestimmt wurden, wird das Slave-Bild neu abgetastet und mittels eines Interpolationskerns⁴ auf das Master-Bildsystem transformiert. Hierbei sei noch einmal betont, dass durch diese Methode nicht zwangsläufig identische Oberflächenpositionen, sondern (bei lokalen Bewegungen im Bild) identische Objektteile aufeinander abgebildet werden, was von großer Bedeutung ist. Aus den im gleichen Bildsystem vorliegenden, aufeinander angepassten Bildern kann das Interferogramm durch pixelweise Multiplikation des komplexen Master-Signals C_M mit dem konjugiert komplexen Slave-Signal C_S^* an allen Bildpunkten (j, k) berechnet werden (Bamler und Hartl, 1998; Massonnet und Feigl, 1998):

$$C_{MS}^{(j,k)} = C_M^{(j,k)} C_S^{*(j,k)} = |C_M^{(j,k)}| |C_S^{(j,k)}| e^{i\psi(j,k)}. \quad (2.10)$$

Aus der komplexen Zahl $C_{MS}^{(j,k)}$ kann die Phase $\phi(j, k)$ aus Gleichung 2.5 ermittelt werden. Für die Amplitude kann analog Gleichung 2.6 genutzt werden, allerdings muss erneut die Wurzel gezogen werden, um die zuvor miteinander multiplizierten Amplitudenwerte zu kompensieren.

⁴9 Pixel \times 9 Pixel bikubisch oder 9 Pixel \times 9 Pixel sinc-Kern

Die interferometrische Phase

Alle Einflüsse, die eine Laufzeit- oder Entfernungsveränderung verursachen, beeinflussen die interferometrische Phase ϕ (fortan verkürzt auch als Phase bezeichnet). Hierzu zählen jegliche Lageverschiebungen der Erdoberfläche ϕ_{ver} . Diese können durch Fließen des Eises, ozeangezeigtenbedingte Vertikalbewegungen des Schelfeises, Deformationsprozesse oder andere Ursachen ausgelöst werden.

Durch die unterschiedlichen Aufnahmepositionen von Master und Slave (räumliche Basislinie) entstehen selbst für eine Referenzfläche wie das Ellipsoid oder die flache Erde⁵ sehr starke Phasengradienten ϕ_{ref} . Ein weiterer Anteil ϕ_{topo} wird durch die Topographie bezüglich dieser Referenzfläche beigesteuert. Laufzeitverzögerungen in der Ionosphäre und Troposphäre $\phi_{iono,tropo}$ sind verhältnismäßig klein und werden oft mit den verbleibenden Restfehlern (wie z. B. nicht identische Streueigenschaften des Objekts zu den Aufnahmezeitpunkten) ϕ_{rausch} zusammengefasst:

$$\phi = \phi_{ver} + \phi_{ref} + \phi_{topo} + \phi_{iono,tropo} + \phi_{rausch}. \quad (2.11)$$

Um Topographie, Fließverhalten oder Deformationen aus Interferogrammen ableiten zu können, bedarf es einer mathematischen Formulierung der unterschiedlichen, die Phase beeinflussenden Effekte. Abbildung 2.4 zeigt eine *repeat-pass*-Aufnahmegeometrie, in der zwei Sensorpositionen M (Höhe H_{sat}) und S einen Objektpunkt P in der Höhe H_P^{lok} bezüglich der Referenzfläche⁶ zu den Zeitpunkten t_M, t_S ($t_M > t_S$) erfassen. Der Vektor zwischen beiden Positionen stellt die räumliche Basislinie dar und wird durch die Länge B und die Neigung α gegenüber der Horizontalen charakterisiert. Die zeitabhängigen Positionen M und S werden hierbei entweder aus den in den SAR-Daten enthaltenen Satellitenbahnen (*state*-Vektoren) oder aus verbesserten *post-processing*-Orbitprodukten⁷ interpoliert.

Basislinie und Topographie

Lässt man für die nachfolgenden Betrachtungen störende Einflüsse wie Sensorrauschen oder Laufzeitverzögerungen außer Acht, ist die interferometrische Phase ϕ durch die Differenz der Schrägstrecken ΔR bestimmt (Gleichung 2.9). Wie aus der Aufnahmegeometrie (Abbildung 2.4) ersichtlich wird, ergibt sich allein durch diesen räumlichen Versatz ein Phasengradient im Interferogramm. Der Unterschied der Schrägstrecken ist hierbei sowohl von der Länge als auch von der Orientierung der Basislinie abhängig. Für die InSAR-Prozessierung ergeben sich dabei zwei Szenarien:

- Die Topographie des abgebildeten Gebietes ist in Form eines hochaufgelösten Höhenmodells verfügbar. Das Interferogramm soll um den Einfluss der Basislinie und der Topographie korrigiert werden, um andere, im Interferogramm enthaltene geophysikalische Phänomene analysieren zu können.
- Für den abgebildeten Bereich sind neben der Annahme, dass sich die Geländehöhen zwischen den Aufnahmen nicht verändern, keine flächendeckenden Informationen bekannt. Das im Interferogramm enthaltene Signal repräsentiert die Topographie und soll als Oberflächenhöhe interpretiert werden.

⁵rein mathematische, ebene Referenzfläche

⁶hier im Beispiel „flache Erde“ = Horizontalebene

⁷Orbits für ERS und ENVISAT können von der Internetseite der TU Delft heruntergeladen werden.

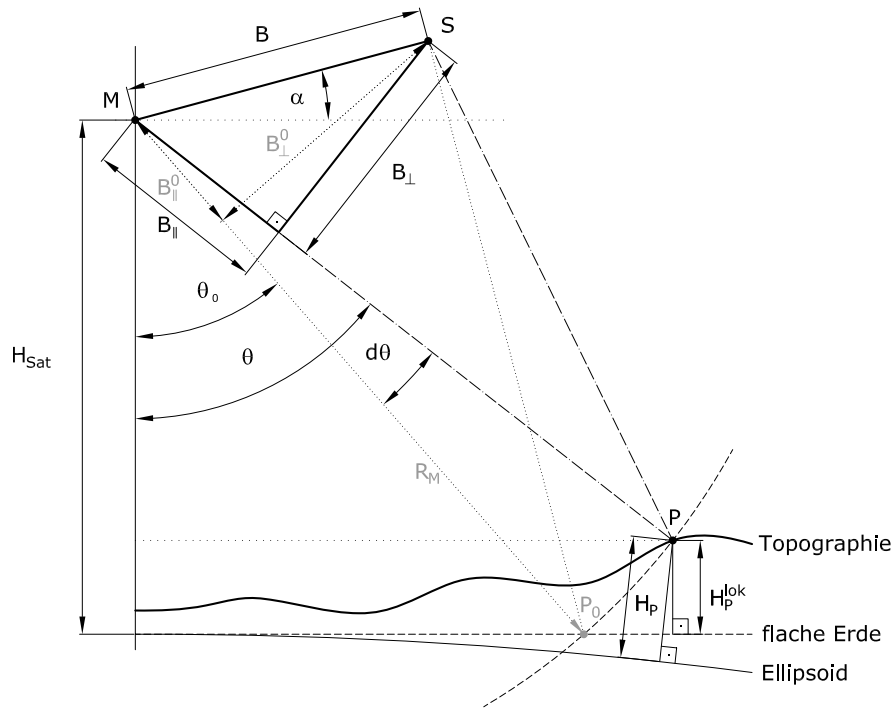


Abbildung 2.4: Darstellung der InSAR-Aufnahmegeometrie. Ein Objektpunkt P auf der Erdoberfläche wird aus unterschiedlichen (durch die räumliche Basislinie B separierten) Orbitpositionen M (Master) und S (Slave) unter einem Blickwinkel θ aufgenommen.

Im ersten Fall ist durch Orbit- und Georeferenzierungsparameter die Orientierung der Null-Doppler-Ebene bekannt, wodurch es möglich ist, von M ausgehende Bögen gleicher Entfernung (*iso-range*-Bögen) mit der Topographie zu schneiden (vergleiche Abbildung 2.2). Abhängig vom gewählten *azimuth*- und *range*-Wert können für beliebige Bildpunkte Koordinaten des zugehörigen Objektpunktes bestimmt werden. Die Differenz der Schrägentfernungen $|\overline{MP}| - |\overline{SP}|$ kann folglich direkt berechnet und durch Gleichung 2.9 in Phasenwerte übersetzt werden. Ein derart generiertes synthetisches Phasenbild kann vom Interferogramm abgezogen werden, wodurch der Einfluss der Topographie eliminiert wird.

Da im zweiten Fall, abgesehen von mindestens einem Höhenpasspunkt, Geländehöhen gegenüber einer Referenzfläche gesucht sind, müssen die Phasenwerte des Interferogramms durch geometrische Zusammenhänge in eine Höhe (bzw. Höhenänderung gegenüber der Referenzfläche) überführt werden.

Da die Länge der Basislinie B um Größenordnungen kleiner ist als die Schrägentfernungen ($B \ll R_M, R_S$), können die Blickrichtungen \overline{SP} und \overline{MP} als parallel angenommen werden. Diese Annahme wird als *far-field*- oder *parallel-ray*-Approximation bezeichnet (Zebker und Goldstein, 1986; Hanssen, 2001). Zerlegt man die Basislinie B durch Projektion der Position S auf die Blickrichtung \overline{MP} in eine parallele Komponente B_{\parallel} und einen senkrechten (auch als *normal* bezeichneten) Anteil B_{\perp} , so approximiert der Betrag von B_{\parallel} den Unterschied der Schrägentfernungen:

$$\Delta R = B_{\parallel} = B \sin(\theta - \alpha), \quad (2.12)$$

$$B_{\perp} = B \cos(\theta - \alpha). \quad (2.13)$$

Da jedoch der Blickwinkel θ unbekannt ist, wird der Zusammenhang über Änderungen in ΔR und θ durch Differenzieren der Gleichungen 2.9 und 2.12 hergestellt:

$$d\phi = \frac{4\pi}{\lambda} d\Delta R \quad (2.14)$$

$$d\Delta R = B \cos(\theta - \alpha) d\theta. \quad (2.15)$$

Durch Kombination der Gleichungen 2.14 und 2.15 ergibt sich die Änderung der interferometrischen Phase $d\phi$ in Abhängigkeit von Blickwinkeländerungen $d\theta$:

$$d\phi = \frac{4\pi}{\lambda} B \cos(\theta - \alpha) d\theta. \quad (2.16)$$

Die Höhe eines Objektpunktes P kann als Funktion von θ wie folgt formuliert werden:

$$H_P^{lok} = H_{Sat} - R_M \cos \theta. \quad (2.17)$$

Dies ergibt, in differentiellen Änderungen ausgedrückt,

$$dH_P^{lok} = R_M \sin \theta d\theta. \quad (2.18)$$

Nutzt man $d\theta$ aus Gleichung 2.16 in 2.18, erhält man die Höhenänderung abhängig von der Phasenänderung:

$$dH_P^{lok} = \frac{\lambda R_M \sin \theta}{4\pi B \cos(\theta - \alpha)} d\phi. \quad (2.19)$$

Summiert man die Höhenänderungen dH_P^{lok} bezüglich der Referenzfläche ϕ_{ref} bis zur gemessenen Topographie ϕ durch Integration, ergibt sich H_P^{lok} zu

$$H_P^{lok} = \int_{\phi_{ref}}^{\phi} \frac{\lambda R_M \sin \theta}{4\pi B \cos(\theta - \alpha)} d\phi, \quad (2.20)$$

$$H_P^{lok} = \frac{\lambda R_M \sin \theta}{4\pi B \cos(\theta - \alpha)} (\Delta\phi + \phi_0), \quad (2.21)$$

wobei $\Delta\phi$ die Differenz zwischen der gemessenen Phase ϕ und der für die Referenzfläche erwarteten Phasen ϕ_{ref} ist:

$$\Delta\phi = \phi - \phi_{ref}. \quad (2.22)$$

Im Gegensatz zur gesuchten Topographie lassen sich für die Referenzfläche aufgrund des bekannten *near-range*-Wertes (nr) und des Pixelabstandes (dj) in *range* für jeden Punkt P_j innerhalb einer Bildzeile die Blickwinkel θ_j^0 bezüglich der Referenzfläche berechnen:

$$\theta_j^0 = \arccos \left(\frac{H_{Sat}}{nr + (dj \cdot j)} \right). \quad (2.23)$$

Ersetzt man θ in Gleichung 2.12 durch θ^0 und kombiniert dies mit Gleichung 2.9, ergibt sich die zu erwartende Phase der Referenzfläche für die j -te Bildspalte, $j \in [0 \dots (J - 1)]$:

$$\phi_{ref,j} = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\theta_j^0 - \alpha). \quad (2.24)$$

Diese Phasenwerte sind im Gegensatz zu denen des Interferogramms kontinuierlich (also nicht nur als Reststücke) bekannt. Da ein kontinuierlicher Bezug zwischen beliebigen Bildpunkten

benötigt wird, müssen modulo- 2π -Phasensprünge vor einer Ableitung der Topographie behoben werden. Diese als „Abwickeln“ (*unwrapping*) bezeichnete Thematik wird in Abschnitt 2.1.10 ausführlich diskutiert. Existieren ϕ und ϕ_{ref} kontinuierlich, können Geländehöhen aus Gleichung 2.21 berechnet werden. Als Startwert für das unbekannte θ wird θ_0 eingesetzt. Iterativ wird mit verbesserten Werten für H_P^{lok} auch θ aktualisiert.

Während der Phasenabwicklung werden ausschließlich Phasensprünge detektiert und behoben, nicht aber die eigentlichen Mehrdeutigkeiten gelöst. Dies hat zur Folge, dass sowohl die abgewickelte Phase als auch die abgeleitete Topographie einen unbekanntem Offset haben (Datumsproblem). Dieser Offset ϕ_0 (Gleichung 2.21) muss mit mindestens einem Passpunkt bestimmt werden.

Zur Bewertung der Empfindlichkeit kann ein Phasendurchlauf von 2π in Gleichung 2.19 eingesetzt werden. Je kleiner die entsprechende Höhendifferenz $h_{2\pi}$ ist, desto höher ist die Auflösung dieser geometrischen Konstellation. Setzt man Gleichung 2.13 in 2.19 ein, ergibt sich für $h_{2\pi}$:

$$h_{2\pi} = \left| \frac{\lambda R_M \sin \theta}{2B_{\perp}} \right|. \quad (2.25)$$

Die Höhenauflösung steigt mit der Länge der normalen Basislinie B_{\perp} , welche auch als „effektive“ Basislinie bezeichnet wird. Für ERS⁸ ergibt sich für $B_{\perp} = 100$ m bei einem Phasenrauschen von $\approx 36^\circ$ eine Höhenauflösung von ≈ 10 m. Im Vergleich dazu löst ALOS⁹ die Topographie mit einer typischen Basislinie von $B_{\perp} \approx 1100$ m bereits mit einer Genauigkeit von besser als 5 m auf. Eine höhere Genauigkeit kann durch sinnvolle Kombinationen von Interferogrammen erreicht werden, wobei längere differentielle Basislinien erzeugt werden (Abschnitt 2.1.6).

Die bisher bestimmten Höhen befinden sich noch in einem lokalen, durch die Null-Doppler-Ebene aufgespannten System \mathbf{X}_L , dessen Orientierung im kartesisch geozentrischen Äquatorsystem bekannt ist (Ursprung \mathbf{T} , Basisvektoren der Achsenrichtungen). Nach Berechnung der orthogonalen Rotationsmatrix \mathbf{R} können lokale Koordinaten durch eine räumliche Ähnlichkeitstransformation mit konstantem Maßstab (drei Translationen, drei Rotationen) in ein kartesisch geozentrisches System \mathbf{X}_G überführt werden, woraus später ellipsoidische Koordinaten berechnet werden können:

$$\mathbf{X}_{G(3,1)} = \mathbf{T}_{(3,1)} + \mathbf{R}_{(3,3)} \cdot \mathbf{X}_{L(3,1)}. \quad (2.26)$$

Horizontale und vertikale Verschiebungen

Nachdem die durch die Basislinie und die Topographie induzierten Phasengradienten vom Interferogramm abgezogen wurden, können die verbleibenden, im Interferogramm enthaltenen Informationen analysiert werden. Zwei Beispiele hierfür wären die Bestimmung von Oberflächenverschiebungen und die Analyse der durch Ozeangezeiten verursachten Auf- und Abbewegungen des Schelfeises. Verschiebungen dieser Art verursachen direkte Entfernungsänderungen zwischen Satellit und Bodenpunkt und sind somit, anders als die Topographie, von der Länge der Basislinie unabhängig. Abbildung 2.5 zeigt die Verschiebung des von S unter dem Einfallswinkel ξ beobachteten Punktes P . Hierfür wurden zwei Szenarien graphisch dargestellt. Einerseits ein allgemeiner Fall ver_s ($P \rightarrow Q$), in dem sich P weder innerhalb der Null-Doppler-Ebene noch exakt horizontal verschoben hat, und andererseits der Spezialfall einer Vertikalverschiebung ver_v ($P \rightarrow P_v$). Um aus der Entfernungsänderung ΔR_{ver} den Betrag des Bewegungsvektors bestimmen zu können, muss die Bewegungsrichtung bekannt sein, da nur die Projektion der Bewegung

⁸ $\lambda \approx 0.056$ m, $R_M \approx 876$ km, $\theta = 23^\circ$

⁹ $\lambda \approx 0.230$ m, $R_M \approx 901$ km, $\theta = 34^\circ$

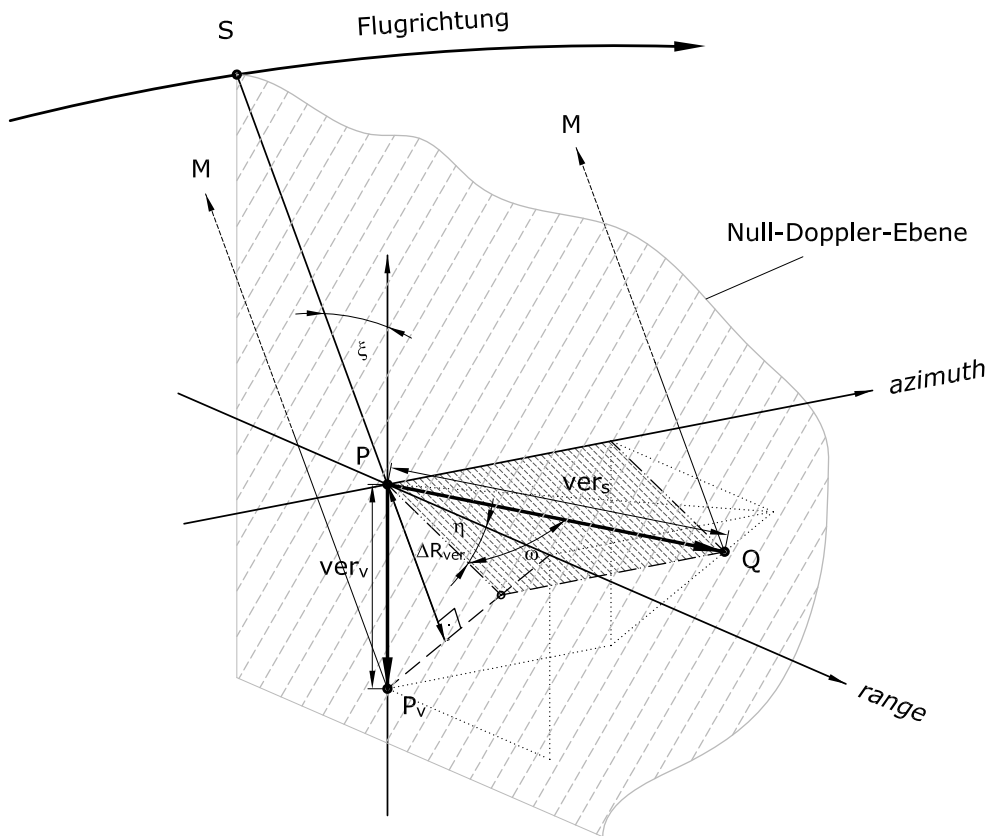


Abbildung 2.5: Darstellung der geometrischen Zusammenhänge zur Bestimmung von horizontalen und vertikalen Bewegungsanteilen aus einer Blickrichtung. Der Objektpunkt P wird unter dem Einfallswinkel ξ von S aufgezeichnet und bewegt sich nach der Aufnahme: a) um den Winkel η geneigt und um den Winkel ω gegenüber der Null-Doppler-Ebene verdreht nach Q oder b) im Sonderfall einer Vertikalbewegung nach P_v .

auf die Blickrichtung erfasst wird. Demzufolge können Verschiebungen, die senkrecht zur Blickrichtung verlaufen, nicht registriert werden. Analog zu dem im Kapitel 2.1.5 diskutierten, durch die Phasenabwicklung entstandenen Offset ϕ_0 ist auch hier mindestens ein Passpunkt zur Kalibrierung nötig. Gleichung 2.27 beschreibt den allgemeinen Fall, in dem der Betrag ver_s eines Verschiebungsvektors, der um den Winkel η gegenüber der Horizontalen geneigt und um den Winkel ω gegenüber der Null-Doppler-Ebene verschwenkt ist, berechnet werden soll:

$$ver_s = \frac{\Delta R_{ver}}{\sin(\eta + \xi) \cdot \cos(\omega)} = \frac{\lambda (\phi_{ver} + \phi_0)}{4\pi \sin(\eta + \xi) \cdot \cos(\omega)}. \quad (2.27)$$

Bei einer Vertikalbewegung ($\omega=0^\circ$ und $\eta=90^\circ$) vereinfacht sich Gleichung 2.27 zu 2.28:

$$ver_v = \frac{\Delta R_{ver}}{\cos(\xi)} = \frac{\lambda (\phi_{ver} + \phi_0)}{4\pi \cos(\xi)}. \quad (2.28)$$

Die hier vorgestellte Methodik eignet sich jedoch nur beschränkt zur Bestimmung von flächendeckenden Fließgeschwindigkeiten, da die Richtungsinformationen in den wenigsten Fällen zuvor bekannt sind. Bei Gletschern kann man sich mit der Ableitung von Fließlinien aus Amplitudenbildern behelfen, in texturarmen Regionen kann dies jedoch zum Problem werden.

Rekonstruktion der Fließbewegungen aus unterschiedlichen Satellitenbahnen

Um einen dreidimensionalen Fließvektor bestimmen zu können, ist eine einzelne Blickrichtung nicht ausreichend. Unter der Annahme, dass die Fließgeschwindigkeit zwischen den Beobachtungen konstant ist, können die Anteile eines dreidimensionalen Fließvektors durch drei Interferogramme unterschiedlicher Blickrichtungen rekonstruiert werden.

Obwohl bei neueren Satellitenmissionen der Einfallswinkel für Aufnahmen sehr stark variiert werden kann und somit auch aus dem gleichen Orbit weitere, für die Geometrie relevante Informationen gewonnen werden können, ist dies noch nicht die gängige Praxis. Ein Grund dafür ist, dass viele Daten in der Antarktis durch Hintergrundmissionen aufgezeichnet werden, welche den Standardmodus und keine extrem steilen oder flachen Einfallswinkel nutzen. Dennoch können zur Lösung des Problems zwei Blickrichtungen und ein oberflächenparalleles Fließen angenommen werden. Die genutzten Interferogramme müssen entweder die gleiche zeitliche Basislinie haben oder zuvor entsprechend skaliert werden.

Betrachtet man einen Oberflächenpunkt P (Abbildung 2.6) in einem globalen geozentrischen Bezugssystem, der unter der normierten Blickrichtung \vec{a} , \vec{d} vom aufsteigenden bzw. absteigenden Sensor mit den jeweiligen Entfernungsänderungen ΔR_a und ΔR_d (bei positivem Vorzeichen entfernt sich das Objekt vom Sensor) erfasst wurde, können zwei Ebenen bezüglich P formuliert werden, in denen der gesuchte Punkt Q (Position von P nach dessen Bewegung) enthalten sein muss:

$$E_1 : a_x Q_x + a_y Q_y + a_z Q_z = \Delta R_a, \quad (2.29)$$

$$E_2 : d_x Q_x + d_y Q_y + d_z Q_z = \Delta R_d. \quad (2.30)$$

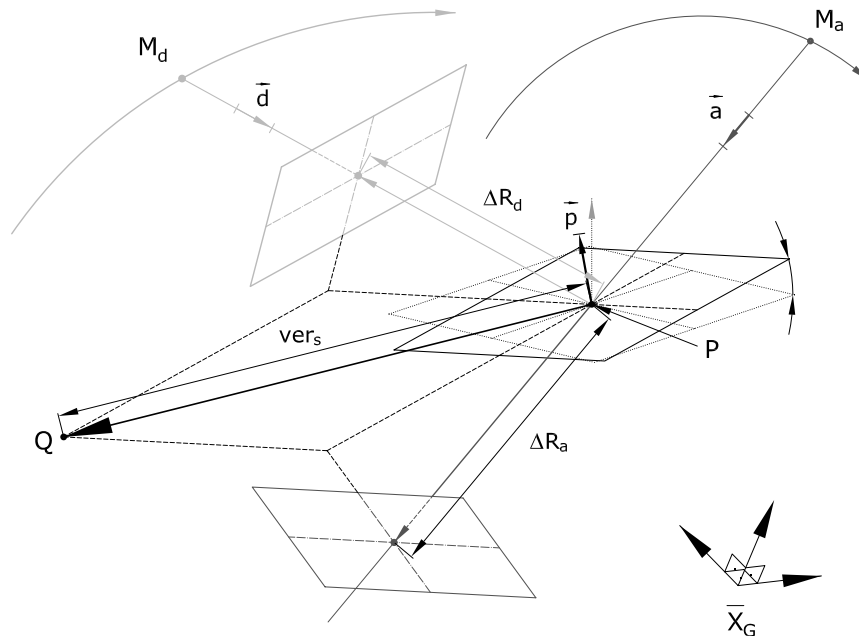


Abbildung 2.6: Kombination von aufsteigendem (*ascending*) und absteigendem (*descending*) Orbit zur Bestimmung der Oberflächenverschiebung. Durch die Verschiebungsanteile ΔR_d und ΔR_a entlang der Blickrichtungen \vec{d} bzw. \vec{a} sowie der Geländeneigung \vec{p} im Punkt P können drei Ebenen definiert werden, die sich im Zielpunkt Q schneiden.

Ein oberflächenparalleles Fließen gestattet darüber hinaus kein Abweichen aus der Tangentialebene E_3 , welche durch den Normaleneinheitsvektor \vec{p} in P gegeben ist:

$$E_3 : p_x Q_x + p_y Q_y + p_z Q_z = 0. \quad (2.31)$$

Die zur Berechnung von \vec{p} nötigen Geländeneigungen im Startpunkt P werden aus einem Höhenmodell bestimmt. Durch Schnitt dieser drei Ebenen ergibt sich Punkt Q , wobei der Betrag der Strecke \overline{PQ} der Verschiebung ver_s entspricht:

$$Q_x = \frac{1}{D} [(d_y p_z - d_z p_y) \Delta R_a - (a_y p_z - a_z p_y) \Delta R_d], \quad (2.32)$$

$$Q_y = \frac{1}{D} [(d_y p_z - d_z p_y) \Delta R_a - (a_y p_z - a_z p_y) \Delta R_d], \quad (2.33)$$

$$Q_z = \frac{1}{D} [(d_y p_z - d_z p_y) \Delta R_a - (a_y p_z - a_z p_y) \Delta R_d], \quad (2.34)$$

$$D = a_x (d_y p_z - d_z p_y) - d_x (a_y p_z - a_z p_y) + p_x (a_y d_z - a_z d_y). \quad (2.35)$$

Sowohl die Blickrichtungen der Satelliten als auch die Lage von P können als fehlerfrei angenommen werden. Der aus dem Höhenmodell abgeleitete Normalenvektor \vec{p} von E_3 sowie die gemessenen Entfernungsänderungen ΔR_a und ΔR_d sind hingegen fehlerbehaftet. Durch das Fehlerfortpflanzungsgesetz ergibt sich ein Fehlermaß für die entsprechende Komponente $i \in [x, y, z]$ von Q (unter Annahme unkorrelierter Fehler):

$$\sigma_{Q_i}^2 = \left(\frac{\partial Q_i}{\partial \Delta R_a} \right)^2 \sigma_{\Delta R_a}^2 + \left(\frac{\partial Q_i}{\partial \Delta R_d} \right)^2 \sigma_{\Delta R_d}^2 + \left(\frac{\partial Q_i}{\partial p_x} \right)^2 \sigma_{p_x}^2 + \left(\frac{\partial Q_i}{\partial p_y} \right)^2 \sigma_{p_y}^2 + \left(\frac{\partial Q_i}{\partial p_z} \right)^2 \sigma_{p_z}^2. \quad (2.36)$$

Um den im globalen System \mathbf{X}_G bezüglich P bestimmten Vektor in ein lokales Horizontsystem \mathbf{X}_H mit Ost-, Nord- und Höhenkomponente (Q_O, Q_N, Q_H) zu überführen, müssen noch Rotationen um die Z- und X-Achse in Abhängigkeit von der ellipsoidischen Länge und Breite (Λ, Φ) durchgeführt werden:

$$\mathbf{X}_H = \mathbf{R}_x \left(\frac{\pi}{2} - \Phi \right) \mathbf{R}_z \left(\frac{\pi}{2} + \Lambda \right) \mathbf{X}_G \quad (2.37)$$

$$\begin{bmatrix} Q_O \\ Q_N \\ Q_H \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \Lambda & \cos \Lambda & 0 \\ -\sin \Phi \cos \Lambda & -\sin \Phi \sin \Lambda & \cos \Phi \\ \cos \Phi \cos \Lambda & \cos \Phi \sin \Lambda & \sin \Phi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q_x \\ Q_y \\ Q_z \end{bmatrix}. \quad (2.38)$$

Bei einer konstanten Zeitdifferenz dt zwischen den Aufnahmen von Master und Slave der jeweiligen Blickrichtung ergibt sich eine Horizontalgeschwindigkeit v_{horiz} von

$$v_{horiz} = \frac{\sqrt{Q_O^2 + Q_N^2}}{dt} \quad (2.39)$$

sowie ein Azimut der Bewegungsrichtung v_{azi}

$$v_{azi} = \arctan \left(\frac{Q_O}{Q_N} \right). \quad (2.40)$$

Die Fehlervarianzen der Koordinaten des Horizontsystems betragen

$$\sigma_{Q_O}^2 = \sin^2 \Lambda \sigma_{Q_x}^2 + \cos^2 \Lambda \sigma_{Q_y}^2, \quad (2.41)$$

$$\sigma_{Q_N}^2 = \sin^2 \Phi \cos^2 \Lambda \sigma_{Q_x}^2 + \sin^2 \Phi \sin^2 \Lambda \sigma_{Q_y}^2 + \cos^2 \Phi \sigma_{Q_z}^2, \quad (2.42)$$

$$\sigma_{Q_H}^2 = \cos^2 \Phi \cos^2 \Lambda \sigma_{Q_x}^2 + \cos^2 \Phi \sin^2 \Lambda \sigma_{Q_y}^2 + \sin^2 \Phi \sigma_{Q_z}^2, \quad (2.43)$$

welche, auf die Horizontalgeschwindigkeit und die Fließrichtung fortgepflanzt, folgende Fehlervarianzen $\sigma_{v_{horiz}}^2$ und $\sigma_{v_{azi}}^2$ ergeben:

$$\sigma_{v_{horiz}}^2 = \frac{Q_O^2}{Q_O^2 + Q_N^2} \sigma_{Q_O}^2 + \frac{Q_N^2}{Q_O^2 + Q_N^2} \sigma_{Q_N}^2, \quad (2.44)$$

$$\sigma_{v_{azi}}^2 = \left(\frac{Q_N}{Q_O^2 + Q_N^2} \right)^2 \sigma_{Q_O}^2 + \left(\frac{Q_O}{Q_O^2 + Q_N^2} \right)^2 \sigma_{Q_N}^2. \quad (2.45)$$

2.1.6 Differentielles InSAR

Die bisher vorgestellten Gleichungen zur Bestimmung der Topographie und der Oberflächenbewegung basieren stets auf der Annahme, dass das zu berechnende Signal im Interferogramm exklusiv vorhanden ist. In der Realität sind diese Anteile jedoch stets gemischt. Unter den Annahmen konstanter Topographiehöhen sowie einer konstanten Oberflächenbewegung im Beobachtungszeitraum können Bewegungs- und Topographieanteile durch differentielles InSAR, DInSAR (*Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar*), getrennt werden.

Direkte Ableitung der Topographie aus Doppeldifferenzen (4-Pass-Methode)

Hierzu sollen die Phasen zweier Interferogramme ϕ_{21} und ϕ_{43} betrachtet werden, deren Bilder zu den Zeitpunkten $t_1 < t_2 < t_3 < t_4$ aufgenommen wurden, wobei die jeweils abgedeckte Zeitdifferenz eines Bildpaares konstant sein soll ($t_2 - t_1 \equiv t_4 - t_3$). Beide Interferogramme enthalten topographische Informationen bezüglich ihrer effektiven Basislinien $\phi_{topo, B_{\perp 21}}$ und $\phi_{topo, B_{\perp 43}}$, einen Anteil des Basislinieneffekts (Referenzfläche) $\phi_{ref, 21}$ und $\phi_{ref, 43}$ sowie einen konstanten, basislinienunabhängigen Bewegungsanteil ϕ_{bew} :

$$\phi_{21} = \phi_{topo, 21} + \phi_{ref, 21} + \phi_{bew}, \quad (2.46)$$

$$\phi_{43} = \phi_{topo, 43} + \phi_{ref, 43} + \phi_{bew}. \quad (2.47)$$

Zieht man den Effekt der Basislinie $\phi_{ref, 43}$ und $\phi_{ref, 21}$ bezüglich der Referenzfläche vom jeweiligen Interferogramm ab:

$$\phi_{21} - \phi_{ref, 21} = \Delta\phi_{21} = \phi_{topo, 21} + \phi_{bew}, \quad (2.48)$$

$$\phi_{43} - \phi_{ref, 43} = \Delta\phi_{43} = \phi_{topo, 43} + \phi_{bew}, \quad (2.49)$$

verbleibt in der Differenz beider Interferogramme die Topographie bezüglich einer differentiellen effektiven Basislinie $B_{\perp, 43-21}$, da sich die Bewegungsanteile gegenseitig aufheben:

$$\phi_{topo, 43-21} = \Delta\phi_{43} - \Delta\phi_{21}. \quad (2.50)$$

Stellt man Gleichung 2.21 nach $\Delta\phi$ um und setzt diese in Gleichung 2.50 ein, so ergibt sich unter der Annahme, dass $\theta = \theta_{43} \approx \theta_{21}$, $R_M = R_{M, 43} \approx R_{M, 21}$ und $H_P^{lok} = H_{P, 43}^{lok} = H_{P, 21}^{lok}$ ist,

$$H_P^{lok} = \frac{\lambda R_M \sin \theta}{4\pi(B_{\perp, 43} - B_{\perp, 21})} (\phi_{topo, 43-21} + \phi_0), \quad (2.51)$$

wobei ϕ_0 die beiden unbekanntem Offsets der Interferogramme aus der Phasenabwicklung zusammenfasst. Zur Bestimmung des Offsets ϕ_0 ist wiederum mindestens ein Passpunkt nötig.

Verbesserung von Orbitfehlern

Aufgrund ungenauer Orbitinformationen stimmt die berechnete Lage und Länge der Basislinie nicht mit der Realität überein. Berechnet man anhand dieser Informationen den Effekt der Basisliniengeometrie, können langwellige Phasenrampen in *azimuth*- und *range*-Richtung verbleiben. Eine mögliche Korrektur dieses Effektes wird in diesem Abschnitt besprochen; eine detaillierte Darstellung der Einflüsse von Orbitfehlern auf die Phase ist in Abschnitt 2.1.7 gegeben.

Eine direkte Methode, Phasenrampen zu detektieren, zu modellieren und zu korrigieren, ist die Nutzung von vielen, gleichmäßig über das Bild verteilten Passpunkten. Hierzu bieten sich im Bereich der Antarktis insbesondere ICESat-Beobachtungen (*Ice, Cloud and Land Elevation Satellite*) an, welche eine hohe Einzelpunktgenauigkeit aufweisen (Schutz u. a., 2005) und zusätzlich nahezu alle Bereiche im Bild spurweise abdecken. Die im globalen System bekannten Höhen H_P werden zuerst in Höhen H_P^{lok} eines lokalen Horizontsystems umgerechnet. Sind diese bekannt, lässt sich Gleichung 2.51 nach ϕ_0 auflösen, wodurch für jeden Passpunkt ein eigener Phasenoffset $\phi_{0,i}$ bestimmt werden kann. Im Idealfall wären alle diese $\phi_{0,i}$ identisch. Stehen s Passpunkte mit den Höhen $H_{P,i}^{lok}$ zur Verfügung, kann ein mittlerer Phasenoffset $\bar{\phi}_0$ aus allen Passpunkten bestimmt werden:

$$\bar{\phi}_0 = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \phi_{0,i}. \quad (2.52)$$

Fügt man dem Term $(B_{\perp,43} - B_{\perp,21})$ in Gleichung 2.51 noch eine *range*- und *azimuth*-abhängige Basislinienverbesserung $B_v(j, k)$ hinzu und setzt für ϕ_0 den mittleren Phasenoffset $\bar{\phi}_0$ ein, ergibt sich für einen Passpunkt $H_{P_i}^{lok}$:

$$H_{P_i}^{lok} = \frac{\lambda R_{M,i} \sin \theta_i}{4\pi(B_{\perp,43,i} - B_{\perp,21,i} + B_{v,i}(j, k))} (\phi_{topo,43-21} + \bar{\phi}_0). \quad (2.53)$$

Da die Höhen der Passpunkte und somit alle Größen (einschließlich θ_i) bekannt sind, können die Basislinienverbesserungen $B_{v,i}(j, k)$ bestimmt werden:

$$B_{v,i}(j, k) = \frac{\lambda R_{M,i} \sin \theta_i}{4\pi H_{P_i}^{lok}} (\phi_{topo,43-21} + \bar{\phi}_0) - (B_{\perp,43,i} - B_{\perp,21,i}). \quad (2.54)$$

Da diese Verbesserungen ausschließlich langwellige Gradienten erfassen und über der gesamten Szene (nicht nur in den ICESat-Spuren) verfügbar sein müssen, werden Parameter eines Modells (bi-quadratische Fläche) als Funktion der Bildspalte und -zeile (Koordinaten j, k)

$$B_v(j, k) = c_0 + c_1 j + c_2 k + c_3 j k + c_4 j^2 + c_5 k^2 \quad (2.55)$$

durch ein Gauß-Markov-Modell (GMM) mit dem Beobachtungsvektor \mathbf{y} , der Designmatrix \mathbf{A} , dem Parametervektor $\boldsymbol{\xi}$ und dem Fehlervektor \mathbf{e} geschätzt:

$$\mathbf{y} = \mathbf{A} \boldsymbol{\xi} + \mathbf{e}, \quad (2.56)$$

$$\begin{bmatrix} B_{v,1} \\ \vdots \\ B_{v,s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & j_1 & k_1 & j_1 k_1 & j_1^2 & k_1^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & j_s & k_s & j_s k_s & j_s^2 & k_s^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_0 \\ \vdots \\ c_5 \end{bmatrix}, \quad (2.57)$$

wobei die Konstanten $c_0 \dots c_5$ (geschätzter Parametervektor $\hat{\boldsymbol{\xi}}$) durch vermittelnde Ausgleichung bestimmt werden:

$$\hat{\boldsymbol{\xi}} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} = \mathbf{N}^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y}. \quad (2.58)$$

Die Gewichtsmatrix \mathbf{P} beinhaltet hierbei die mittleren Kohärenzwerte (Abschnitt 2.1.8) der Interferogramme als Hauptdiagonalelemente:

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} \bar{\gamma}_1 & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \ddots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \bar{\gamma}_s \end{bmatrix}, \quad (2.59)$$

mit:

$$\bar{\gamma}_i = \frac{1}{2}(\bar{\gamma}_{43,i} + \bar{\gamma}_{21,i}). \quad (2.60)$$

Wurden durch die Ausgleichung alle Koeffizienten bestimmt, können analog zu Abschnitt 2.1.5 durch iterative Verbesserung von H_P^{lok} (und folglich θ) die Höhenwerte mit Gleichung 2.53 im lokalen System der Null-Doppler-Ebene bestimmt werden, welche anschließend in ein globales geozentrisches System transformiert werden (Gleichung 2.26). Berechnet man mit Hilfe dieses Höhenmodells ein synthetisches Phasenbild und zieht dieses von einem auf die Referenzfläche korrigierten Interferogramm ab, verbleibt ein Interferogramm, welches ausschließlich Bewegungsanteile enthält (neben Störeinflüssen wie atmosphärischen Laufzeitverzögerungen). Aus beiden Bildpaaren kann somit jeweils ein Geschwindigkeitsfeld bestimmt werden, wobei Interferogramme mit kleinerer effektiver Basislinie weniger stark von verbleibenden Höhenfehlern beeinflusst werden.

Direkte Ableitung der Geschwindigkeit aus Doppeldifferenzen (4-Pass-Methode)

Neben der soeben vorgestellten Methode, bei der sich die Bewegungsanteile aufheben, können auch die Phasenwerte eines Interferogramms so skaliert werden, dass sie den enthaltenen Topographieanteilen der Basislinie des anderen Interferogramms entsprechen. Lässt man hierbei die Bewegungsanteile vorerst außer Acht, kann, beginnend mit den Gleichungen 2.48 und 2.49, $\Delta\phi_{43}$ durch ein i.d.R. nicht ganzzahliges Vielfaches von $\Delta\phi_{21}$ ausgedrückt werden:

$$\Delta\phi_{43} = n \cdot \Delta\phi_{21}. \quad (2.61)$$

Setzt man die nach $\Delta\phi$ umgestellte Gleichung 2.21 für ϕ_{43} und ϕ_{21} in Gleichung 2.61 ein, ergibt sich für n unter der Annahme, dass $R_{M,43} \approx R_{M,21}$ und $\theta_{43} \approx \theta_{21}$ ist:

$$n = \frac{\phi_{topo,43}}{\phi_{topo,21}} = \frac{B_{\perp,43}}{B_{\perp,21}}, \quad (2.62)$$

welches dem Verhältnis der effektiven Basislinien zueinander entspricht. Nutzt man anschließend das skalierte Interferogramm zur Doppeldifferenzbildung, ergibt sich für die interferometrische Phase der Bewegungsanteile:

$$\phi_{bew} = \frac{\Delta\phi_{43} - n\Delta\phi_{21}}{(1 - n)}. \quad (2.63)$$

Eine Ableitung der Bewegung in Blickrichtung (nach Gleichung 2.63) hat den Vorteil, dass alle Rechnungen ausschließlich im Bildsystem des Sensors durchgeführt werden, wodurch eine Interpolation der nicht gleichabständigen Höhenwerte in ein gleichabständig gerastertes Höhenmodell entfällt. Ein entscheidender Nachteil ist jedoch, dass keine direkte Basislinienkorrektur angebracht werden kann.

2.1.7 Weitere Einflüsse auf die interferometrische Phase

Die größten Einflüsse auf die interferometrische Phase – der Effekt der Basislinie (Referenzfläche), die Topographie sowie Lageverschiebungen – wurden in den letzten beiden Abschnitten dargestellt. In diesem Abschnitt werden die Eindringtiefe des Signals, troposphärische und ionosphärische Laufzeitverzögerungen sowie die Auswirkung von Orbitfehlern besprochen.

Eindringtiefe des Signals

Im Gegensatz zur optischen Fernerkundung werden Mikrowellen nicht ausschließlich an der Objektoberfläche reflektiert, sondern dringen, abhängig von den physikalischen¹⁰ sowie elektrischen Eigenschaften des beleuchteten Objekts, unterschiedlich tief in das Medium ein und werden dort diffus gestreut (Volumenstreuung). Die Eindringtiefe steigt proportional mit der genutzten Wellenlänge und verhält sich umgekehrt proportional zur dielektrischen Leitfähigkeit der Objektoberfläche.

Ein verstärktes Eindringen des Signals in die Oberfläche hat Vor- und Nachteile. Einerseits bleiben die Objekteigenschaften tieferer Schichten im Medium auch bei veränderten Bedingungen (Schneefall, Schmelzen, Drift) besser erhalten und sorgen somit über längere Zeiträume für kohärente Interferogramme, was insbesondere bei der Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten von großer Bedeutung ist. Andererseits wird bei der Bestimmung der Oberflächentopographie nicht die eigentliche Objektoberfläche, sondern das mittlere Phasenzentrum der Streuer im Medium bestimmt. Dies kann zu einer systematischen Unterschätzung der Geländehöhe führen, wenn der Höhenbezug über Daten auf Fels hergestellt wird. Werden hingegen auf Eis befindliche Passpunkte genutzt, minimiert sich dieses Problem, solange die Eindringtiefe im betrachteten Gebiet annähernd konstant ist.

Umfassende Untersuchungen zur Quantifizierung der Eindringtiefe von C-Band- und L-Band-Signalen für unterschiedliche Eiseigenschaften sind in Hoen und Zebker (2000), Rignot u. a. (2001), Hoen (2001) sowie Nolan und Fatland (2003) gegeben. Oveisgharan und Zebker (2007) zeigen des Weiteren, dass unterschiedliche Streumodelle zur Bestimmung der Akkumulation aus Korrelationsmessungen (Phasenrauschen des Interferogramms infolge von Volumenstreuung) abgeleitet werden können. Die von Hoen (2001) ermittelten, auf unterschiedlichen Streumodellen basierenden Eindringtiefen für das C-Band liegen in einer Größenordnung von 12 m bis maximal 35 m. Trockener Firn wird mit durchschnittlich 27 m verhältnismäßig stark durchdrungen. Die von Rignot u. a. (2001) ermittelten Eindringtiefen von 4 m – 9 m (C-Band) und 12 m – 14 m (L-Band) fallen geringer aus, wobei sich bei blankem Eis die Eindringtiefe bereits auf 1 m (C-Band) und 3 m (L-Band) reduziert. Auf Fels kann annähernd von einer Oberflächenreflexion ausgegangen werden.

Untersuchungen zur Variabilität der Eindringtiefe zeigen, dass diese, unabhängig vom Einfallswinkel, sehr gering ist (Hoen und Zebker, 2000; Hoen, 2001). Aufgrund der Tatsache, dass in dieser Arbeit weder L-Band- und C-Band-Interferogramme kombiniert noch L-Band-Szenen interferometrisch genutzt wurden, kann im Arbeitsgebiet mit annähernd zeitlich konstanten Eindringtiefen von 12 m bis maximal 35 m gerechnet werden, welche sich im differentiellen Fall fast vollständig eliminieren. Die durch unterschiedliche Eindringtiefen in Eis und Fels verursachten relativen Höhenunterschiede zwischen unterschiedlichen Regionen verbleiben jedoch. Die bestimmte Topographie wird primär zur Korrektur der Interferogramme während der Berechnung der Fließgeschwindigkeiten genutzt. Sowohl als Höhenreferenz als auch zur Kalibrierung

¹⁰Dichte, Temperatur, Kristallgröße

werden ICESat-Profile genutzt, welche bei der Messung nicht in das Medium eindringen. Die im Ergebnis bestimmten Eishöhen sollten folglich auf die Oberfläche referenziert und nicht von möglichen Eindringtiefen beeinflusst sein.

Troposphärische Laufzeitverzögerung

Die im komplexen Signal des SAR-Bildes enthaltenen Phasenreststücke repräsentieren Anteile der Schrägstrecke zwischen Antenne und Bodenelement, welche aus der Messung der Laufzeit der ausgesendeten Mikrowellenimpulse gewonnen werden. Bei der Berechnung dieser Strecken wird vereinfacht von der Lichtgeschwindigkeit c im Vakuum ausgegangen. Entgegen dieser Idealisierung ist die Troposphäre ein inhomogenes Medium mit zeitlich und räumlich variablen Eigenschaften (Luftdruck, Temperatur und Wasserdampfgehalt), wodurch der Brechungsindex und folglich die Ausbreitungsgeschwindigkeit variiert. Im Gegensatz zur Ionosphäre sind die Laufzeitverzögerungen in der Troposphäre für den Spektralbereich der Mikrowellen annähernd frequenzunabhängig, weshalb diese nicht durch Nutzung unterschiedlicher Frequenzen eliminiert werden können. Tarayre und Massonnet (1994) sowie Massonnet u. a. (1994) beschrieben die Einflüsse troposphärischer Effekte auf die Interferometrie als Erste, gefolgt von einer Vielzahl an Publikationen in den folgenden Jahren (Goldstein, 1995; Tarayre und Massonnet, 1996; Hanssen und Feijt, 1996; Zebker u. a., 1997; Gray u. a., 1997; Williams u. a., 1998). Troposphärische Einflüsse sind der limitierende Faktor bei der Bewegungs- und Topographiebestimmung mittels C-Band-*repeat-pass*-Interferometrie (Goldstein, 1995). Die auftretenden Weglängenfehler können in zwei Gruppen unterteilt werden:

- in einen hydrostatischen (trockenen), homogenen und höhenabhängigen Anteil, der durch die unterschiedlichen vertikalen Refraktionsprofile entsteht,
- und in eine inhomogene Komponente, deren horizontale Fluktuationen primär durch die Variabilität des Wasserdampfgehaltes beeinflusst werden.

Der Absolutbetrag der Weglängenänderung des homogenen Anteils beträgt ≈ 2.5 m (Hanssen, 2001). Bei *repeat-pass*-Beobachtungen kurzer zeitlicher Basislinien (< 10 Tage, ähnliche Druck- und Temperaturverhältnisse) reduzieren sich diese Weglängenunterschiede im differentiellen Fall auf ≈ 2 mm, was knapp unterhalb des Rauschniveaus des Interferogramms liegt (Rosen und Zebker, 2007). Zusätzlich kann es durch Refraktion zu Abweichungen vom geometrisch kürzesten Signalweg kommen. Der Betrag der Weglängenkorrektur aufgrund der Strahlkrümmung liegt jedoch unterhalb eines Millimeters, weshalb dieser Anteil in der interferometrischen Auswertung ignoriert werden kann (Meyer, 2004). Abgesehen von Bereichen extremer Topographie, wo höhenabhängige systematische Effekte verbleiben können (Doin u. a., 2009), kann der homogene Anteil als eliminiert betrachtet werden.

Die unterschiedliche Wasserdampfverteilung in der Troposphäre hingegen erzeugt turbulente Störungen, die wesentlich stärkere Laufzeitverzögerungen bewirken und wegen ihrer hohen räumlichen Variabilität weder mathematisch beschrieben noch vorhergesagt werden können. Der Einfluss auf die interferometrische Phase kann unterschiedlich stark sein. Wurde beispielsweise eine der SAR-Aufnahmen durch eine starke Gewitterfront hindurch aufgenommen, kann dies zu extremen Weglängenfehlern von 30 mm bis 50 mm führen (Tarayre und Massonnet, 1994, 1996; Hanssen, 2001), ansonsten können bei durchschnittlicher Feuchtigkeit ≈ 25 mm erwartet werden (Goldstein, 1995). Abbildung 2.7 zeigt ein extremes Beispiel troposphärischer Laufzeitverzögerungen aus dem Arbeitsgebiet, welche sehr wahrscheinlich während einer der Aufnahmen durch

ein Tiefdruckgebiet verursacht wurden. Für eine direkte Korrektur troposphärischer Effekte müsste der Wasserdampfgehalt des abgebildeten Bereichs räumlich hochaufgelöst gemessen werden, jedoch sind derartige Sensoren bisher nicht verfügbar. Um dennoch größere Anteile dieser Effekte reduzieren zu können, wurden unterschiedliche Methoden untersucht. In Hanssen (2001), Webley u. a. (2002), Xu u. a. (2006), Li u. a. (2007) sowie Ding u. a. (2008) wurde die Nutzung von dichten GPS-Netzen zur Messung der troposphärischen Laufzeitverzögerungen mit einer anschließenden Korrektur der Interferogramme demonstriert. Abhängig von Region und Dichte des GPS-Netzes kann der RMS (*Root Mean Square*) der Residuen um durchschnittlich 20 % bis 40 % verbessert werden, wobei Fluktuationen mit Wellenlängen kleiner als 30 km nicht erfasst werden können (Ding u. a., 2008). Ähnliche Ergebnisse konnten mit hochaufgelösten numerischen meteorologischen Modellen, zum Beispiel dem NH3D (*Non-Hydrostatic 3-Dimensional numeric atmospheric model*) und dem MM5 (*Mesoscale Model Generation 5 numerical weather model*) erreicht werden (Webley u. a., 2004; Foster u. a., 2006), allerdings hängen diese stark von der Anpassung der Modellparameter ab. Weitere Fallstudien wurden mit GPS-kalibrierten MODIS-Daten (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*)¹¹ (Li u. a., 2003, 2005) und MERIS-Daten (*Medium Resolution Imaging Instrument*)¹² (Li u. a., 2006; Puysségur u. a., 2007) durchgeführt, die ebenfalls Verbesserungen um 30 % erreichen. Steht eine größere Anzahl (>10, vorzugsweise >30) SAR-Szenen desselben Gebietes zur Verfügung, können nicht korrelierte, zufällige Störeinflüsse durch Phasenmittelung (Zebker u. a., 1997; Williams u. a., 1998) oder durch die Nutzung „permanenter Streuer“ (Ferretti u. a., 1999, 2000) reduziert werden.

Alle beschriebenen Methoden haben sehr spezielle Anforderungen (z. B. zeitgleiche MERIS- oder MODIS-Aufnahme, dichtes GPS-Netz, zusätzliche präzise meteorologische Informationen usw.), die im Arbeitsgebiet nicht erfüllt sind. Auch eine höhere Anzahl SAR-Szenen des gleichen Gebietes ist für die wenigsten *frames* gewährleistet. Eine Korrektur der troposphärischen

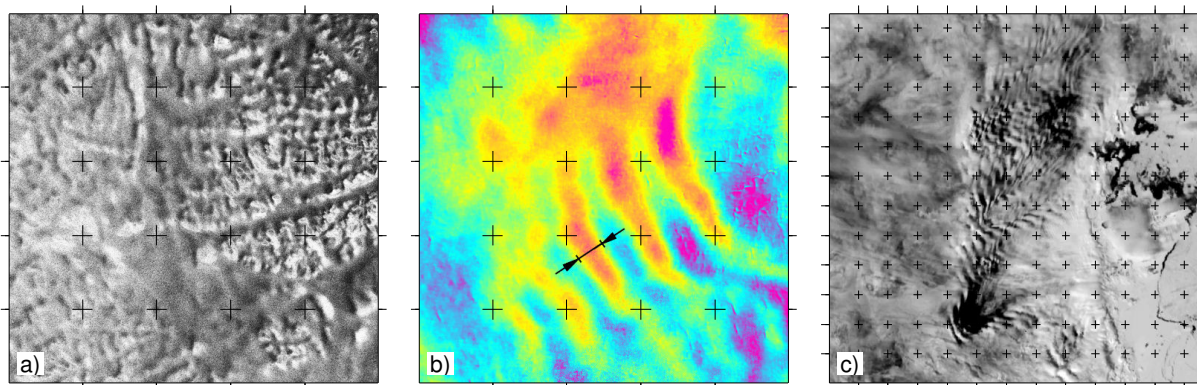


Abbildung 2.7: Darstellung troposphärischer Einflüsse auf die interferometrische Phase. **a)** Ausschnitt eines ERS-Amplitudenbildes der Spur A031D, *frame* 5661. **b)** Darstellung der Höhendifferenz zweier aus Doppeldifferenzen abgeleiteter Höhenmodelle (Wertebereich -40 m bis $+40$ m). Die regelmäßig wiederkehrenden Wellen wurden sehr wahrscheinlich durch troposphärische Störungen hervorgerufen und korrelieren nicht mit topographischen Gegebenheiten. Die durch Pfeile markierte Breite eines solchen Bandes beträgt ≈ 4 km. **c)** Im Ausschnitt eines AVHRR-Bildes (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) der Antarktischen Halbinsel vom 14.12.2009 (abweichender Maßstab) sind im Kanal des fernen Infrarots Strukturen ähnlicher Wolkenbänder erkennbar, die derartige Störungen auslösen können (Antarctic Meteorological Research Center, 2009).

¹¹ $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ Auflösung

¹² $300 \text{ m} \times 300 \text{ m}$ Auflösung

Effekte ist somit im Arbeitsgebiet mit den verfügbaren Daten nicht möglich. Ein Aufdecken von Abweichungen wird durch die Differenzbildung sich überlagernder, benachbarter Streifen realisiert. Verglichen mit anderen Regionen sind jedoch troposphärische Fluktuationen im Bereich polarer Gebiete infolge der stabilen meteorologischen Verhältnisse und der geringen Luftfeuchtigkeit minimal. Dennoch verbleibt für das C-Band eine Unsicherheit von durchschnittlich 0.25 Phasenzyklen, ≈ 14 mm (Gray u. a., 1997), die in den Fehlerhaushalt einfließt.

Ionosphärische Laufzeitverzögerung

Aufgrund der Sonneneinstrahlung werden in der Ionosphäre Elektronen aus Atomen und Molekülen herausgelöst, wodurch eine Mischung aus freien Elektronen, Ionen sowie neutralen Gasen entsteht. Die Intensität dieser Ionisation hängt von Sonnenaktivität, geographischer Lage sowie Richtung und Betrag des Erdmagnetfeldes ab. Schwankungen des Elektronengehaltes, TEC (*Total Electron Content*), verursachen hierbei ein Flimmern (*scintillation*), welches zu Variationen in den Signallaufzeiten führt. Abhängig vom genutzten SAR-Modus sowie von der Auflösung des Sensors wird ein Bodenelement innerhalb von ≈ 0.4 Sekunden durchschnittlich mit ≈ 600 SAR-Pulsen aus unterschiedlichen Orbitpositionen beleuchtet (Gray u. a., 2000). Während dieser Zeit hat sich der Satellit ≈ 3 km im Orbit weiterbewegt. Treten räumliche Veränderungen im TEC auf, führt dies zu unterschiedlichen Signallaufzeiten für ein betrachtetes Bodenelement, wodurch die *azimuth*-Fokussierung „unscharf“ und die Lage in *azimuth*-Richtung verschoben sein kann (die *range*-Richtung bleibt unbeeinträchtigt). Abhängig von der Stärke dieser Variationen können neben Schlieren (*azimuth-streaks*) in der Koregistrierung auch die Phasenwerte des Interferogramms betroffen sein (Wegmueller u. a., 2006; Meyer u. a., 2006; Meyer und Nicoll, 2008). Joughin u. a. (1996) beschrieben derartige Effekte schon früh, jedoch konnten Gray u. a. (2000) diese erstmals ionosphärischen Störungen zuordnen.

Abbildung 2.8 zeigt am Beispiel von ERS und ALOS, welche Auswirkungen ionosphärische Laufzeitunterschiede haben können. Diese Störungen können ausschließlich in Äquatornähe (steilere Sonneneinstrahlung) sowie in sehr hohen Breiten (aurale Zone) beobachtet werden. Aufgrund der Frequenzabhängigkeit des Brechungsindex unterliegen Messungen im L-Band ionosphärischen Störungen stärker als im C-Band. Verhältnismäßig starke relative Änderungen der Elektronendichte während der Aufnahme von rund 1 TECU (*Total Electron Content Unit*) können Phasenstörungen von bis zu π Radiant (C-Band) und 4π Radiant (L-Band) hervorrufen (Wegmueller u. a., 2006). Räumliche Variationen des TEC können dabei von mehreren Metern bis zu einigen hundert Kilometern reichen, wobei der Betrag der Änderung für Wellenlängen < 10 km deutlich geringer ausfällt (Meyer u. a., 2006). Extremwerte für fehlerhafte *azimuth*-Registrierungen werden in der Literatur für C-Band mit ≈ 0.5 Pixel (Chapin u. a., 2006) und für L-Band mit bis zu 5 Pixel (Wegmueller u. a., 2006) angegeben. Belaufen sich der TEC der Ionosphäre auf < 5 TECU und die Störungen auf $< 5\%$, sind keine Auswirkungen bei einer interferometrischen Auswertung zu erwarten (Liu u. a., 2003). Im Gegensatz zu troposphärischen Störungen sind die ionosphärischen zumindest in der Bildzuordnung erkennbar.

Im Arbeitsgebiet konnten in einigen ERS-Szenen ionosphärische Effekte in der Bildzuordnung festgestellt werden. Die Abweichung vom Gradienten der Bildzuordnung beträgt hierbei zwischen 0.2 Pixel und 0.4 Pixel, in einem extremen Fall (siehe Abbildung 2.8) bis zu 0.5 Pixel. Die interferometrische Phase ist jedoch in keiner Szene beeinträchtigt. Die im Arbeitsgebiet für das *feature-tracking* genutzten ALOS-Szenen zeigten keinerlei Anzeichen ionosphärischer Einflüsse.

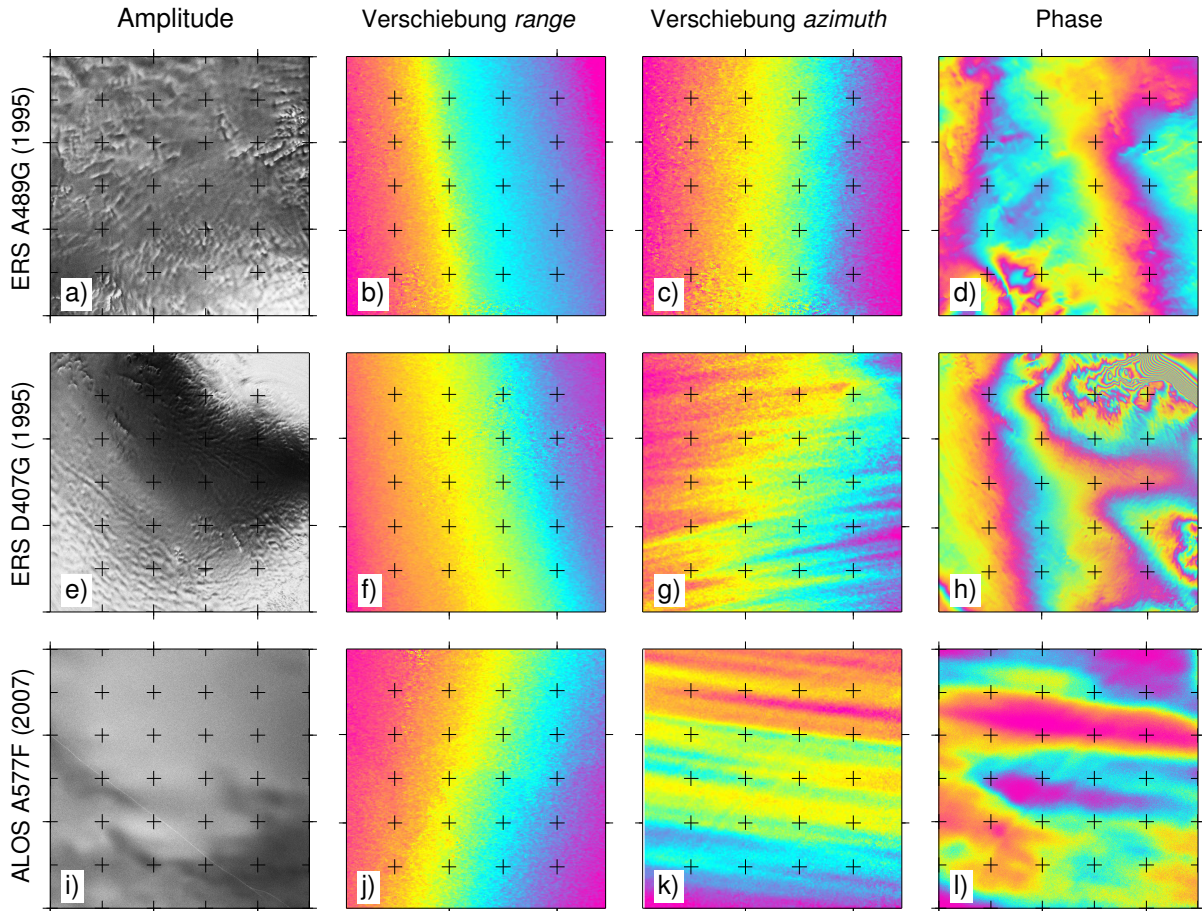


Abbildung 2.8: Darstellung ionosphärischer Einflüsse auf die Koregistrierung sowie die interferometrische Phase. Die vier dargestellten Spalten zeigen jeweils Amplitude, Koregistrierung (ungefilterte *feature-tracking*-Ergebnisse in *range* und *azimuth*) sowie die um den Einfluss der Topographie und der Basislinie korrigierte interferometrische Phase (von links nach rechts). Im Beispiel des ERS-Track A489G (**a-d**) sind weder in der Koregistrierung noch in der interferometrischen Phase Störungen erkennbar. Das Beispiel ERS-Track D407G (**e-h**) zeigt deutliche Schlieren (bis zu 0.5 Pixel) in der *azimuth*-Richtung der Bildzuordnung (**g**), die Phasenwerte des Interferogramms sind jedoch ungestört (**h**). Verbleibende *fringes* in (**d** und **h**) repräsentieren die Oberflächenbewegung. Im Gegensatz zu den ersten beiden C-Band-Beispielen aus dem Arbeitsgebiet ist das Beispiel ALOS A577F (**i-l**) eine über dem Lake Vostok (Lage unweit des magnetischen Südpols) von ALOS (L-Band) aufgenommene Szene. Die Schlieren in *azimuth*-Richtung der Koregistrierung betragen bis zu 3.5 Pixel (**k**) und wirken sich auch auf die interferometrische Phase (**l**) aus.

Orbitfehler

Die Ableitung von Topographie- oder Geschwindigkeitsinformationen basiert auf der genauen Kenntnis der InSAR-Aufnahmegeometrie. Die Länge der Basislinie B und deren Neigung α gegenüber der Horizontalen werden hierbei aus den Satellitenephemeriden bestimmt und können sich während des Überfluges einer Aufnahme ändern. In diesem Abschnitt wird diskutiert, wie sich Orbitfehler auf die Aufnahmegeometrie auswirken und in die darauf basierenden Ergebnisse wie Topographie, Fließverhalten und Deformation fortpflanzen.

Zur Berechnung der Aufnahmegeometrie werden die präzisen ERS-1/2-Orbitprodukte¹³ des DEOS (*Delft Institute for Earth Orientated Space Research*) verwendet (DEOS, 2004). Die Genauigkeit der Orbitpositionen wird entlang der Flugrichtung mit ± 0.15 m, senkrecht zur Flugrichtung mit $\sigma_h = \pm 0.08$ m und in radialer Richtung mit $\sigma_v = \pm 0.05$ m beziffert (Visser u. a., 1997; Scharroo und Visser, 1998; Hanssen, 2001).

Während der Bildzuordnung werden zueinander versetzt bzw. verschwenkt aufgenommene Szenen entsprechend korrigiert. Die Fehlerkomponente in Flugrichtung wird somit ausreichend kompensiert, wodurch ein zweidimensionales Problem betrachtet werden kann. Fehler in der Basislinienlänge und -orientierung hingegen verursachen annähernd lineare Phasenrampen im Interferogramm.

Betrachtet man die Aufnahme innerhalb der Null-Doppler-Ebene (Abbildung 2.9), sind beide Satellitenpositionen M und S fehlerbehaftet (gepunktet dargestellte Ellipsen). Zur relativen Betrachtung sind die Halbachsen σ_v , σ_h beider Fehlerellipsen an S abgetragen. Mögliche Fehlervektoren e bewegen sich mit einem festgelegten Signifikanzniveau innerhalb der Ellipse. Aufgrund der Tatsache, dass die Orientierung μ des Fehlervektors nicht bekannt ist, kann auch die Richtung des Phasengradienten im Interferogramm nicht vorhergesagt werden. Die Stärke des Gradienten selbst ist zusätzlich noch von der Orientierung der Basislinie α abhängig.

Die im Interferogramm verbleibenden Phasenrampen können selbst zur Schätzung eines verbesserten Orbits genutzt werden, sofern die vorhandene Abweichung als Orbitfehler interpretiert werden kann und nicht von einem anderen langwelligen geophysikalischen Signal überlagert wird (Kohlhase u. a., 2003a,b). Auch statistische Analysen können zur Verbesserung des Orbits genutzt werden, wenn eine höhere Anzahl an Interferogrammen verfügbar ist und Topographie und Fließverhalten als konstant betrachtet werden können (Hanssen, 2001; Meyer, 2004).

Die Korrektur von Orbitfehlern kann auch bei der Ableitung des Höhenmodells unter Nutzung gleichmäßig über das Bild verteilter Passpunkte erfolgen (Abschnitt 2.1.6). Diese Vorgehensweise verbessert allerdings ausschließlich die Länge der differentiellen effektiven Basislinie und nicht die einzelnen Orbitkonfigurationen der beteiligten Bildpaare. Da zur Bestimmung der Geschwindigkeit der Einfluss der Basisliniengeometrie und der Topographie aus jedem Bildpaar abgezogen werden muss, kann es folglich dennoch zu langwelligen Gradienten im Geschwindigkeitsfeld kom-

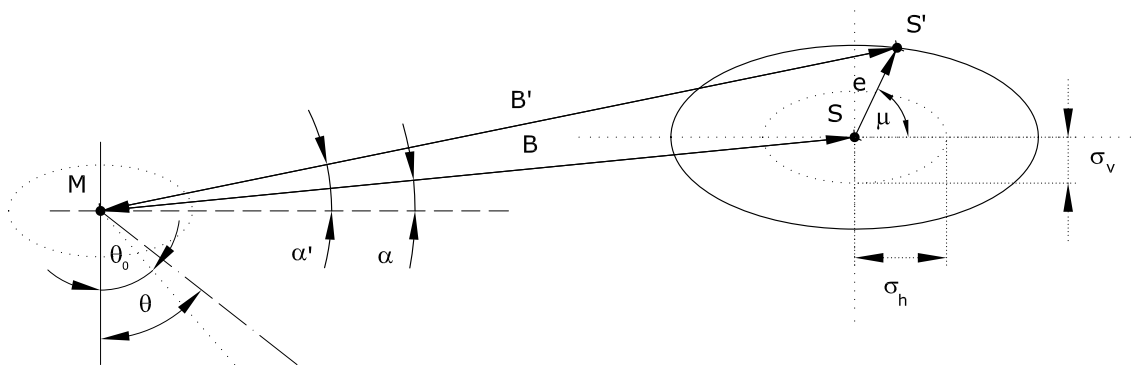


Abbildung 2.9: Veränderung der InSAR-Aufnahmegeometrie aufgrund von Orbitfehlern. Bei einer relativen Betrachtung (M konstant, Halbachsen der Fehlerellipse um S angebracht: $2\sigma_v$ (vertikal) und $2\sigma_h$ (horizontal)) verändert sich bei einem Fehlervektor (Betrag $|e|$ und Richtung μ) die Position von S zu S' . Folglich ändert sich die Basislinienlänge von B zu B' und die Neigung von α zu α' .

¹³Schwerefeldmodell DGM-E04 (*Delft Gravity Model E04*), Daten aus LASER-Messungen, SLR (*Satellite LASER Ranging*) und Altimeter-Kreuzungspunktanalysen

men. Eine realistische, direkte Abschätzung dieses Einflusses ist schwierig, da im Unterschied zu manch anderer Anwendung (z. B. der Altimetrie) für die interferometrische Auswertung die relative Genauigkeit der Orbits deutlich wichtiger ist als die absolute Genauigkeit der Satellitenbahnen. Existieren beispielsweise von der geographischen Lage abhängige (systematische) Fehler in den Orbitdaten, sind diese im RMS des Orbits enthalten, entfallen jedoch im differentiellen Fall.

Um den theoretisch möglichen, maximalen Betrag einer im Bild verbleibenden Phasenrampe abzuschätzen, können die Gleichungen 2.21 bis 2.24 kombiniert, nach ϕ umgestellt und partiell nach B und α abgeleitet werden:

$$\frac{\partial \phi}{\partial B} = \frac{4\pi H_P^{lok} \cos(\theta - \alpha)}{\lambda R \sin \theta} + \frac{4\pi \sin(\theta_i^0 - \alpha)}{\lambda}, \quad (2.64)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \alpha} = \frac{4\pi H_P^{lok} B \sin(\theta - \alpha)}{\lambda R \sin \theta} - \frac{4\pi B \cos(\theta_i^0 - \alpha)}{\lambda}, \quad (2.65)$$

wobei jeweils der erste Bruch auf der rechten Seite einer topographieabhängigen Komponente und der zweite dem Anteil der Referenzphase entspricht. Die Fehler-Varianz von ϕ ist

$$\sigma_\phi^2 = \left(\frac{\partial \phi}{\partial B} \right)^2 \sigma_B^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial \alpha} \right)^2 \sigma_\alpha^2, \quad (2.66)$$

woraus sich für eine Phasendifferenz innerhalb des Interferogramms eine Fehler-Standardabweichung von $\sigma_{\Delta\phi} = \sqrt{2}\sigma_\phi$ ergibt. Sowohl die partiellen Ableitungen als auch die Fehlervarianzen der Basislinienlänge σ_B^2 und der Basislinienneigung σ_α^2 sind von B und α abhängige Größen. Zur Abschätzung theoretisch möglicher Fehler wurden verschiedene Orbitparameter (B , α) genutzt und die maximalen Fehler für $\mu = 0..2\pi$ ($|e|$ innerhalb der Fehlerellipse) bestimmt. Die Ergebnisse dieser Simulationen werden in Kapitel 5.3.2 aufgegriffen.

2.1.8 Kohärenz

Die Qualität der Phasendifferenzen eines Interferogramms spielt bei einigen Prozessierungsschritten eine wesentliche Rolle. Dies kann zum Beispiel die Wahl der Parameter bei der Phasenfilterung, die Gewichtung der Eingangsgrößen bei einer Phasenabwicklung oder Topographiebestimmung sowie die Bewertung der Genauigkeit der Endergebnisse betreffen. Hierfür ist eine mathematisch klar definierte Quantifizierung nötig, die als Kohärenz bezeichnet wird.

Kohärenz komplexer Werte

Wie Gleichung 2.9 in Abschnitt 2.1.5 zeigt, werden die Phasenwerte ψ_M und ψ_S zweier Überflüge ($t_M \neq t_S$) sowohl von einer entfernungsabhängigen Komponente als auch von den Streueigenschaften $\psi_{obj,M}$, $\psi_{obj,S}$ des beleuchteten Flächenelementes bestimmt. Unveränderte Aufnahmebedingungen würden zu identischen Streuphasen und somit zu einer perfekt definierten interferometrischen Phase führen (Gleichung 2.8). Die nachfolgend aufgeführten und nach Größenordnung sortierten Faktoren beeinflussen jedoch die interferometrische Phase unter realen Messbedingungen:

- physikalische Veränderung der Objekteigenschaften durch Umwelteinflüsse (Niederschlag, Schmelzen, glaziologische Veränderungen etc., oft auch als zeitliche Dekorrelation bezeichnet)
- unterschiedliche Blickwinkel auf das Objekt (aufgrund ungleicher Aufnahmepositionen im Orbit)
- troposphärische Laufzeitveränderungen infolge unterschiedlicher Wetterlagen sowie ionosphärische Laufzeitverzögerungen
- unterschiedliche Dopplerschwerpunkte bzw. -spektren der Aufnahmen
- prozessierungsbedingte Fehler (Koregistrierung, Interpolation)
- thermisches Rauschen des RADAR-Systems sowie Einfluss der Antennencharakteristik.

Hierdurch wird die Ähnlichkeit der aufgenommenen Bilder und somit die Qualität des Interferogramms reduziert. Die in einem SLCI gespeicherten Amplituden- und Phasenwerte einer Auflösungszelle repräsentieren das zurückgestreute Gesamtsignal für dieses beleuchtete Oberflächenelement. Hierbei kann für SAR-Systeme im X-Band, C-Band und L-Band das rückgestreute Signal als Summe vieler einzelner, voneinander unabhängiger Streuzentren betrachtet werden (Curlander und McDonough, 1991). Abbildung 2.10 verdeutlicht diesen Zusammenhang. Das Signal eines einzelnen Streuzentrums bleibt hierbei allerdings unbekannt und kann auch aus den aufgezeichneten Daten nicht rekonstruiert werden. Da jedes einzelne Streuzentrum einen unabhängigen Beitrag zur Gesamtsumme liefert, kann dieses Signal nach dem zentralen Grenzwertsatz in Näherung als normalverteilt und eine einzelne SAR-Beobachtung somit als komplexe, zirkular gaußverteilte Zufallsvariable betrachtet werden (Meyer, 2004).

Der Betrag γ der Kohärenz zweier komplexer, gaußverteilter Zufallsvariablen C_M und C_S ist definiert durch (Born u. a., 1999; Foster und Guinzy, 1967):

$$\gamma = \frac{|E\{C_M C_S^*\}|}{\sqrt{E\{|C_M|^2\}E\{|C_S|^2\}}}, \quad (2.67)$$

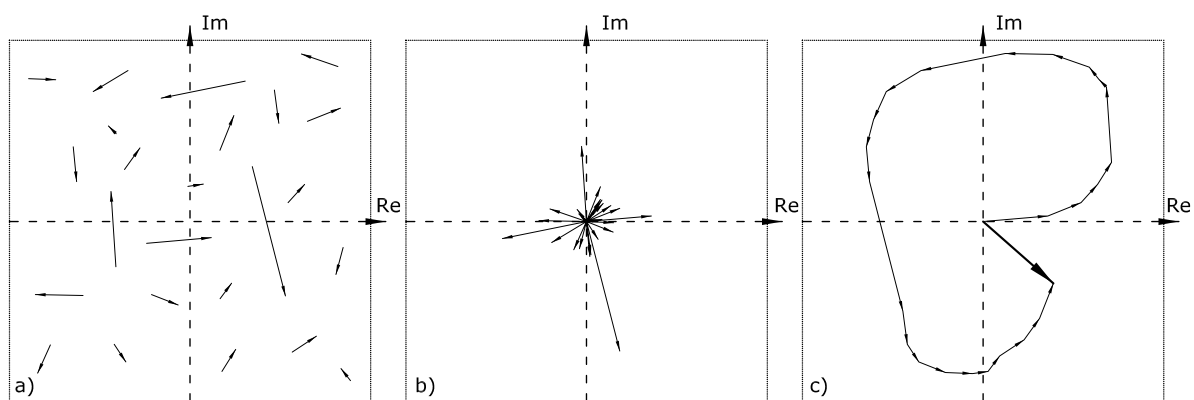


Abbildung 2.10: Streuverhalten einer Bodenzelle in der komplexen Zahlenebene (abgewandelt aus Hansen 2001): **a)** Diskrete Anzahl unabhängig voneinander reflektierender Einzelstreuer im Bodenelement. **b)** Verschiebung aller in a) dargestellten Einzelstreuer in einen gemeinsamen Ursprung. **c)** Resultierender Real- und Imaginärteil der Vektorsumme (dicker Pfeil) aller Einzelstreuer dieser Bodenzelle, der vom Sensor erfasst wird.

wobei $E\{.. \}$ dem Erwartungswert eines komplexen SAR-Signals entspricht. γ ist reell und stellt ein Maß für die Ähnlichkeit zwischen Master und Slave dar. Der Wertebereich für γ ist normiert ($0 \leq \gamma \leq 1$). Identische Bilder haben einen Kohärenzwert von 1, und je kleiner γ wird, desto geringer ist die Ähnlichkeit zwischen den Aufnahmen.

Da im Normalfall nur eine Realisierung der Messung existiert, kann der Erwartungswert nur aus einer räumlichen Mittelung kleiner Bereiche geschätzt werden. Alternativ wäre die Mittelung aus einer Abfolge von Interferogrammen¹⁴ in voller Auflösung denkbar. Hierbei wird in beiden Fällen angenommen, dass der SAR-Abbildungsprozess für kleine Teilbereiche ergodisch und stationär ist. Mittelt man über die Messungen einer J Pixel \times K Pixel großen Box, kann γ durch $\hat{\gamma}$ approximiert werden (Touzi u. a., 1999; Seymour und Cumming, 1994). Größere räumliche Basislinien können jedoch zu extrem dichten Phasenübergängen im Interferogramm führen. Um dennoch ein unverfälschtes $\hat{\gamma}$ durch räumliche Mittelung berechnen zu können, muss dieser Effekt beachtet und abgezogen werden. Gleichung 2.67 kann somit wie folgt modifiziert werden (Hagberg u. a., 1995; Guarnieri und Prati, 1997; Dammert, 1997):

$$\hat{\gamma} = \frac{|\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K C_M^{(j,k)} C_S^{*(j,k)} \exp(i\phi^{(j,k)})|}{\sqrt{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K |C_M^{(j,k)}|^2 \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K |C_S^{(j,k)}|^2}}. \quad (2.68)$$

$\phi^{(j,k)}$ entspricht der Phase des systematischen, basislinienabhängigen Phasengradienten des Pixels (j, k) . Der Betrag des Wertes $\hat{\gamma}$ wird für weitere Rechnungen als Qualitätskriterium verwendet. Die Boxgröße des Bereiches, über den die Kohärenz approximiert werden soll, kann unterschiedlich groß gewählt werden. Ist die Boxgröße verhältnismäßig klein, spielen Faktoren wie Phasengradienten (Topographie, Geschwindigkeit, Ozeangezeiten) keine Rolle und lokale Veränderungen innerhalb des Bildes können recht gut erfasst werden. Die durchschnittliche Kohärenz aller Bilder im Arbeitsgebiet beträgt bei einer extrem kleinen Boxgröße von 1 Pixel \times 5 Pixel (ERS-*multilook*-Verhältnis) $\bar{\hat{\gamma}} = 0.63$, stärker verrauschte Szenen liegen bei Werten um $\bar{\hat{\gamma}} = 0.49$. Die qualitativ hochwertigsten analysierten Interferogramme erreichen eine Kohärenz von bis zu $\bar{\hat{\gamma}} = 0.81$.

Kohärenz nichtkomplexer Werte

Für die Bewertung nichtkomplexer Größen, wie z. B. nicht korrelierter RADAR-Szenen, reiner Amplitudenbilder oder panchromatischer optischer Aufnahmen, kann analog zur komplexen Kohärenz durch Quadrierung des normierten Korrelationskoeffizienten die Kohärenz realer Werte anhand der Grauwerte des Masters $g_M(j, k)$ (Mittelwert \bar{g}_M) und Slaves $g_S(j, k)$ (Mittelwert \bar{g}_S) bestimmt werden:

$$\hat{\gamma}_r^2 = \frac{\left[\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K (g_M(j, k) - \bar{g}_M) ((g_S(j, k) - \bar{g}_S)) \right]^2}{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K (g_M(j, k) - \bar{g}_M)^2 \cdot \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K (g_S(j, k) - \bar{g}_S)^2}. \quad (2.69)$$

2.1.9 Filterung

In den Abschnitten 2.1.7 und 2.1.8 wurden Effekte und Einflüsse genannt, die die Qualität der interferometrischen Phase in unterschiedlich starkem Maße reduzieren. In Abhängigkeit von Oberflächeneigenschaften, Wellenlänge, Wiederholzyklen und Basislinienlänge variiert –

¹⁴Aufnahme unter identischen Bedingungen

speziell im Küstenbereich der Antarktis – die Qualität der Interferogramme teilweise so stark, dass für einige Bereiche eine nötige Phasenabwicklung nicht ohne eine vorherige Filterung und somit eine Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses möglich ist. Hierbei wird zwischen der a-priori-Filterung der ursprünglichen SAR-Daten vor der Interferogrammbildung und der a-posteriori-Filterung der Phasenwerte des Interferogramms unterschieden.

A-priori-Filterung

Zwei zu unterschiedlichen Zeitpunkten aus unterschiedlichen Orbitpositionen aufgenommene komplexe Bilder erfassen ein Bodenelement unter leicht verschiedenen Einfallswinkeln (ξ_M, ξ_S). Die Abtastung in *range* wird durch eine Laufzeitmessung realisiert. Projiziert man die identische *slant-range*-Auflösung auf die Erdoberfläche, ergeben sich unterschiedliche Bodenauflösungen (Abbildung 2.11b), wodurch es zu einer Verschiebung der Spektren dieser Aufnahmen kommt (Abbildung 2.11a). Nichtidentische Spektralanteile erzeugen bei einer komplexen Multiplikation ausschließlich Rauschen, wodurch die Kohärenz reduziert wird. Um dies zu verhindern, werden Master und Slave vor der Interferogrammbildung separat bandpassgefiltert. Das Filter ist so gestaltet, dass gemeinsame Frequenzbereiche erhalten bleiben, wodurch sich eine neue, gemeinsame Doppler-Zentroid-Frequenz $f_{DZ,MS}$ ergibt. Vertiefende Ausführungen geben Gamma (2006), Hanssen (2001), Kampes (1999) sowie Gatelli u. a. (1994).

A-posteriori-Filterung

Insbesondere durch lokale Veränderungen der Eisoberfläche wie Akkumulation, Schmelzen oder Drift verbleibt im Interferogramm ein Rauschen, welches möglichst stark reduziert werden soll, ohne jedoch die enthaltenen topographischen oder geophysikalischen Informationen zu verändern. Die Charakteristik des Rauschens ist breitbandig und kann als „weiß“ angesehen werden. *Fringes* hingegen sind meist durch ein schmales, aber stark ausgeprägtes Frequenzband im Spektrum vertreten. Dennoch können *fringe*-Muster bei unterschiedlich ausgeprägter Topographie oder bei

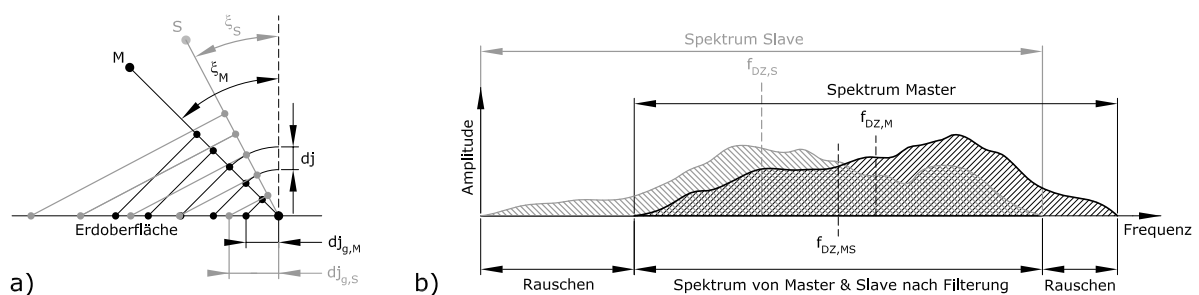


Abbildung 2.11: Darstellung der unterschiedlichen Spektren für Master und Slave infolge unterschiedlicher Einfallswinkel. **a)** Aufgrund unterschiedlicher Einfallswinkel (ξ_M, ξ_S) ist die Bodenauflösung von Master und Slave nicht identisch, was eine Spektralverschiebung bewirkt. **b)** Spektrum des Master (schwarz) und Slave (hellgrau) mit deren jeweiligen Doppler-Zentroid-Frequenzen $f_{DZ,M}$, $f_{DZ,S}$. Identische Spektralbereiche werden mit einer Bandpassfilterung erreicht, aus der sich $f_{DZ,MS}$ ergibt.

einem simultan stattfindenden (und somit dem Signal überprägten) Fließen unterschiedlich geartet sein. Isotrope Filter (z. B. komplexer *boxcar*-Filter) können sich solchen Unterschieden innerhalb des Bildes jedoch nicht anpassen und versagen somit in vielen Bereichen, wenngleich sie in topographiearmen Gebieten recht gute Ergebnisse erzielen können.

Zur Lösung dieses Problems wurde durch Goldstein und Werner (1998) ein adaptiver Filteralgorithmus vorgestellt, der das Interferogramm in kleine, sich überlappende Patches¹⁵ $I(j, k)$ aufteilt. Durch das stückweise und separate Vorgehen wird das Interferogramm dem enthaltenen *fringe*-Muster entsprechend optimal gefiltert. Für jedes Patch $I(j, k)$ wird zunächst das Fourierspektrum als eine zwei-dimensionale FFT $Z(u, v)$ berechnet:

$$Z(u, v) = FFT\{I(j, k)\}. \quad (2.70)$$

Dabei sind j, k die Bildkoordinaten im Patch und u, v die entsprechenden Frequenzen im Spektrum. Das Spektrum des gefilterten Signals $H(u, v)$ ergibt sich aus einer Multiplikation des

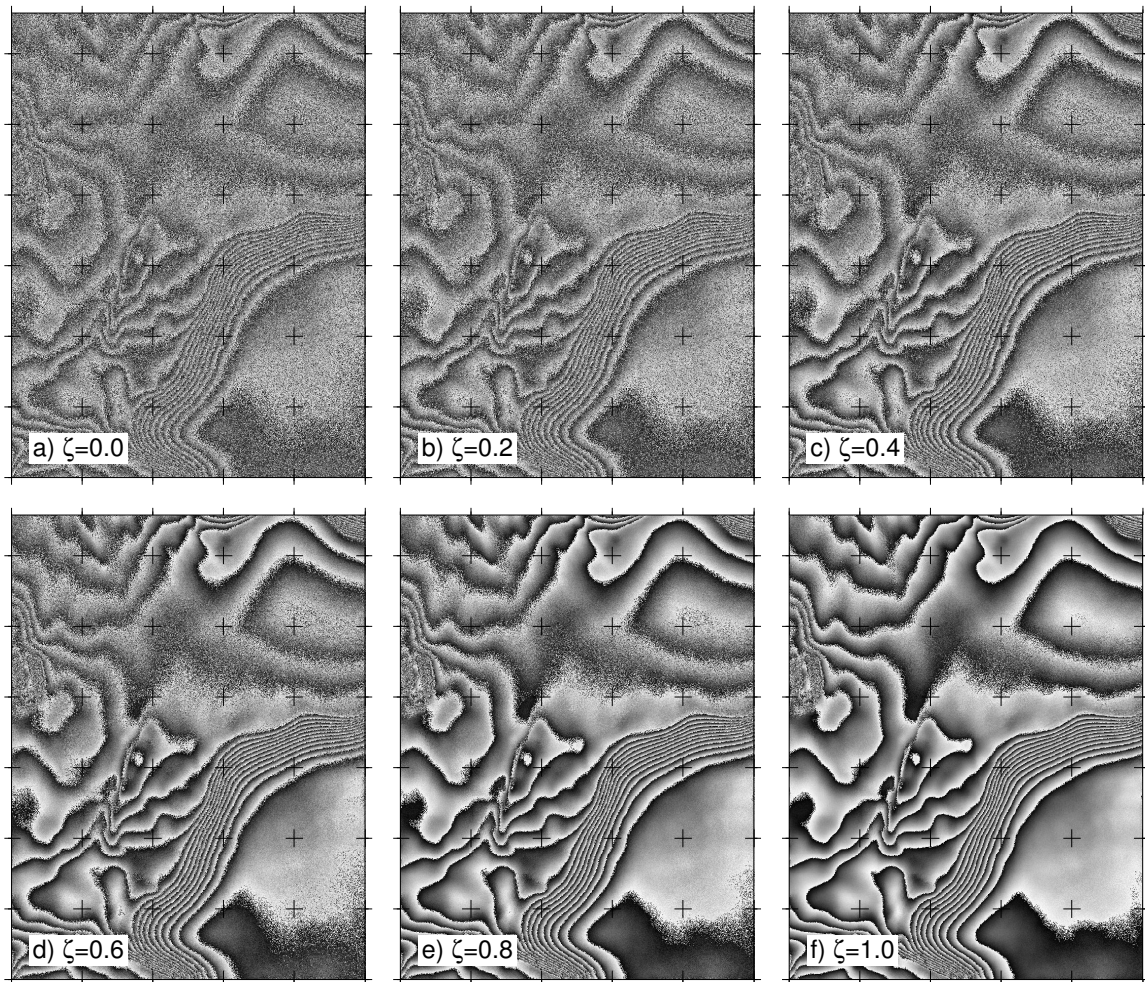


Abbildung 2.12: Einfluss des Filterparameters ζ auf ein stärker verrauschtes Interferogramm. Darstellung der Filterergebnisse für $\zeta = 0.0 \dots 1.0$ (a-f); Patchgröße: 128 Pixel \times 128 Pixel; Überlappung: 63 Pixel \times 63 Pixel.

¹⁵Patchgröße $> 32 \times 32$ Pixel, Überlappung $> 75\%$

ursprünglichen Spektrums $Z(u, v)$ mit dem Filterkern $S\{|Z(u, v)|\}^\zeta$, bestehend aus einem Glättungsfilter $S\{.. \}$, der zusätzlich nichtlinear über den Exponenten ζ skaliert wird. Der zur Glättung des Spektrums verwendete Kern wird klein ($3 \text{ Pixel} \times 3 \text{ Pixel}$) gehalten, um eine zu starke Filterwirkung zu vermeiden.

$$H(u, v) = S\{|Z(u, v)|\}^\zeta \cdot Z(u, v). \quad (2.71)$$

Der Filterparameter ζ kann hierbei frei zwischen Null und Eins gewählt werden. Ist $\zeta = 0$, wird der Vorfaktor von $Z(u, v)$ zu Eins, wodurch keine Filterung eintritt. Für $\zeta = 1$ ist die Filterung am stärksten.

Dieser Algorithmus passt sich bereits an *fringe*-Muster an, filtert jedoch alle Patches mit gleicher Stärke. Um eine Filterung von Bildbereichen hoher Qualität zu reduzieren, gleichzeitig aber Gebiete geringer Kohärenz stärker zu filtern, kann ζ durch $(1 - \bar{\gamma})$ bzw. $(1 - \widehat{\gamma})$ ersetzt werden (Baran u. a., 2003). Mit der approximierten mittlere Kohärenz eines Ausschnittes $\widehat{\gamma}$ ergibt sich dann:

$$H(u, v) = S\{|Z(u, v)|\}^{1-\bar{\gamma}} \cdot Z(u, v). \quad (2.72)$$

Die Filterantwort $H(u, v)$ wird anschließend mittels inverser Fourier-Transformation wieder in ein Patch mit Phasenwerten $\hat{I}(j, k)$ transformiert:

$$\hat{I} = FFT^{-1}\{H(u, v)\}. \quad (2.73)$$

Eine Überlappung der Patches von 75% in jede Richtung (*azimuth* und *range*) garantiert, dass keine Kachel-Effekte während der Filterung entstehen. Abbildung 2.12 zeigt den Einfluss des Filterparameters ζ auf ein stärker verrauschtes Interferogramm.

2.1.10 Phasenabwicklung

Weder bei der RADAR-Messung an sich noch bei der Interferogrammbildung werden Mehrdeutigkeiten gelöst. Folglich sind Phasenwerte und Phasendifferenzen nur als modulo- 2π -Phasenreststücke bekannt, was als gewickelte Phase (*wrapped phase*) bezeichnet wird. Dieser $[-\pi, \pi)$ -Bereich wird jedoch bei nahezu allen Anwendungen überschritten. Um topographische Informationen oder geophysikalische Signale folgerichtig rekonstruieren zu können, müssen diese Phasensprünge behoben werden. Abbildung 2.13 verbildlicht diesen Zusammenhang.

Das Lösen der Mehrdeutigkeiten wird als Phasenabwicklung (*phase unwrapping*) bezeichnet. Hierbei gilt es lediglich, die Zusammenhänge der im Interferogramm enthaltenen Phasenwerte relativ zueinander herzustellen, ein konstanter Offset der gesamten Lösung wird verbleiben. Da die korrekte Phasenabwicklung einen kritischen Schritt in der interferometrischen Prozessierung darstellt, wurden in den letzten Jahren unterschiedliche Ansätze zur Lösung dieses Problems vorgestellt. Diese lassen sich in drei größere Klassen unterteilen:

- **branch-cut-Methoden**
(*residue-cut*-, *branch-cut*-, *cut-line*-, *ghost-line*-Algorithmus)
- **statistical-cost-network-flow-Ansätze**
(SNAPHU und als Sonderfall die Methode der kleinsten Quadrate)

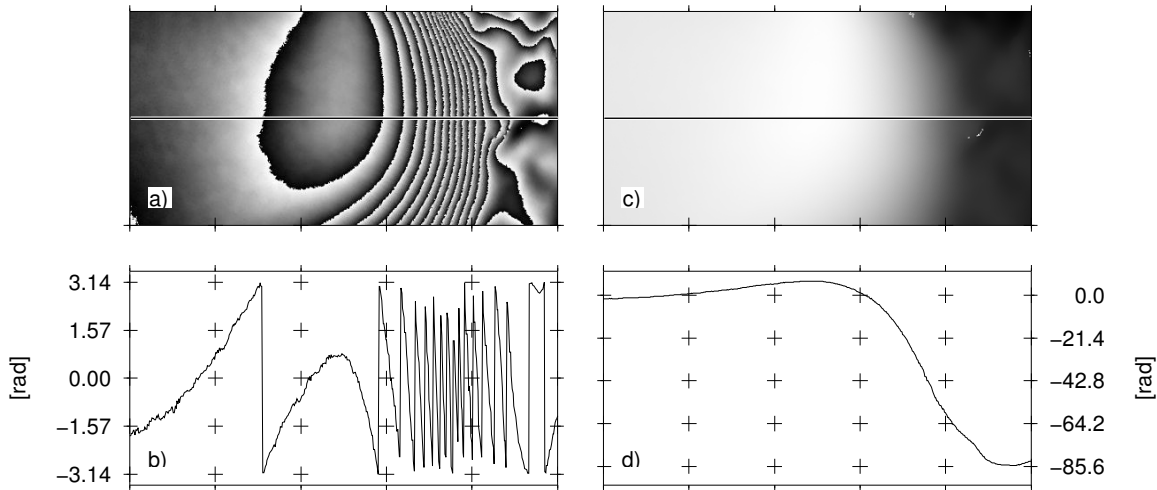


Abbildung 2.13: Vergleich gewickelter und abgewickelter Phasenwerte. Die gewickelten Phasenwerte $[-\pi.. \pi]$ in (a,b) repräsentieren einen Wertebereich von ≈ 90 Radiant (c,d). Die Profile aus (a,c) sind in (b,d) dargestellt. Die unbekannte Integrationskonstante (Phasenoffset) muss durch externe Informationen bestimmt werden.

- **Alternative Methoden**

(*multigrid-* und *region-growing*-Algorithmus).

Nicht alle Ansätze eignen sich für eine vollautomatische Prozessierungskette großer Bildstreifen. Aufgrund der Tatsache, dass sowohl die Charakteristik der Topographie als auch die Qualität der Interferogramme im Arbeitsgebiet variiert, kamen wegen ihrer unterschiedlichen Eigenschaften die *branch-cut*-Methode und der SNAPHU (*Statistical-Cost Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping*) zur Anwendung. Beide werden im Folgenden kurz beschrieben.

Die *branch-cut*-Methode

Genau betrachtet ist eine Phasenabwicklung ohne jegliche Annahmen ein unmögliches Unterfangen, da man nicht wissen kann, welche der vielen Möglichkeiten einer abgewickelten Phase die richtige Lösung für diesen Fall ist. Allen Algorithmen liegen deswegen einige fundamentale Annahmen zugrunde. Die erste und wichtigste Annahme ist, dass in den meisten Teilen (nicht zwangsläufig in allen Bildbereichen) das Abtasttheorem (Nyquist-Frequenz) erfüllt ist und Aliasingeffekte ausgeschlossen werden können. Folglich darf aber auch der Betrag der Differenzen benachbarter Phasenwerte einen halben Wellenzyklus π nicht überschreiten. Alle Bildbereiche, die dieses Kriterium erfüllen, können durch Integration der Gradienten¹⁶ abgewickelt werden. Das Problem der Phasenabwicklung reduziert sich somit auf das Auffinden jener Stellen, die dieser Anforderung nicht genügen (Chen, 2001).

Ähnlich der Summe aller Höhenunterschiede eines in sich geschlossenen Nivellements muss die Gradientensumme geschlossener Polygone im Interferogramm Null ergeben, da die Integrationslösung wegunabhängig sein muss. Die kleinstmöglichen Schleifen bilden hierbei $2 \text{ Pixel} \times 2 \text{ Pixel}$ -

¹⁶skalare, diskrete, richtungsabhängige Differenz benachbarter Pixelwerte

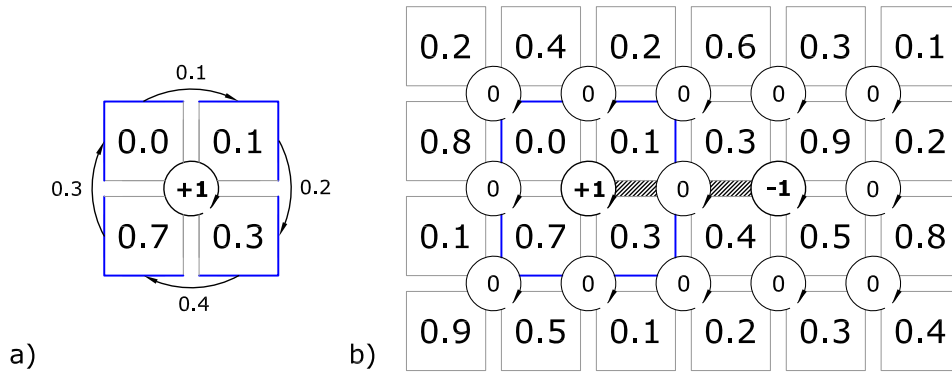


Abbildung 2.14: Darstellung eines Residuums und eines *branch-cuts*. **a)** Residuum innerhalb einer $2 \text{ Pixel} \times 2 \text{ Pixel}$ -Nachbarschaft. Werden die Differenzen (außen) der Phasenwerte (innerhalb der Boxen) summiert, ergibt sich ein Wert von +1, also eine positive Ladung (die Differenz zwischen 0.7 und 0.0 darf bei Definition nicht größer als 0.5 sein und muss folglich 0.3 entsprechen). **b)** Beispiel für einen ausgleichenden *branch-cut* (dunkler Balken), der zwei unterschiedlich geladene Residuen verbindet. Um eine fehlerfreie Lösung zu erhalten, darf der Integrationsweg diesen Balken nicht überqueren.

Nachbarschaften, die zum Beispiel im Uhrzeigersinn integriert werden können (Abbildung 2.14a). Ist eine solche Summe ungleich Null, handelt es sich um eine Inkonsistenz mit einem positiven oder negativen Residuum. Werden ausschließlich konsistente Gradienten integriert, so wird auch die Gesamtlösung konsistent sein (Goldstein u. a., 1988). Um einen Integrationspfad ausschließlich ausgeglichener Nachbarschaften garantieren zu können, werden positive und negative Residuen durch Barrieren (*cuts*) verbunden, über welche nicht integriert werden darf (Abbildung 2.14b). Diese *cuts* spannen möglichst kurze Wege im Interferogramm, wobei es unterschiedliche Ansätze zum Aufbau dieser baumartigen Strukturen gibt (Cusack u. a., 1995; Buckland u. a., 1995). Der *branch-cut*-Algorithmus arbeitet sehr zuverlässig, genau und schnell, hat jedoch auch den Nachteil, in stärker verrauschten Gebieten ganze Teilbereiche abzutrennen, wodurch Löcher im abgewickelten Phasenbild entstehen können (Abbildung 2.15).

SNAPHU

Costantini (1998) formulierte das Abwicklungsproblem als globales Minimierungsproblem mit ganzzahligen Werten. Bei diesem Ansatz wird die gewichtete Abweichung zwischen den geschätzten und den unbekanntem diskreten Ableitungen der abgewickelten Phase minimiert. Als Bedingung wird festgelegt, dass die Funktionen um ein Vielfaches von 2π abweichen dürfen, wodurch verhindert wird, dass sich Fehler über das gesamte Bild verbreiten können. Im Gegensatz zu allgemeinen MKQ-Ansätzen (*Methode der kleinsten Quadrate*) sind die abgewickelten Phasen nach einer erneuten „Wicklung“ mit den gewickelten Ausgangsphasenwerten identisch. Zusätzlich sind die Schätzungen robuster und weniger sensitiv gegen Veränderungen der Gewichtsmaske, welche in der Regel die Kohärenz ist. Eine ausführliche mathematische Formulierung der *network-flow*-Algorithmen ist in Chen (2001), Ghiglia und Pritt (1998), Costantini (1998) und Bamler u. a. (1998) gegeben. Diese Methode liefert auch für größere, stärker verrauschte Flächen oder in Gebieten dichter *fringe*-Muster eine Lösung, wo eine *branch-cut*-Methode sehr wahrscheinlich versagt. Obwohl mit SNAPHU in den meisten Fällen sehr gute Ergebnisse erzielt werden können, treten vereinzelt auch falsch gelöste Regionen auf. Abbildung 2.16 zeigt hierfür ein Beispiel. Alle Interferogramme wurden stets mit beiden Methoden abgewickelt und miteinander vergli-

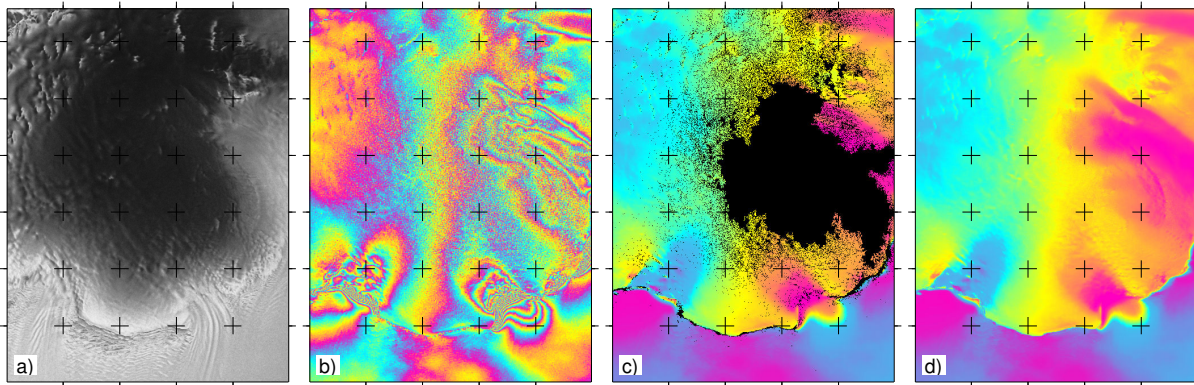


Abbildung 2.15: Probleme der *branch-cut*-Methode bei der Phasenabwicklung. **a)** Amplitudenbild. **b)** Topographiekorrigierte, ungefilterte modulo- 2π -Phasenwerte. **c)** Nach der *branch-cut*-Methode abgewickelte Phase (≈ 116 rad), ein größerer Teilbereich konnte aufgrund verrauschter Phasenwerte nicht abgewickelt werden. **d)** Mittels SNAPHU abgewickelte Phasenwerte (≈ 116 rad) ergeben eine durchgängige Lösung auch in den stärker verrauschten Regionen.

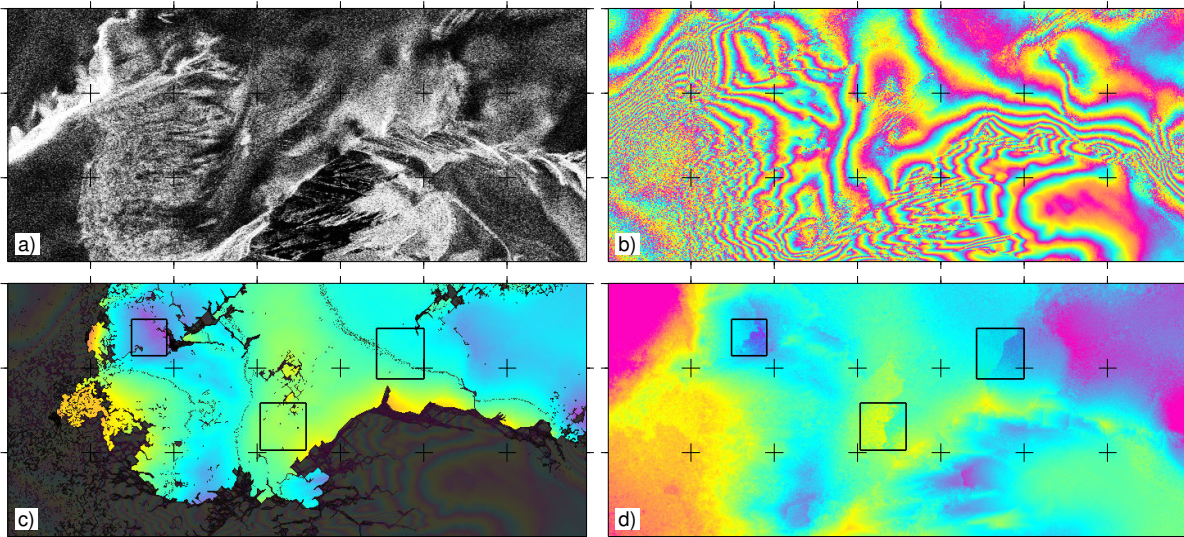


Abbildung 2.16: Probleme des SNAPHU-Algorithmus bei der Phasenabwicklung. **a)** Ausschnitt des Amplitudenbildes einer Gebirgskette. **b)** Um den Effekt der Basisliniengeometrie (Referenzfläche) korrigierte, ungefilterte Phase. **c)** Lösung des *branch-cut*-Algorithmus, in der größere Flächen abgetrennt wurden, obwohl sich Teilbereiche darin hätten abwickeln lassen. Die Regionen innerhalb der schwarzen Rahmen sind korrekt gelöst. **d)** SNAPHU erzeugt eine flächendeckende Lösung auch in Regionen steiler Bergflanken. Die schwarzen Rahmen (Farbskalierung identisch mit **c**) markieren jedoch falsch gelöste Teilbereiche.

chen. Den Ergebnissen der *branch-cut*-Methode wurde hierbei mehr vertraut, da diese weniger Artefakte enthalten. SNAPHU-Ergebnisse wurden ausschließlich dann verwendet, wenn mit der *branch-cut*-Methode für größere oder wichtige Teilbereiche keine Lösung erzeugt werden konnte.

2.2 Methoden zur Bestimmung von Verschiebungen in Bildpaaren

2.2.1 Überblick

Die Bestimmung von Verschiebungen zwischen Bildausschnitten zweier Aufnahmen ist nicht nur in der Satellitenfernerkundung, sondern in vielen Bereichen der Industrie, Medizin oder Photogrammetrie ein grundlegendes Problem.

Die durch eine bestimmte Projektion abgebildeten Objekte werden durch bildzeilen- und bildspaltenabhängige Grauwerte repräsentiert. Zuordnungen können entweder über einen direkten Vergleich dieser Grauwerte (flächenbasiert) oder über Verhältnisse zwischen extrahierten Merkmalen (merkmalsbasiert) ermittelt werden (Baltsavias, 1999; Bähr und Vögtle, 1998). Die zwei wichtigsten flächenbasierten Verfahren, die Kreuzkorrelation und das auf der MKQ beruhende LSM (*Least Squares Matching*), kommen sowohl bei der Koregistrierung während der interferometrischen Prozessierung als auch zur Ableitung horizontaler Oberflächenverschiebungen zur Anwendung. Sie werden in den folgenden Abschnitten vorgestellt und hinsichtlich ihrer Genauigkeit bewertet.

2.2.2 Kreuzkorrelation

Der Kreuzkorrelationskoeffizient kann zur Bewertung der Ähnlichkeit zweier Datensätze genutzt werden. Um die Verschiebung eines Bildausschnittes zwischen Master und Slave ermitteln zu können, werden alle Pixel (j, k) eines Bildausschnittes des Masters („Referenzmuster“) g_M der Größe $J \times K$ mit einem gleichgroßen Ausschnitt des Slave-Bildes g_S „verglichen“. Während das „Referenzmuster“ unverändert bleibt, wird die Position des Bildausschnittes im Slave innerhalb eines vorgegebenen, $V \times W$ ($v=1..V$, $w=1..W$) großen Suchbereiches systematisch (mäanderförmig) verschoben, wobei stets der Kreuzkorrelationskoeffizient ρ berechnet und gespeichert wird. Die Position des höchsten Kreuzkorrelationskoeffizienten im Suchbereich entspricht der relativen Verschiebung dieser beiden Bildsegmente zueinander. Um fehlerhafte Ergebnisse infolge möglicher Helligkeits- und Kontrastunterschiede zu kompensieren, werden die Grauwerte um ihren Mittelwert \bar{g}_M bzw. \bar{g}_S zentriert (Helligkeitsanpassung) und zusätzlich normiert (Kontrastanpassung). Die Berechnung von $\rho_{(v,w)}$ kann nach Lewis (1995) oder ZheltoV und Sibiryakov (1997) erfolgen:

$$\rho_{(v,w)} = \frac{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K [(g_M(j, k) - \bar{g}_M) (g_S(j + v, k + w) - \bar{g}_S)]}{\sqrt{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K [g_M(j, k) - \bar{g}_M]^2 \cdot \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K [g_S(j + v, k + w) - \bar{g}_S]^2}}. \quad (2.74)$$

Der Wertebereich von ρ beträgt $-1 \leq \rho \leq 1$. Identische Bildteile ergeben einen normierten Korrelationskoeffizienten von Eins; besteht keinerlei Übereinstimmung, konvergiert ρ gegen Null. Negative Werte des Koeffizienten zeigen ein inverses Korrelationsverhalten an. In der Praxis kann (abhängig von Textur, Sensor und gewählter Boxgröße) Korrelationskoeffizienten von $\rho \geq 0.6$ für optische Daten und $\rho \geq 0.3$ bei nicht kohärenten, verhältnismäßig texturarmen RADAR-Daten vertraut werden. Die Boxgröße des Referenz-Ausschnittes sowie die Größe des Suchbereiches müssen anwendungsbezogen gewählt werden, da einerseits ausreichend Textur im Ausschnitt enthalten sein muss, zugleich aber keine lokalen Variationen gemittelt werden sollen. Der Suchbereich ist aufgrund der nichtlinear ansteigenden Rechenzeit minimal zu halten.

Das in Amplitudenbildern von RADAR-Daten enthaltene charakteristische Rauschen (*speckle*) ist für kohärente Szenen ideal, um eine Musterverfolgung (*feature-tracking*) durchzuführen. Ist ein Bildpaar allerdings nicht kohärent, können die unterschiedlichen Rauschanteile zu Problemen in der Bildzuordnung führen. Die Kreuzkorrelation erweist sich hier als ein äußerst robustes und zugleich schnelles Verfahren.

Wie aus Gleichung 2.74 ersichtlich wird, können mit dem vorgestellten Ansatz keine Verdrehungen, Skalierungen oder Scherungen erfasst werden. Eine weitere Einschränkung ist, dass die bestimmten Verschiebungen lediglich ganzzahlig sind und sich kein direktes Fehlermaß zur Qualitätsbewertung aus der Berechnung ergibt. Dennoch kann die Kreuzkorrelation auch zur Bestimmung von Subpixelverschiebungen genutzt werden.

Schätzung von Subpixelverschiebungen

Eine einfache und zuverlässige Methode ist die Überabtastung (Interpolation der Bildausschnitte mit höherer Auflösung), welche nur für die Nachbarschaft des ganzzahligen Maximums durchgeführt werden muss. Insbesondere bei optischen Daten kann eine dreidimensionale Funktion, deren Nullstelle sich analytisch bestimmen lässt, z.B. ein nach unten geöffnetes Paraboloid (Baltsavias, 1999; Westfeld, 2005), in die Kreuzkorrelationsergebnisse eingepasst werden. Die gewählte Funktion muss dabei die Umgebung des Korrelationsmaximums gut erfassen können. Ist dies nicht der Fall, tendieren die Lösungen stärker zu ganzzahligen Werten (im Histogramm ersichtlich), wodurch die Verschiebungen im Bild nicht exakt bestimmt werden. Wird eine entsprechende Funktion genutzt, liegt die erwartete Genauigkeit bei ≈ 0.1 Pixel (Luhmann, 2003).

2.2.3 Methode der kleinsten Quadrate (MKQ/LSM)

Im Gegensatz zur Kreuzkorrelation können mit der Methode des LSM, abhängig vom genutzten Modell, auch Skalierungen, Rotationen und Scherungen erfasst sowie Fehlermaße bestimmt werden. Als Ähnlichkeitsmaß wird auch hier die Summe der Quadrate der Grauwertdifferenzen genutzt, wobei die geometrische Zuordnung zwischen den Koordinaten des Masters und des Slaves über ein Transformationsmodell (z. B. Affintransformation) realisiert wird. Ziel ist es, die Modellparameter so zu bestimmen, dass die Summe der Quadrate der Grauwertunterschiede minimiert ist. Die Beziehungen zwischen den Grauwerten werden als nichtlineare Verbesserungsgleichungen in einer vermittelnden Ausgleichung formuliert, welche nach Linearisierung unter Nutzung von Näherungswerten iterativ gelöst wird (Lucas und Kanade, 1981; Förstner, 1982; Grün, 1985).

Die Grauwerte eines Referenz-Ausschnittes des Masters g_M an der Stelle (j, k) entsprechen bis auf Unterschiede im Bild $e(j, k)$ (Rauschanteil) den interpolierten Werten (durch Überstrich gekennzeichnet) des Slave-Ausschnittes $\bar{g}_S(j', k')$. Die unbekanntes Slave-Koordinaten (j', k') werden aus den Parametern des Transformationsmodells a_i ($i = 1, \dots, 6$) sowie (j, k) abgeleitet:

$$g_M(j, k) - e(j, k) = \bar{g}_S(j', k') = \bar{g}_S [f(j, k, a_i)] . \quad (2.75)$$

Um aufnahmebedingte, systematische Helligkeits- und Kontrastunterschiede kompensieren zu können, kann dem rechten Term der Gleichung 2.75 noch eine multiplikative und additive Komponente hinzugefügt werden (Potuckova, 2006; Baltasavias, 1999). Die gemeinsame Schätzung

radiometrischer und geometrischer Parameter führt allerdings zur Korrelation dieser, weswegen die radiometrische Anpassung (Helligkeits- und Kontrastanpassung) vor jedem Iterationsschritt durchgeführt wird (Westfeld, 2005; Rosenau, 2008). Um Koordinatenänderungen in (j', k') in Grauwertänderungen auszudrücken, wird Gleichung 2.75 an der Stelle (j'_0, k'_0) linearisiert:

$$\bar{g}_S(j', k') \approx \bar{g}_S(j'_0, k'_0) + \left. \frac{\partial \bar{g}_S(j', k')}{\partial j'} \right|_{j'_0, k'_0} (j' - j'_0) + \left. \frac{\partial \bar{g}_S(j', k')}{\partial k'} \right|_{j'_0, k'_0} (k' - k'_0). \quad (2.76)$$

Der geometrische Zusammenhang zwischen den Koordinaten des Masters und des Slaves soll durch das Transformationsmodell einer Affintransformation beschrieben werden:

$$j' = a_1 + a_2 j + a_3 k, \quad (2.77)$$

$$k' = a_4 + a_5 j + a_6 k. \quad (2.78)$$

Diese Funktionen werden an den Stellen $a_i = a_i^0$ ($i = 1..6$) linearisiert, um die Änderungen der Modellparameter Δa_i ($i = 1..6$) in Abhängigkeit von den Änderungen der Slave-Koordinaten $\Delta j', \Delta k'$ auszudrücken:

$$j' - j'_0 = \Delta j' = \Delta a_1 + j \Delta a_2 + k \Delta a_3, \quad (2.79)$$

$$k' - k'_0 = \Delta k' = \Delta a_4 + j \Delta a_5 + k \Delta a_6. \quad (2.80)$$

Kombiniert man die Gleichungen 2.76, 2.79 und 2.80 und nutzt Näherungswerte für $a_i = a_i^0$ mit $i = 1..6$, ergibt sich für die interpolierten, radiometrisch korrigierten Grauwerte des Slave-Bildes:

$$\bar{g}_S^0(j', k') \approx \bar{g}_S^0(j, k) + \frac{\partial \bar{g}_S^0(j, k)}{\partial j} (\Delta a_1 + j \Delta a_2 + k \Delta a_3) + \frac{\partial \bar{g}_S^0(j, k)}{\partial k} (\Delta a_4 + j \Delta a_5 + k \Delta a_6) \quad (2.81)$$

Die in Gleichung 2.81 noch benötigten Grauwertgradienten werden aus den auf den Master-Ausschnitt interpolierten, radiometrisch korrigierten Slave-Werten durch einfache Differenzbildung (Differentialquotient \approx Differenzenquotient) bestimmt:

$$\bar{g}_{S_j}^0(j, k) = \frac{\partial \bar{g}_S^0(j, k)}{\partial j} = \frac{\bar{g}_S^0(j+1, k) - \bar{g}_S^0(j-1, k)}{2}, \quad (2.82)$$

$$\bar{g}_{S_k}^0(j, k) = \frac{\partial \bar{g}_S^0(j, k)}{\partial k} = \frac{\bar{g}_S^0(j, k+1) - \bar{g}_S^0(j, k-1)}{2}. \quad (2.83)$$

Die Berechnung erfolgt in einem GMM analog zu Gleichung 2.56 und 2.58 ($\mathbf{P} = \mathbf{E}$), allerdings werden hier Zuschläge zu den verwendeten Näherungswerten berechnet, welche in jedem Iterationsschritt aktualisiert werden. Im ersten Iterationsschritt wird für a_1^0, a_4^0 mit pixelgenauen Translationen aus der Kreuzkorrelation und $a_2^0 = a_6^0 = 1$ sowie $a_3^0 = a_5^0 = 0$ (keine Schätzung von Anteilen für Rotation, Scherung und Maßstäbe) begonnen:

$$\begin{bmatrix} \bar{g}_{M_1} - \bar{g}_{S_1}^0 \\ \vdots \\ \bar{g}_{M_i} - \bar{g}_{S_i}^0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{g}_{S_{j_1}}^0 & j_1 \bar{g}_{S_{j_1}}^0 & k_1 \bar{g}_{S_{j_1}}^0 & \bar{g}_{S_{k_1}}^0 & j_1 \bar{g}_{S_{k_1}}^0 & k_1 \bar{g}_{S_{k_1}}^0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \bar{g}_{S_{j_i}}^0 & j_i \bar{g}_{S_{j_i}}^0 & k_i \bar{g}_{S_{j_i}}^0 & \bar{g}_{S_{k_i}}^0 & j_i \bar{g}_{S_{k_i}}^0 & k_i \bar{g}_{S_{k_i}}^0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta a_1 \\ \vdots \\ \Delta a_6 \end{bmatrix}. \quad (2.84)$$

Neben dem Transformationsmodell der Affintransformation wurde in der Arbeit des Weiteren mit zwei Translationen (a_1, a_4) und einer Rotation (α) gearbeitet. Die Gleichungen 2.77 und 2.78 verändern sich dann wie folgt:

$$j' = a_1 + j \cos \alpha - k \sin \alpha, \quad (2.85)$$

$$k' = a_4 + j \sin \alpha + k \cos \alpha \quad (2.86)$$

und somit auch die rechte Seite von Gleichung 2.84:

$$= \begin{bmatrix} \bar{g}_{S_{j_1}}^0 & \bar{g}_{S_{k_1}}^0 & \bar{g}_{S_{j_1}}^0 (-j_1 \sin \alpha^0 - k_1 \cos \alpha^0) + \bar{g}_{S_{k_1}}^0 (j_1 \cos \alpha^0 - k \sin \alpha^0) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \bar{g}_{S_{j_i}}^0 & \bar{g}_{S_{k_i}}^0 & \bar{g}_{S_{j_i}}^0 (-j_i \sin \alpha^0 - k_i \cos \alpha^0) + \bar{g}_{S_{k_i}}^0 (j_i \cos \alpha^0 - k \sin \alpha^0) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta a_1 \\ \Delta a_4 \\ \Delta \alpha \end{bmatrix}. \quad (2.87)$$

Für die geschätzten Standardabweichungen $\hat{\sigma}_{\hat{\xi}_i}$ des Unbekanntenvektors $\hat{\xi} = (\Delta a_1, \Delta a_4, \Delta \alpha)^T$ folgt:

$$\hat{\sigma}_{\hat{\xi}_i} = \sqrt{\hat{\sigma}_0^2 \mathbf{N}_{i,i}^{-1}} \quad (2.88)$$

mit dem mittleren Gewichtseinheitsfehler $\hat{\sigma}_0^2$, der Anzahl der Unbekannten u ($u=6$ für Affintransformation bzw. $u=3$ für Schätzung von Translation und Rotation) und $n = V \cdot W$ der Anzahl der Bildpunkte im Master-Ausschnitt:

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\tilde{\mathbf{e}}^T \mathbf{P} \tilde{\mathbf{e}}}{n - u} \quad (2.89)$$

und den Residuen $\tilde{\mathbf{e}}$:

$$\tilde{\mathbf{e}} = \mathbf{y} - \mathbf{A} \hat{\xi}. \quad (2.90)$$

Die Iteration der Berechnung wird beendet, sobald die Lösung numerisch konvergiert und die Zuschläge hinreichend klein sind. Im Gegensatz dazu wird die Lösung verworfen, falls nach einer festgelegten Anzahl von Durchläufen keine Konvergenz erreicht wurde.

Die Qualität der MKQ-Schätzung hängt stark von der Textur des Bildes ab. Luhmann (2003) postuliert für Zielmarken der Nahbereichsphotogrammetrie eine Genauigkeit von bis zu 0.01 Pixel für MKQ-Schätzungen. Baltsavias (1999) relativiert diese Aussage für Abbildungen natürlicher Oberflächen in Fernerkundungsbildern auf ≈ 0.5 Pixel. Im Arbeitsgebiet konnte allerdings für Bereiche ausgeprägter Textur eine MKQ-Genauigkeit von < 0.05 Pixel erreicht werden.

2.3 LASER-Altmetrie zur Topographiebestimmung

Die Satellitenaltimetrie ist ein auf Laufzeitmessungen beruhendes geodätisches Messverfahren zur Bestimmung von Höhenprofilen ausgedehnter Oberflächenbereiche (insbesondere Eisschilde, Meeresoberflächen usw.). An Bord der Satelliten GEOS-3 (*Geodetic Earth Orbiting Satellite*) und SEASAT wurden Ende der 70er Jahre die ersten RADAR-Altimeter gestartet. Weitere Sensoren folgten auf Geosat (*Geodetic Satellite*), ERS-1/2, TOPEX/Poseidon (*Ocean Topography Experiment*) sowie Jason-1/2 und sorgten neben einer höheren Genauigkeit vor allem für Datenkontinuität.

Mit ICESat wurde nach dem „Shuttle-LASER-Altimeter“ 1996 (Sun und Ranson, 1997) erstmals ein satellitenbasiertes LASER-Altimeter gestartet, das aufgrund des deutlich verkleinerten Signalkegels¹⁷ (*footprint*) speziell für Untersuchungen zur Massenbilanz polarer Eisschilde und zu deren Beitrag zur Meeresspiegeländerung geeignet ist (Zwally u. a., 2002). Nachfolgend werden Fehlereinflüsse, Korrekturen und Genauigkeit dieses *Geoscience LASER Altimeter System* (GLAS) kurz vorgestellt.

¹⁷verglichen mit RADAR-Altimetern

2.3.1 Das *Geoscience LASER Altimeter System* (GLAS)

Das auf ICESat installierte GLAS verfügt über drei LASER¹⁸, die Pulse einer Wellenlänge von 1064 nm (nahes Infrarot, IR-A) erzeugen (Abshire u. a., 2005). Ein Doppelprisma halbiert diese Wellenlänge zusätzlich auf 532 nm (optisch, grün), wodurch Aerosole und Wolken besser detektiert und folglich von Oberflächenreflexionen separiert werden können (Spinhirne u. a., 2005). In der Antarktis werden durchschnittlich 60 % der ausgesendeten Pulse als Oberflächenreflexionen empfangen (Schutz u. a., 2005). Aus einer Pulsfolge von 40 Hz ergibt sich ein Profilverpunkt alle 172 m. Der Durchmesser des annähernd kreisförmig ausgeleuchteten Flächenelements beträgt ≈ 65 m. Durch Laufzeitmessung wird die Entfernung zwischen Sensor und Flächenelement bestimmt, wobei sich die räumliche Position des mittleren Bodenpunktes (Lage, Höhe) durch vektorielle Addition der Entfernung in Blickrichtung zur Sensorposition ergibt. Die präzise Orientierung des Satelliten ist durch Gyroskope und eine Sternkamera gewährleistet. Die Orbitpositionen werden durch genaue Bahnrechnungen aus GPS- und SLR-Messungen bestimmt. Aufgrund eines alle drei Pump-LASER-Dioden betreffenden technischen Problems¹⁹ wurde der Beobachtungszeitraum auf 3×33 Tage/Jahr (33-Tage-Subzyklus des 91-Tage-Wiederholorbites) reduziert, was lediglich 27 % des ursprünglich geplanten Messumfangs entspricht. Mit dem Ausfall des dritten und letzten LASERs am 11. Oktober 2009 endete die ICESat-Mission. Aufgrund eines Inklinationwinkels von 94° deckt ICESat einen Bereich von bis zu $\pm 86^\circ$ Breite ab, wodurch nur ein sehr kleines Polloch verbleibt.

2.3.2 GLAS – Fehlereinflüsse, Korrekturen und Genauigkeit

Analog zu den für Mikrowellen beschriebenen Laufzeitverzögerungen erfahren auch LASER-Pulse Laufzeitverzögerungen in der Troposphäre. Im Unterschied zu dem relativen InSAR-Messprinzip spielt allerdings der luftdruckabhängige Trockenanteil hier eine größere Rolle. Ein nicht korrigierter Trockenanteil würde bei einem Luftdruck von 1000 hPa zu einer Laufzeitverzögerung von ≈ 2.35 m im Zenit führen. Der Einfluss des Wasserdampfes ist mit einer Verzögerung von 0.076 mm pro kg/m^2 insbesondere in Polarregionen (Wasserdampfgehalt $< 10 \text{ kg/m}^2$) vernachlässigbar klein (Quinn, 2000). Eine detaillierte Darstellung des Algorithmus zur Bestimmung und Korrektur der Laufzeitverzögerung von GLAS ist in Herring und Quinn (1999) gegeben.

Die Lage- und Höhengenaugigkeit der Messungen hängen stark von Orbit- und Zielgenauigkeit und -orientierung ab. Bei der Orbitgenauigkeit ist die radiale Komponente der limitierende Faktor, da auch metergroße Abweichungen in tangentialer Richtung aufgrund der Größe des Signalkegels nur einen minimalen Einfluss haben.

Für die absolute Orbitgenauigkeit geben Zwally u. a. (2002) Werte von < 5 cm an. Die radiale Komponente präziser Orbitprodukte wird nach weiteren Korrekturen von Rim u. a. (2005) mit einer Genauigkeit von 2 cm eingeschätzt. Für die Zielgenauigkeit werden für Daten ab Release 21 in Schutz u. a. (2005) ≈ 2 Bogensekunden angegeben, was einer Lagegenauigkeit des Signalkegels von 6 m entspricht. Dennoch kommt es durch Bewegungen der Solarmodule zu 1-Hz-Oszillationen senkrecht zur Flugrichtung, die Lagevariationen im Zehnermeterbereich verursachen. Luthcke u. a. (2005) korrigieren systematische Zielfehler (thermo-mechanische Effekte, Variationen der Satellitenbahn usw.), wodurch es zu einer Steigerung der Zielgenauig-

¹⁸redundante Apparatur, gemessen wird jeweils mit einem LASER

¹⁹starke Energieverluste bei LASER 1 nach 9 Tagen, vollständiges Versagen nach 38 Tagen

keit auf < 1 Bogensekunde (≈ 3 m) kommt. Ein empfangener, 4 ms langer LASER-Puls wird in vier Millionen Teilstücke digitalisiert und über 544 Zeitschächte (*range-bins*) integriert. Die so aufgezeichnete Form des Rückkehrimpulses kann jedoch bei starken Helligkeitsunterschieden (durch Übersättigung des Sensors) oder durch in Wolken enthaltene, streuende Partikel verzerrt werden, was sich in einem Höhenoffset äußert (Spinhirne u. a., 2005; Fricker u. a., 2005). Ein von Smith u. a. (2005) dargelegter Algorithmus filtert die von Wolkenpartikeln verursachten Signale und bestimmt eine Entfernungskorrektur in Abhängigkeit von der Sensorsättigung. Diese Korrektur muss bei der Datenauswertung separat angebracht werden. Korrekturen für Ozeangezeiten und -auflast hingegen werden standardmäßig aus dem GOT99.2-Modell (*Goddard Ocean Tide Model*) angebracht, gleiches gilt für die Gezeiten der festen Erde, welche analog zur TOPEX/Poseidon-Mission korrigiert werden (Ray, 1999; Fricker und Padman, 2006). Detailliertere Informationen können Phillips u. a. (1999) und McCarthy und Petit (2004) entnommen werden.

Zusammenfassend kann für ICESat/GLAS formuliert werden, dass die Höhenmessgenauigkeit unterhalb eines Dezimeters liegt. Nach einer Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen (Näheres in Kapitel 4.2) aller Spuren des Arbeitsgebietes ergibt sich für eine Zeitspanne von zwei Jahren (2004/2005) ein RMS der Kreuzungspunktdifferenzen von 0.09 m. Die mit ICESat gemessenen Höhenprofile sind somit um Größenordnungen genauer als die relative Genauigkeit der aus DInSAR bestimmten Höhenmodelle (≈ 5 m – 30 m), wodurch sie sich, trotz möglicher, zeitbedingter Höhenveränderungen wie Akkumulation, ideal zur Basislinienverbesserung für DInSAR-Messungen eignen.

Kapitel 3

Beschreibung des Arbeitsgebietes und der genutzten Datensätze

Ziel dieses Kapitels ist es, das Arbeitsgebiet und die zu Validierungs- oder Korrekturzwecken genutzten Datensätze (Modelle sowie Messungen) vorzustellen. Es beginnt mit einem groben Überblick zur Antarktis, stellt dabei die geographische Lage des Arbeitsgebietes heraus und beschreibt darin befindliche Gegebenheiten wie Schelfeisgebiete, Gletscher oder Gebirge. Die sich daran anschließende Vorstellung der genutzten Datensätze umfasst existierende Höhenmodelle, Ozeangezeitenmodelle, Luftdruckdaten, ein Fließgeschwindigkeitsmodell und GPS-Messungen.

3.1 Überblick und geographische Lage

3.1.1 Überblick

Antarktika, der südlichste Kontinent unserer Erde, dessen Fläche mit fast 14 Millionen km² die Fläche Europas um mehr als ein Drittel übersteigt, ist zu 99.6 % mit Eis bedeckt, worin 70 % der globalen Süßwasservorkommen gebunden sind (Fox und Cooper, 1994; Turner u. a., 2009). Der gigantische, durchschnittlich 2 km dicke Eisschild (British Antarctic Survey, 2005) ist die größte zusammenhängende Eismasse unseres Planeten, obwohl Antarktika mit einem mittleren jährlichen Niederschlag von weniger als 170 mm zu den Wüsten zählt und zugleich den kältesten und windigsten Kontinent darstellt (Vaughan u. a., 1999). Geographisch betrachtet wird die Antarktis oft in West- und Ostantarktis unterteilt, nach geomorphologischen Gesichtspunkten bewertet kann sie aber auch in drei Regionen – die Westantarktis, die Antarktische Halbinsel und die Ostantarktis – untergliedert werden (Abbildung 3.1).

Als Westantarktis bezeichnet man den Bereich zwischen -150° und -80° geographischer Länge, der durch das Ross- und das Filchner-Ronne-Schelfeis sowie durch das Transantarktische Gebirge begrenzt wird. Der Felsuntergrund des westantarktischen Eisschildes liegt größtenteils unterhalb des Meeresspiegels¹ (Vaughan u. a., 2006; Huybrechts, 1992), wodurch bei einer Eisdickenabnahme die Möglichkeit besteht, dass Meerwasser den Eisschild unterläuft und dieser weiträumig aufschwimmt (Oerlemans und van der Veen, 1984). Da ein solcher Vorgang zu einem vollständigen Abschmelzen des westantarktischen Eisschildes führen würde und aktuelle Untersuchungen

¹auch als mariner Eisschild bezeichnet

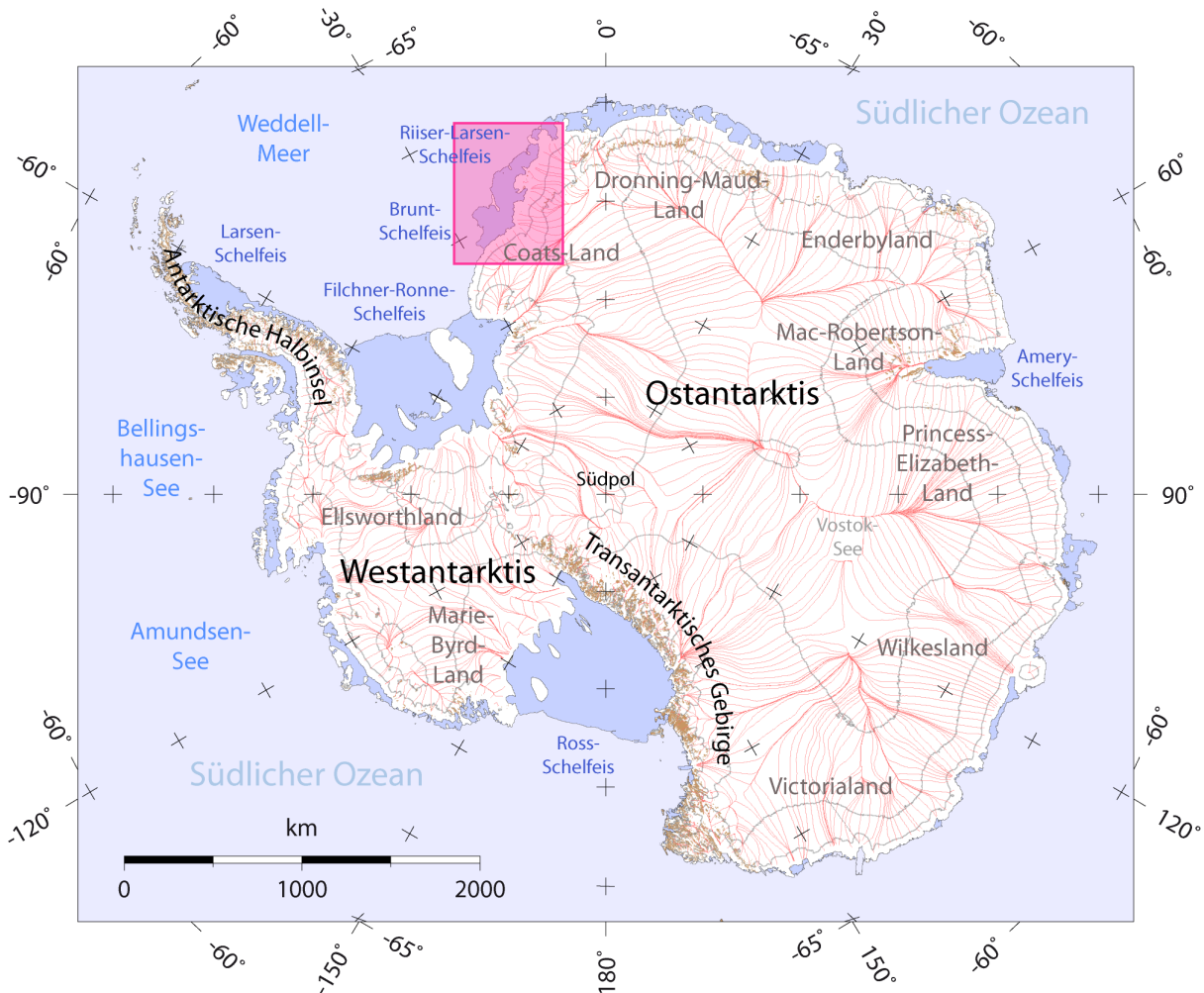


Abbildung 3.1: Übersichtskarte Antarktiskas mit West- und Ostantarktis sowie Antarktischer Halbinsel. Das Arbeitsgebiet im westlichen Dronning-Maud-Land ist magenta markiert. Kartenhintergrund: Fließlinien (rot) aus Gebler (2009); Höhenlinien im 1000-m-Intervall (hellgrau); Gebirge (hellbraun) und Schelfeis (hellblau) aus *Antarctic Digital Database (ADD) 5.0* (ADD Consortium, 2008), geographische Bezeichnungen entsprechend *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR)*, (SCAR, 2009).

verstärkt Massenverluste verzeichnen (Wingham u. a., 2009; Rignot, 2008; Rignot u. a., 2008), werden die meisten Regionen der Westantarktis als instabil angesehen.

Die zirka 1600 km lange, von vielen kleinen Inseln umgebene Antarktische Halbinsel erstreckt sich zwischen Weddell-Meer und Bellingshausen-See und stellt in ihrer Spitze den nördlichsten Teil Antarktiskas dar. Aufgrund des gebirgigen Charakters und der steil zur Küste abfallenden Bergflanken ist das verbleibende Inlandeis sehr schmal. Die Antarktische Halbinsel hat sich, verglichen mit anderen Teilen der Antarktis, in den letzten 50 Jahren überdurchschnittlich erwärmt (Turner u. a., 2005).

Die Ostantarktis bezeichnet den zirka 8 Millionen km² großen Teil des Eisschildes, der zwischen -30° und 165° geographischer Länge liegt und durch das Transantarktische Gebirge sowie das Ross- und das Filchner-Ronne-Schelfeis begrenzt wird. Aufgrund der Tatsache, dass der Großteil der Subglazialtopographie oberhalb des Meeresspiegels liegt, wird er als kontinentaler Eisschild bezeichnet (Huybrechts, 1992). Anders als im Bereich der Antarktischen Halbinsel und der West-

antarktisch sind die Temperaturen in der Ostantarktis in den letzten 50 Jahren leicht gesunken (Carrington, 2009). Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet liegt im westlichen Dronning-Maud-Land, nördlich des Coats-Landes (Abbildung 3.1, magenta hervorgehobener Rahmen) und gehört somit zur Ostantarktis. Neben der Küstenregion des Eisschildes werden auch Teile der vorgelagerten Schelfeisflächen (Riiser-Larsen und Brunt) in die Untersuchungen einbezogen.

3.1.2 Geographische Beschreibung des Arbeitsgebietes

Eine detailliertere Darstellung des Untersuchungsgebietes ist in Abbildung 3.2 gegeben. Es erstreckt sich zwischen -28° und -5° geographischer Länge sowie -77° und -71° geographischer Breite, was einer Ausdehnung von $700 \text{ km} \times 350 \text{ km}$ entspricht. Im Folgenden werden einige geologische und auch glaziologische Objekte des Arbeitsgebietes näher vorgestellt.

Riiser-Larsen-Schelfeis

Das Riiser-Larsen-Schelfeis, welches eine Fläche von rund 54.000 km^2 besitzt, hat eine maximale Ost-West-Ausdehnung von 490 km und ist durchschnittlich 110 km breit. Im Osten wird es durch Kapp-Norvegia und Sørasen², im Westen durch den Lyddan-Ice-Rise und die Stancomb-Wills-Eiszunge begrenzt. An der Eiskante befinden sich mit Kvitkuven und Skjoldet zwei aufliegende Regionen, die vom Schelfeis umschlossen sind. Neben drei kleineren Eisströmen entlang der Høgisen-Küste sind der Veststraumen und der Veststraumen-Gletscher in der Vestfjella-Region sowie der breitflächige Eisabfluss an der Princess-Martha-Coast die Hauptquellen, aus denen das Schelfeis gespeist wird. Das Schelfeis wurde 1904 erstmals durch die SNAE (*Scottish National Antarctic Expedition*) unter William Speirs Bruce gesichtet, aber erst 1930 durch den Norweger Hjalmar Riiser-Larsen näher erforscht und folglich nach ihm benannt. Trotz weiterer Erkundungen durch die Norwegisch-Britisch-Schwedische Antarktisexpedition in den Jahren 1949–52 blieb das westliche Ende des Schelfeises unbekannt und wurde erst 1974 aus LANDSAT-Bildern (*Land Remote Sensing Satellite*) kartiert (SCAR, 2009). Im vorderen Teil des Schelfeises ist die Oberflächenbewegung mit maximalen Fließgeschwindigkeiten um 260 m/Jahr (Jezek, 1999) als moderat zu bewerten. In dynamischeren Bereichen des Schelfeises sind Eisdicken um 200 m typisch, am westlichen Ende unweit des Lyddan-Ice-Rises können bis zu 450 m verzeichnet werden (Lythe u. a., 2000).

Veststraumen und Veststraumen-Gletscher, Plogbreen

Zwischen dem etwas tiefer im Inland gelegenen Heimefrontfjella³, dem am Høgisen⁴ befindlichen Vestfjella und der Mannefallknausane⁵ erstreckt sich das Einzugsgebiet der beiden Gletscherarme des Veststraumen⁶. Dieses über 70 km lange, zweigeteilte Gletschersystem, welches sich im Schelfeis vereint, wurde 1967 bei einer Befliegung entdeckt, durch Luftbilder kartiert und ursprünglich „Veststraumen“ (westlicher Arm) und „Endurance-Gletscher“ (östlicher Arm) benannt. Aufgrund einer Dopplung wurde die Namensgebung des „Endurance-Gletschers“ 1972 in

² „sør“: norwegisch für Süd, „asen“: norwegisch für Hügel

³ „fjell“: norwegisch für Gebirge/Fels

⁴ „høg“: norwegisch für hoch; „isen“: norwegisch für Eis

⁵ „knaus“: norwegisch für Bergkuppe

⁶ „vest“: norwegisch für West; „straum“: norwegisch für Strom/Fluss

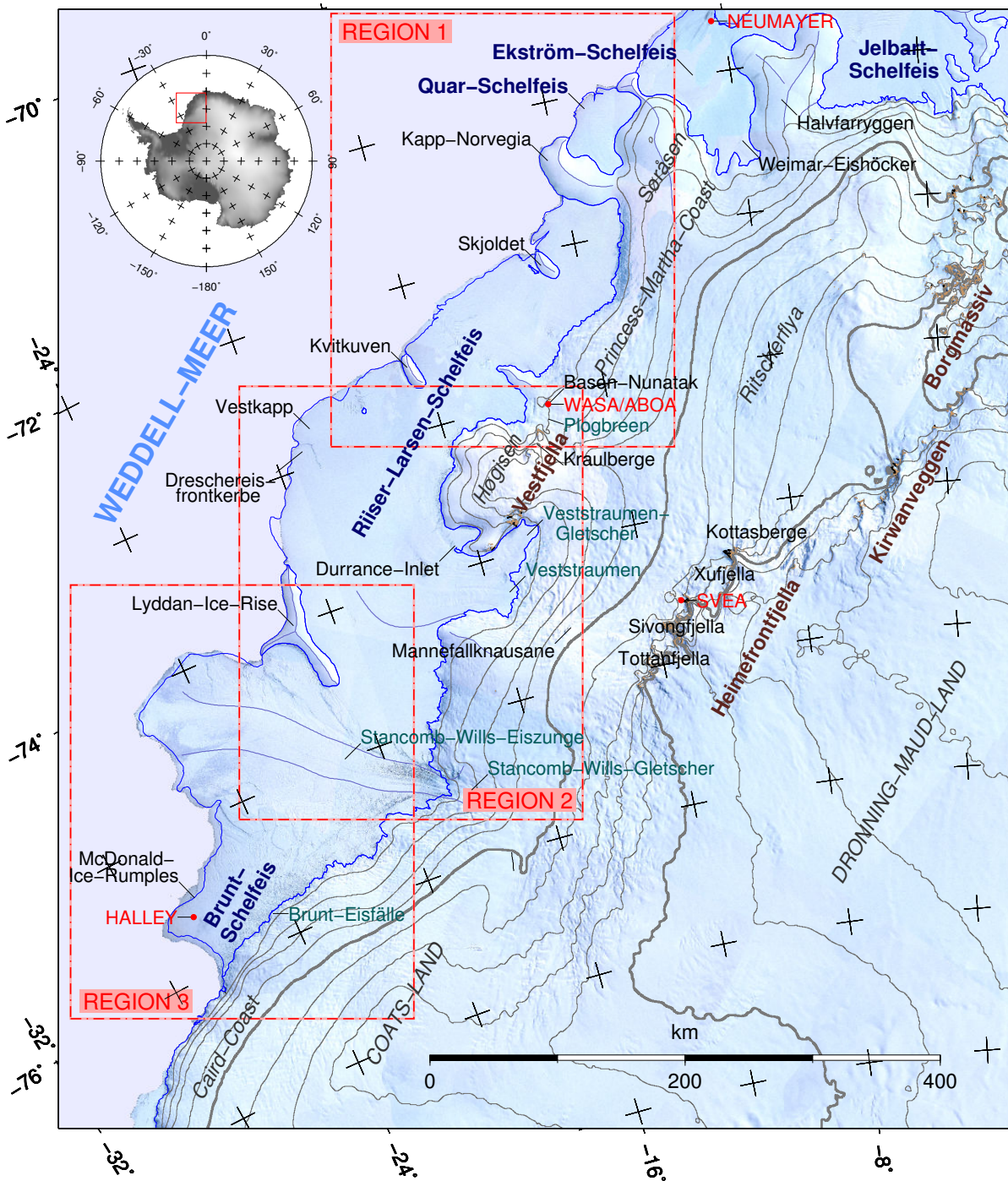


Abbildung 3.2: Topographische Karte des Arbeitsgebietes. Kartenhintergrund: Ausschnitt aus *Land-sat Image Mosaic of Antarctica* (LIMA) (Bindschadler u. a., 2008; LIMA Project, 2009); Datenquelle der Vektordaten ADD 5.0 (ADD Consortium, 2008): AZ und Frontlage (blau), Berge (hellbraun), Scherzonen (hellblau), Höhenlinien alle 200 m (grau); Benennung der topographischen Objekte folgt dem geographischen Ortsverzeichnis des SCAR (SCAR, 2009): Antarktisstationen (rot), Gebirgszüge (braun), Gletscher und Gletscherzungen (cyan), Schelfeise (dunkelblau), Regionsnamen (grau/kursiv). Hellrote Rahmen zeigen die in Abschnitt 6.1 zur Ableitung der Aufsetzzone genutzten Teilregionen an.

„Veststraumen-Gletscher“ revidiert (SCAR, 2009). Die maximalen Fließgeschwindigkeiten liegen, ähnlich dem Riiser-Larsen-Schelfeis, bei Werten um 250 m/Jahr (Jezek, 1999).

Ein weiterer, mit 20 km–25 km Breite und 60 km Länge deutlich kleinerer Gletscher namens Plogbreen⁷ fließt östlich des Høgisen zwischen den Kraulbergen und dem Basen-Nunatak mit knapp 100 m/Jahr in das Riiser-Larsen-Schelfeis (Hedfors und Pohjola, 2004).

Heimefrontfjella und Kirwanveggen

Die Bergketten des Heimefrontfjella und der Kirwanveggen⁸ trennen das Inlandplateau und die Ritscherflya⁹, wodurch der Eisabfluss vom Inlandeis zur zirka 300 km entfernten Küste reduziert wird (Broeke und Bintanja, 1995). Die Gebirgsketten erstrecken sich von Südwest nach Nordost und umfassen neben einer Vielzahl kleinerer Nunataks vor allem Tottanfjella, Sivongfjella, Xufjella und die Kottasberge, die Höhen von bis zu 2600 m erreichen. Südlich der Gebirgsketten sind Eisdicken zwischen 1800 m und 2200 m typisch, im Norden hingegen ist das Eis mit Dicken von 1300 m bis 1700 m deutlich dünner. Die Bergkette Heimefrontfjella wurde im Jahre 1952 ebenfalls durch die Norwegisch-Britisch-Schwedische Antarktisexpedition fotografiert und durch die norwegische Regierung benannt. Die Namensgebung der Kottasberge hingegen stammt aus der *Deutschen Antarktisexpedition 1938/39*.

Stancomb-Wills-Eiszunge und -Gletscher

Die Stancomb-Wills-Eiszunge ist eine sich 250 km ins Meer erstreckende Verlängerung des Stancomb-Wills-Gletschers, die ins östliche Weddell-Meer fließt. Die Eiszunge überdeckt eine Fläche von rund 16.000 km² und erweitert sich von 22 km Breite an der AZ auf 75 km an der Front. Sie wurde 1915 durch eine englische Expedition unter Ernest Shackleton entdeckt und nach Janet Stancomb-Wills, einer Sponsorin der Expedition, benannt. Der Gletscher selbst wurde erst 52 Jahre später anhand von Luftbildern lokalisiert und der Eiszunge entsprechend benannt. Die Fließgeschwindigkeit an der AZ liegt bei ungefähr 1000 m/Jahr, an der Frontlage werden bis zu 1400 m/Jahr erreicht (Gray und Short, 2001). Die Eiszunge besteht aus verhältnismäßig dickem Eis (250 m bis 300 m), ist im Nordosten durch die Y-förmige Erhebung des Lyddan-Ice-Rise vom Riiser-Larsen-Schelfeis abgetrennt und erhält ihre starke Strukturierung über viele Jahre, woraus sich Rückschlüsse auf Änderungen im Fließregime ziehen lassen (Wuite und Jezek, 2009).

Brunt-Schelfeis

Westlich der Stancomb-Wills-Eiszunge liegt das rund 18.000 km² große Brunt-Schelfeis, welches der Caird-Coast und den Brunt-Eisfällen vorgelagert ist. Seine Ost-West-Ausdehnung beträgt rund 150 km, die Nord-Süd-Ausdehnung variiert von 50 km im Westen bis zu 150 km im Osten. Im Nordwesten wird das Schelfeis durch die McDonald-Ice-Rumples begrenzt, reichlich 12 km südlich der Front befindet sich die britische Forschungsstation Halley. Mit einer Eisdicke von 100 m bis 150 m ist das Brunt-Schelfeis verhältnismäßig dünn und durch das vom Kontinent abfließende Eis, welches im Bereich der AZ in größere Blöcke bricht und mit der Zeit in einer

⁷ „plog“: norwegisch für Pflug; „breen“: norwegisch für Gletscher

⁸ „veggen“: norwegisch für Wand

⁹ „flya“: norwegisch für Hochebene

Mischung aus gekalbten Eisbrocken, akkumuliertem Schnee und Meerwasser erneut zusammenfriert, ungewöhnlich stark zergliedert. Das Brunt-Schelfeis wurde 1904 durch die SNAE entdeckt und später nach David Brunt benannt, der 1957/58 für den Aufbau der Station Halley verantwortlich war. Weitere Erkundungen folgten in den Jahren 1967 und 1970, erste Luftbilder wurden 1967/68 aufgenommen.

3.2 Verfügbare Datensätze/Modelle

3.2.1 Höhenmodelle

In den achtziger Jahren begann man mit der Entwicklung digitaler antarktischer Höhenmodelle, welche in erster Linie aus digitalisierten topographischen Karten bestanden (Budd u. a., 1984) und darüber hinaus Altimetermessungen der Satelliten SEASAT und Geosat enthielten (Zwally u. a., 1983, 1987). Die räumliche Auflösung betrug bis zu 20 km. Vor allem mit Hilfe der ERS-1-Altimetermessungen konnten Ende der neunziger Jahre deutlich höher aufgelöste Höhenmodelle (bis 1 km) generiert werden, die in den letzten Jahren mit ICESat-Messungen ergänzt wurden. Kürzlich wurden des Weiteren ASTER-Aufnahmen (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) genutzt, um mittels Stereo-Korrelation Höheninformationen zu berechnen. Im Folgenden werden neben den drei wichtigsten gesamtantarktischen Modellen „RAMP“, „Remy“ und „Bamber“ auch das bis zu -80° verfügbare ASTER-Höhenmodell sowie zwei lokale AWI-Lösungen (*Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung*), „Wesche“ und „Drews“ des Dronning-Maud-Landes, vorgestellt.

RAMP: Im Zuge des RAMP (*Radarsat Antarctic Mapping Project*) wurde zur Orthorektifizierung der SAR-Daten durch Liu u. a. (1999) ein Modell geschaffen, welches auf der Zusammenführung unterschiedlicher Eingangsdaten (topographische Karten, Bodenmessungen, ERS-1-Altimetrie u. v. m.) beruht. Obwohl das Gitterintervall des Modells $200\text{ m} \times 200\text{ m}$ beträgt, sind aufgrund der inhomogenen Eingangsdaten manche Teilbereiche nur bis zu $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ aufgelöst. Die vertikale Genauigkeit ist für Schelfeis mit $\pm 2\text{ m}$, für steilere Küstenregionen mit $\pm 35\text{ m}$, für Gebirge mit $\pm 130\text{ m}$ und für flache Inlandbereiche mit $\pm 15\text{ m}$ angegeben. Aufgrund der Tatsache, dass im Arbeitsgebiet (abgesehen von den Schelfeisbereichen) keine Altimetermessungen eingeflossen sind, bleibt die Genauigkeit in dieser Region weit unter den angegebenen Werten, ungeachtet der Tatsache, dass in der aktualisierten Version (Liu u. a., 2001) Teile der Caird-Coast deutlich verbessert wurden.

Remy: Durch Rémy u. a. (1999) wurde ein ausschließlich auf ERS-1-Altimetrie basierendes Höhenmodell mit einer Auflösung von $1/30^\circ$ ($\approx 1.5\text{ km}$ bei -70° Breite) für die Breiten zwischen -81.8° und -68.7° bereitgestellt. Die im Eis-Modus¹⁰ erfassten Altimeterwellenformen wurden nach der Methode von Legrésy und Rémy (1997) neu verfolgt und ausgewertet (*re-tracking*), um kleinskalige topographische Undulationen besser auflösen zu können. Orbitfehler wurden durch Kreuzungspunktanalysen minimiert und zur Korrektur des Neigungsfehlers wurde zusätzlich die Geländekrümmung beachtet. Der Übergangsbereich vom Schelfeis zum Inlandeis (aber auch vor Bergflanken) ist aufgrund des Neigungswechsels kritisch, wodurch viele Teilbereiche nicht erfasst werden können und als Lücken im Modell verbleiben.

¹⁰schlechtere vertikale Auflösung als im Ozean-Modus, dafür aber in der Lage, größere Topographieunterschiede zu verfolgen

Bamber: Das von Bamber u. a. (2009b) entwickelte Modell mit einer Auflösung von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ nutzt die flächigen Informationen der RADAR-Altimetrie (ERS-1) und kombiniert diese mit den präzisen Höheninformationen der ICESat-Mission. Aufgrund der größeren Inklination der ICESat-Mission deckt dieses Modell Bereiche bis zu -86° Breite ab. Die Wellenformen der ERS-1-Daten wurden auch hier neu verfolgt (*retracking*). Neben der angebrachten Neigungskorrektur wurde zusätzlich eine konstante vertikale Verschiebung als Funktion der Oberflächenrauigkeit geschätzt und abgezogen. Der vertikale Einfluss der Ozeangezeiten im Bereich des Schelfeises wurde mit dem Modell TPXO.6.2 (*TOPEX/Poseidon X-Over Global Inverse Solution*) korrigiert. Das Modell kann zusammen mit einer Fehlerkarte über das NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) bezogen werden (Bamber u. a., 2009a). Die Genauigkeit im Arbeitsgebiet wird mit zirka $\pm 10\text{ m}$ angegeben. Eine detaillierte Genauigkeitsanalyse und Validierung des Modells wurde durch Griggs und Bamber (2009) publiziert.

ASTER: Durch Zusammenarbeit des *Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan* (METI) und der *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) wurde im Juni 2009 neben dem SRTM-Höhenmodell (*Shuttle Radar Topography Mission*) ein weiteres globales Modell veröffentlicht, welches aufgrund einer geographischen Abdeckung bis $\pm 80^\circ$ Breite auch für die Antarktis von Interesse ist. Mithilfe von Stereo-Korrelationen zwischen nadir- und rückblickenden¹¹ Bildern des nahen Infrarots wurden Höheninformationen mit einer räumlichen Auflösung von $30\text{ m} \times 30\text{ m}$ bestimmt. Die genutzte Methodik wurde bereits von Lang und Welch (1999) vorgestellt. Die im Validierungsbericht des ASTER-Modells (ERSDAC, 2009) genannte Genauigkeit liegt bei $\pm 20\text{ m}$, bezieht sich aber nicht auf Polarregionen. Im Arbeitsgebiet lässt das Modell eine große Anzahl starker Artefakte erkennen, die sehr wahrscheinlich eine Folge der extrem schlechten Textur der Oberfläche sind. Zusätzlich bilden sich Schnittkanten unterschiedlicher Überflüge im Modell ab. Der im Abschnitt 4.4 durchgeführte Vergleich mit ICESat-Daten ergibt einen zehnfach höheren RMS-Wert als für das Modell in anderen Regionen angegeben wurde, weswegen es ungeachtet der hohen räumlichen Auflösung nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Wesche: Ein lokales Höhenmodell des Dronning-Maud-Lands, welches den Bereich von -20° bis 20° Länge und zirka -85° bis -70° Breite abdeckt, wurde durch Wesche (2009) zusammengestellt. Das auf $2.5\text{ km} \times 2.5\text{ km}$ durch Kriging interpolierte Modell wurde durch die Kombination von kinematischen GPS-Profilen, flugzeuggestützten RADAR-Altimetermessungen und ICESat-Messungen kompiliert. Durch Ozeangezeiten induzierte vertikale Verschiebungen wurden durch das TPXO.7.1-Modell korrigiert. Für küstennahe Testregionen ist ein RMS von $\pm 4.5\text{ m}$ angegeben.

Drews: Ein mit $50\text{ m} \times 50\text{ m}$ sehr hoch aufgelöstes lokales Höhenmodell für das westliche Dronning-Maud-Land (maximale Ausdehnung: -18° bis -2° Länge, -74.5° bis -71° Breite) wurde von Drews u. a. (2009) durch Kombination von DInSAR und ICESat-Messungen generiert. Die analysierten ERS-1/2-Daten wurden zwischen 1994 und 1997 aufgenommen. Als Bodenkontrollpunkte verwendete ICESat-Messungen stammen aus dem Jahre 2003. Die aus ausreißergefilterten Daten berechneten RMS-Werte von $\pm 4\text{ m}$ gegenüber flugzeuggestützten LASER-Scanner-Daten und von $\pm 10\text{ m}$ bezüglich kinematischer GPS-Messungen zeugen von einer sehr hohen Genauigkeit dieses Modells.

¹¹zweites Teleskop um 27.6° verschwenkt

3.2.2 Ozeangezeitenmodelle

Die Vorhersage relativer Auslenkungen der Wasseroberfläche gegenüber der Erdoberfläche infolge der durch Gezeitenkräfte verursachten Verlagerung von Wassermassen kann mit Ozeangezeitenmodellen durchgeführt werden. Hierbei wird das Signal als resultierende Größe mehrerer Gezeitenwellen (Partialtiden) unterschiedlicher Wellenlänge aufgefasst. Die ortsabhängigen Amplituden- und Phasenwerte dieser Partialtiden sind in einem globalen räumlichen Gitter abgelegt und können anschließend zur Prädiktion herangezogen werden. Abhängig davon, wie diese Modelle erstellt wurden, unterteilt man sie in drei Klassen (Kantha, 1995):

- **Hydrodynamische Modelle** sind theoretische Modelle, in denen die Laplace'sche Gezeitengleichung gelöst wird. Zur Integration dieser nichtlinearen Gleichungen wird eine FES (*Finite Element Solution*) genutzt. Als Beispiel soll hier das bekannteste Modell dieser Art, das FES 94.1 von Le Provost u. a. (1994), angeführt werden.
- **Empirische Modelle** hingegen werden durch die Analyse von Beobachtungsdaten parametrisiert. Altimetermessungen der Satelliten TOPEX/Poseidon und Jason-1 bilden in der Regel die Datengrundlage, da deren Orbitkonfigurationen Alias-Effekte minimieren und sie somit optimal geeignet sind. Das erste Modell dieser Kategorie wurde von Cartwright und Ray (1990) aus Geosat-Daten bestimmt.
- **Semi-Empirische Modelle** sind Kombinationen aus den soeben genannten zwei Modellklassen. Hierbei können die Stärken der jeweiligen Methodik, zum Beispiel die detaillierte Modellierung der hydrodynamischen Modelle in küstennahen Regionen und die präzise Messung langperiodischer Signale von Altimetermissionen, synergetisch genutzt werden; nahezu alle neueren Modelle gehören in diese Gruppe. Eines der früheren Modelle, welches jedoch bei vielen Vergleichen als Referenz herangezogen wird, ist das von Schwiderski (1980) entwickelte Modell SCHW 80 (*Schwiderski*).

Tabelle 3.1 zeigt die in Kapitel 6.2 zum Vergleich herangezogenen Gezeitenmodelle, welche im Folgenden nur zusammenfassend umrissen werden können. Ausführliche Informationen finden sich in den jeweils angegebenen Referenzen. Ein allgemeiner Genauigkeitsvergleich globaler Modelle ist in Shum u. a. (1997) gegeben.

FES 94.1, FES 95.2, FES 99, FES 2004: Das älteste FES-Modell, FES 94.1, welches ein rein hydrodynamisches Modell ist, wurde von Le Provost am *Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, Institut de Mécanique de Grenoble*, entwickelt. Es war das erste Modell, welches Bereiche unter größeren Schelfeisflächen einbezog. Das FES 95.2 hingegen ist ein semi-empirisches Modell, in welchem die langen Perioden mit Hilfe von TOPEX/Poseidon-Messungen angepasst wurden. Im FES 99 wurden neben weiteren TOPEX/Poseidon-Daten zusätzlich 700 ausgewählte Pegelstationen assimiliert. Die gestiegene räumliche Auflösung des FES 2004 kommt durch eine dichtere Finite-Elemente-Vermaschung zustande, welche mit aktualisierten Küstenlinien und Bathymetrieinformationen einhergehen. Weitere TOPEX/Poseidon- und ERS-1/2-Daten verbessern die Qualität des FES 2004 gegenüber dem FES 99.

GOT 99.2b, GOT 00.2: Die *Goddard Ocean Tide Model* (GOT) wurden durch Richard Ray am *Goddard Space Flight Center* der NASA entwickelt. Diese semi-empirischen Modelle nutzen neben TOPEX/Poseidon-Daten aus reichlich sechs Jahren zudem ERS-1/2-Daten polarer Regionen. Schelfeisbereiche werden jedoch nicht durch ERS-1/2-Messungen, sondern

Tabelle 3.1: Übersicht untersuchter Ozeangezeitenmodelle

Name	Autor, Jahr	Auflösung	Abdeckung	Software
FES 95.2	Le Provost u. a., 1994	$0.500^\circ \times 0.500^\circ$	global	SPOTL
FES 99	Lefèvre u. a., 2002	$0.250^\circ \times 0.250^\circ$	global	FES 99
FES 2004	Lyard u. a., 2006	$0.125^\circ \times 0.125^\circ$	global	FES 2004
GOT 99.2b	Ray, 1999	$0.500^\circ \times 0.500^\circ$	global	NAO TIDE
GOT 00.2		$0.500^\circ \times 0.500^\circ$	global	SPOTL
TPXO.6.2	Egbert u. a., 1994	$0.250^\circ \times 0.250^\circ$	global	OTPS
TPXO.7.1	Egbert und Erofeeva, 2002	$0.250^\circ \times 0.250^\circ$	global	OTPS
TPXO.7.2		$0.250^\circ \times 0.250^\circ$	global	OTPS
NAO 99b	Matsumoto u. a., 2000	$0.500^\circ \times 0.500^\circ$	global	NAO TIDE
NAO 99L	Takanezawa u. a., 2001	$0.500^\circ \times 0.500^\circ$	global	NAO TIDE
SCHW 80	Schwiderski, 1980	$1.000^\circ \times 1.000^\circ$	global	SPOTL
CADA 00.10	Padman u. a., 2002	$0.250^\circ \times 0.083^\circ$	regional	TMD-Toolbox
CATS 02.01		$0.250^\circ \times 0.083^\circ$	regional	TMD-Toolbox
CATS 2009a		$0.250^\circ \times 0.083^\circ$	regional	TMD-Toolbox

durch das FES 94.1 implementiert. Das Modell GOT 00.2 sollte polare Regionen folglich genauer beschreiben als andere semi-empirische Modelle ohne diese Erweiterung.

TPXO .6.2, TPXO .7.2: Zur Generierung der TPXO-Modelle, welche durch Gary Egbert an der *Oregon State University* entwickelt wurden, werden Kreuzungspunktdifferenzen der TOPEX/Poseidon- und Jason-1-Missionen genutzt, um Parameter für die Laplace'sche Gezeitengleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate zu lösen (semi-empirisches, inverses Modell). In polaren Bereichen wurden neben ERS-1/2-Daten auch Bathymetrieinformationen und Pegelmessungen eingebunden. Im TPXO .7.2 wurden darüber hinaus für die Fixierung von drei Partialtiden GRACE-Daten assimiliert, weswegen dieses Modell zu den präzisesten globalen Gezeitenmodellen im Bereich der hohen Breiten zählt (King und Padman, 2005).

NAO 99b, NAO 99L: Das von Koji Matsumoto am NAO (*National Astronomical Observatory Japan*) entwickelte Modell NAO 99b assimiliert TOPEX/Poseidon-Daten aus fünf Jahren in ein hydrodynamisches Modell, wobei vorrangig kurzwellige Tiden geschätzt werden. NAO 99L hingegen ist ein rein hydrodynamisch erstelltes Modell, welches auf langwelligeren Partialtiden basiert.

SCHW 80: Das von Ernst Schwiderski am *U.S. Naval Surface Weapons Center* in Virginia produzierte Modell SCHW 80 war das erste Assimilationsmodell. Obwohl dessen Auflösung geringer ist als die anderer Modelle, wurde aufgrund der Einbindung sehr vieler Pegelstationen in Küstenbereichen eine zuvor nicht erlangte Genauigkeit erzielt. Das Modell ist mittlerweile überholt, wird aber dessen ungeachtet oft als Referenz herangezogen.

CADA 00.10, CATS 02.01, CATS 2009a: Diese drei lokalen Assimilationsmodelle für den antarktischen Raum wurden von Laurie Padman am *Earth and Space Research Institute* in Corvallis generiert. Das ältere CADA 00.10-Modell (*Circum-Antarctic Data Assimilation*)

simuliert den Zirkumpolarstrom, basierend auf Pegelmessungen sowie im nördlichen Bereich durch TOPEX/Poseidon-Messungen. Im aktuellen CATS 02.01-Modell (*Circum-Antarctic Tidal Simulation*) ist die nördliche Grenze an das TPXO.6.2-Modell angeglichen und die Koeffizienten linearer Bodenreibung wurden genutzt, um das System zu optimieren. Die Genauigkeit der prädizierten Auslenkungen kann schlechter ausfallen als beim CADA 00.10. Werden jedoch auch Strömungsgeschwindigkeiten benötigt, bietet das Modell CATS 02.01 genauere Lösungen.

3.2.3 Luftdruckdaten

Die Verfügbarkeit meteorologischer Parameter kann in manchen Bereichen der Antarktis problematisch sein. Neben bemannten Stationen, die meteorologische Aufzeichnungen durchführen, existiert eine erstaunlich hohe Anzahl automatischer Wetterstationen unterschiedlicher Nationen, deren Daten vom BAS (*British Antarctic Survey*)¹² vom AMRC (*Antarctic Meteorological Research Center*)¹³ frei zur Verfügung gestellt werden (Holmes u. a., 1997). In der Nähe des Arbeitsgebietes befindet sich mit Halley-Bay, Svea-Cross, Camp-Maudheimvida, Drescher, Halvfarryggen und WASA-Fosilryggen eine Reihe solcher Stationen, die bis zu viermal täglich entsprechende Daten aufzeichnen.

Um eine optimale räumliche und zeitliche Interpolation der Luftdruckdaten zu erhalten, wurden diese Werte aus dem NNRP (*NCEP/NCAR-Reanalysis-Project*) des NCEP (*National Centers for Environmental Predictions*) und des NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) extrahiert (Kalnay u. a., 1996). Innerhalb des NNRP wurden alle verfügbaren Wetterdaten (vorhandene Boden-, Wetterballon- und Satellitenmessungen) mit einheitlicher Methodik rückwirkend bis zum Jahre 1948 prozessiert. Im Ergebnis entstanden konsistente Datenreihen für mehr als 80 meteorologische Parameter wie Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchte, Niederschlag und Windrichtung, welche in einem globalen $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter im 6-Stunden-Intervall bereitgestellt werden.

Die Genauigkeit der geschätzten Werte hängt einerseits von der Verfügbarkeit von Messdaten in der entsprechenden Region, andererseits von deren Behandlung im Modell ab. Der Luftdruck wird aus einer Kombination von Modelleigenschaften und Beobachtungen generiert und sollte somit den Luftdruck im Arbeitsgebiet recht genau repräsentieren. Der von Hines u. a. (1999) über der Antarktis aufgedeckte geringfügige, langjährige Trend in der NNRP-Luftdruck-Schätzung beeinträchtigt die hier durchgeführten Untersuchungen aufgrund der kurzen Zeitspanne nicht.

3.2.4 Fließgeschwindigkeitsmodell der MAMM

Nach erfolgreichem Abschluss des Projekts RAMP im Oktober 1997 wurde im Jahre 2000 die MAMM (*Modified Antarctic Mapping Mission*) als Zusammenarbeit zwischen der NASA und der CSA (*Canadian Space Agency*) durchgeführt. Ziel der Mission war die Bestimmung von Oberflächengeschwindigkeiten für den gesamten Antarktischen Kontinent nördlich von -80° Breite. Hintergrund dieses Anliegens ist eine präzise Berechnung von Massenbilanzen, welche Rückschlüsse auf das Reaktionsverhalten des Antarktischen Eisschildes bezüglich Klimaveränderungen erlauben (Jezek u. a., 2003).

Zwischen September und November 2000 wurden 2380 RADARSAT-Bilder unterschiedlicher Blickwinkel und Auflösungen aufgezeichnet. Um auch für interferometrische Auswertungen ideale Bedingungen zu garantieren wurde versucht, eine räumliche Basislinie von weniger als 250 m

¹²<http://www.antarctica.ac.uk/met/metlog/>, letzter Zugriff: 11.03.2010

¹³<http://amrc.ssec.wisc.edu/archiveaws.html>, letzter Zugriff: 11.03.2010

zwischen den einzelnen Überflügen zu gewährleisten.

Die Ableitung der Oberflächengeschwindigkeiten erfolgte jedoch für die meisten Bereiche durch Bildzuordnungsverfahren entweder in kohärenten Bereichen oder durch Verfolgung markanter Texturen. Neben Betrag und Richtung des Geschwindigkeitsvektors sind Fehlermaße sowie Metadaten (wie die zur Bestimmung der Geschwindigkeit genutzten Methoden oder die Anzahl der gemittelten Messungen je Punkt) angegeben¹⁴. Die an Schnittkanten aufgedeckten Differenzen betragen jedoch bis zum Dreifachen des angegebenen Fehlers, weswegen vermutet wird, dass diese Angaben zu optimistisch ausfallen. Abbildung A.5 im Anhang zeigt das Geschwindigkeitsfeld (a), die Fehler der Beträge (b) sowie die Fehler der Fließrichtungen (c) im Arbeitsgebiet. Weiße Stellen repräsentieren Datenlücken, in denen diese Methodik keine Ergebnisse liefern konnte.

3.2.5 GPS-Messungen

Als Bodenkontrolldaten liegt im Arbeitsgebiet eine vom AWI gemessene Traverse vor. Die kinematische Traverse (hellrote Linie in Abbildung 3.3 wurde durch eine am Wohncontainer befestigte Trimble-Choke-Ring-Antenne und einen Trimble-Empfänger SSI-4000 zwischen dem 11. und 20. Dezember 2005 auf dem Weg von der Neumayer-Station nach Kohnen aufgezeichnet (Wesche, 2009).

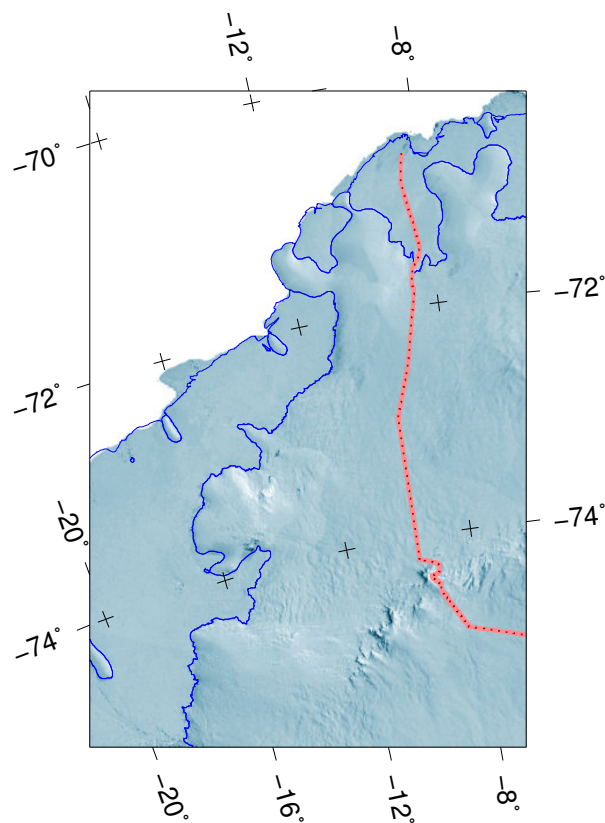


Abbildung 3.3: Verfügbare GPS-Beobachtungen im Arbeitsgebiet: GPS-Traverse von der Neumayer-Station nach Kohnen, hellrote Linie; Kartenhintergrund: LIMA (Bindschadler u. a., 2008; LIMA Project, 2009); Aufsetzlinie und Frontlage aus ADD 5.0 (ADD Consortium, 2008)

¹⁴<http://bprc.osu.edu/rsl/radarsat/data/>, letzter Zugriff: 20.07.2009

Kapitel 4

Bestimmung der Oberflächentopographie

Die Erfassung und Darstellung der Oberflächentopographie in Form von Höhenmodellen ist für ein breites Anwendungsspektrum geodätischer, geophysikalischer und glaziologischer Fragestellungen grundlegend. In polaren Regionen können präzise Höheninformationen beispielsweise genutzt werden, um Massenbilanzen (über Volumenänderungen) zu ermitteln oder Einzugsgebiete und Fließlinien aus der Geländeneigung abzuleiten. Für Schelfeisbereiche, die sich im hydrostatischen Gleichgewicht befinden, können bei bekannter Eisdichte außerdem Eisdicken berechnet werden. Auch für die Georeferenzierung und die Korrektur von Satellitendaten, insbesondere bildgebender Sensoren, sind hochaufgelöste Höhenmodelle unabdingbar. Nach einer kurzen Einführung zur Beschreibung der Höhenmodelle in Abschnitt 3.2.1 soll im Folgenden noch einmal die Notwendigkeit genauerer Höhenmodelle im Bereich der Antarktis hervorgehoben werden.

4.1 Überblick

Vor mehr als zehn Jahren wurden von Bamber und Bindschadler (1997) und Rémy u. a. (1999) die ersten auf RADAR-Altimetrie basierenden Höhenmodelle für den antarktischen Eisschild und die vorgelagerten Schelfeise kompiliert. Datengrundlage bildeten ERS-1-Altimetermessungen der geodätischen Phase, in welcher der Satellit in einem Wiederholorbit von 168 Tagen betrieben wurde, wodurch sich der Spurbereich südlich von -70° Breite auf weniger als 1.5 km reduzierte. Wenngleich diese dichtere räumliche Abtastung die schlechte Fokussierung eines RADAR-Altimeters¹ teilweise kompensiert, bleibt die räumliche Auflösung solcher Modelle dennoch auf ca. einen Kilometer beschränkt.

Mit der deutlich kleineren Ausleuchtfläche des GLAS² wurden seit 2003 durch ICESat hochgenaue Höhenprofile verfügbar, die, anders als RADAR-Altimetermessungen, auch bei stärkeren Geländeneigungen und Neigungswechseln zuverlässige Höhenwerte liefern. Bamber u. a. (2009b) stellten ein auf $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ gerastertes Höhenmodell vor, welches präzise ICESat-Profilen mit ERS-Altimetermessungen kombiniert, um die Datenlücken zwischen den Profilen zu schließen.

¹Der durchschnittliche Durchmesser der Ausleuchtzone liegt bei ca. 2 km bis 5 km (Rosmorduc u. a., 2009).

²Diese beträgt zwischen 1/1000 und 1/6000 der durch einen RADAR-Altimeter beleuchteten Fläche.

Für großskaligere Anwendungen, wie beispielsweise auf Höhenänderungen basierende Massenbilanzrechnungen, sind räumliche Auflösungen im Kilometerbereich eine akzeptable und ausreichende Größenordnung. Eine detailliertere Erfassung von Massenflüssen feiner strukturierter Objekte mit dem Ziel der Bestimmung von zeitlichen Veränderungen wird bei dieser Auflösung bereits sehr problematisch. Betrachtet man darüber hinaus (unter dem Aspekt der Erfassung dynamischer Prozesse) die Auflösung von SAR-Bildern, die für ERS-1/2 bei ca. 20 m, für ALOS im *FineBeam*-Modus bereits um 6 m und für TerraSAR-X zwischen 3 m im *StripMap*-Modus und 1 m im *SpotLight*-Modus liegen, wird sofort klar, dass nicht nur für die Georeferenzierung solcher Daten, sondern vielmehr für die Reduktion des Topographieeinflusses auf die interferometrische Phase konsistente Höhenmodelle mit annähernd äquivalenten Auflösungen benötigt werden. Mit ASTER-Daten ist prinzipiell eine höhere Auflösung möglich, allerdings scheint die geringe Textur der Oberfläche in einigen Teilen der Antarktis starke Artefakte zu induzieren.

Im Umkehrschluss kann aber die hohe räumliche Auflösung von RADAR-Systemen genutzt werden, um, wie im Abschnitt 2.1.5 gezeigt, Höhenmodelle aus InSAR- bzw. DInSAR-Messungen abzuleiten. Diese Methodik wurde in ersten Fallstudien von Zebker und Goldstein (1986), Zebker u. a. (1994), Joughin (1995), Joughin u. a. (1996) sowie Kwok und Fahnestock (1996) demonstriert. Mit der *Shuttle Radar Topography Mission* wurde im Februar 2000 innerhalb von elf Tagen ein weltweites Höhenmodell mit einer Abdeckung bis zu $\pm 60^\circ$ Breite interferometrisch generiert, welches eine Auflösung von $90\text{ m} \times 90\text{ m}$ (über Nordamerika sogar $30\text{ m} \times 30\text{ m}$) besitzt. Dieser Auflösungsunterschied gegenüber aktuellen antarktischen Geländemodellen zeigt ebenfalls die Notwendigkeit interferometrischer Höhenmodelle in hohen Breiten. Nach erfolgreicher dreijähriger Mission des im Juni 2010 gestarteten TanDEM-X soll ab 2013 auch für die Antarktis ein interferometrisch abgeleitetes Höhenmodell mit einer räumlichen Auflösung von $12\text{ m} \times 12\text{ m}$ und einer Höhenauflösung von $\pm 2\text{ m}$ verfügbar werden (Krieger u. a., 2007, 2005; Hajnsek u. a., 2010). Des Weiteren ist mit dem im April 2010 gestarteten CryoSat-2 ein weiterer Sensor in der Umlaufbahn, der nach Ablauf der Kalibrierungs- und Validierungsphase genaue Höhen- und Neigungsinformationen liefern wird.

Bis dahin bietet zumindest die *repeat-pass*-Interferometrie eine ausgezeichnete Möglichkeit (Baek u. a., 2005; Lee u. a., 2005; Drews u. a., 2009; Tsutomu u. a., 2010), regionale Verfeinerungen durch lokale Höhenmodelle vorzunehmen – insbesondere dann, wenn diese als Störgröße aus Interferogrammen abgezogen werden müssen oder aufsteigende und absteigende Blickrichtungen mit einer Annahme oberflächenparallelen Fließens zur Rekonstruktion des Geschwindigkeitsvektors genutzt wird.

4.2 Topographieprofile aus ICESat-Messungen

In Abschnitt 2.1 wurde gezeigt, dass InSAR ungeachtet der durchgeführten Phasenabwicklung ein relatives Messverfahren ist, da die Mehrdeutigkeiten der Entfernungen zwischen Sensor und Bodenpunkten nicht aufgelöst werden. Folglich muss für Höhenmodelle, die mittels InSAR oder DInSAR bestimmt wurden, ein Datumsproblem gelöst werden, wozu theoretisch ein Passpunkt mit bekannten Lage- und Höheninformationen ausreichend ist. Soll jedoch eine Basislinienverbesserung durchgeführt werden, sind mehrere, gleichmäßig über das Bild verteilte Passpunkte nötig. ICESat-Profile sind dabei hinsichtlich Höhengenaugigkeit, räumlicher Auflösung, Lageverteilung im SAR-Bild und Verfügbarkeit ideal als Passpunkte geeignet.

ICESat-Daten werden in unterschiedlichen Versionen und Datenstrukturen veröffentlicht. Die Altimeterprofile Grönlands und der Antarktis sind in so genannten GLA12-Datenstrukturen gespeichert, welche neben Aufnahmezeitpunkt und ellipsoidischen Koordinaten des Zielpunktes mehr als 80 Zusatzinformationen zu Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Einzelmessungen enthalten.

Um mögliche spurabhängige Höhenoffsets, die beispielsweise durch radiale Orbitfehler oder Off-Nadir-Beobachtungen zustande kommen können, aufdecken und beheben zu können, wurden die ICESat-Profile aufsteigender und absteigender Überflüge einer Kreuzungspunktanalyse mit anschließender Minimierung der Differenzen unterzogen. Die theoretischen Grundlagen der Minimierung von Kreuzungspunktdifferenzen sind in Rummel und Sanso (1993) ausführlich beschrieben. Darüber hinaus sei aber auch auf die detaillierten, auswertungsbezogenen Darstellungen in Ewert (2005, 2006) hingewiesen. Die im Rahmen dieser zwei Arbeiten entwickelte, speziell für ICESat konzipierte Software IPS2.0 (*ICESat Processing Software*) wurde auch für die hier durchgeführten Untersuchungen genutzt. Der Ablauf einer solchen Auswertung gestaltet sich wie folgt:

1. Extraktion der Einzelmessungen aus den GLA12-Datenstrukturen und Zuordnung dieser zu Spuren.
2. Auswertung der in den GLA12-Datenstrukturen enthaltenen Zusatzinformationen (Maskierung kritischer Messungen wie Wolkenreflexionen oder Orbitunsicherheiten).
3. Anbringen der Entfernungskorrektur in Abhängigkeit von der Sensorsättigung.
4. Spuranalyse mit erweiterter Suche nach Unregelmäßigkeiten (z. B. das Auffinden außergewöhnlicher Höhensprünge auf kurzen Profildistanzen oder die Überschreitung der maximalen Topographiehöhe im Untersuchungsgebiet), um zuvor nicht identifizierte Wolkenreflexionen aus den Messungen zu eliminieren.
5. Berechnung der Lagekoordinaten aller Kreuzungspunkte.
6. Interpolation der Höhenwerte der beteiligten Spuren auf deren Schnittpunkt und anschließende Differenzbildung.
7. Schätzung spurweiser Offsets, basierend auf einer Minimierung der Differenzen.
8. Anbringen der ermittelten Korrekturen an die entsprechenden, in den Spuren enthaltenen Einzelmessungen.

Bei der Minimierung der Kreuzungspunktdifferenzen ergibt sich ebenfalls ein Datumsproblem, welches jedoch gelöst wird, indem man die Summe der angebrachten Korrekturen als Null vorgibt, um nicht das gesamte Höhenniveau zu verschieben.

In der vorliegenden Arbeit wurden ICESat-Daten der Version 28 genutzt, welche zum Zeitpunkt der Auswertung die aktuelle Version war³. Sie umfasst Messungen aus jeweils drei Messzeiträumen von 2003 bis 2008, die in Tabelle 4.1 abgebildet sind.

Da die ICESat-Messungen von 2003 bis 2008 als Höhenpasspunkte für die 1995/1996 durchgeführten InSAR-Messungen genutzt werden sollen, besteht vor allem die Frage, inwiefern sich die

³Im Mai 2010 wurde die neueste Version 31 veröffentlicht.

Tabelle 4.1: Aufnahmezeiträume der in Version 28 enthaltenen ICESat-Messungen.

Jahr	Phase A	Phase B	Phase C
2003	20.02. – 21.03.	–	25.09. – 18.11.
2004	17.02. – 21.03.	18.05. – 21.06.	03.10. – 08.11.
2005	17.02. – 24.03.	20.05. – 23.06.	21.10. – 24.11.
2006	22.02. – 27.03.	24.05. – 26.06.	25.10. – 27.11.
2007	12.03. – 14.04.	–	02.10. – 05.11.
2008	17.02. – 21.03.	–	–

Geländehöhen zwischen diesen Messungen verändert haben. Für die Zeitspanne zwischen 1995 und 2003, in der keine Messungen vorliegen, lässt sich dies schwer rekonstruieren. Die verfügbaren ICESat-Messungen hingegen wurden in zwei Intervalle (1: A/2003–B/2005 und 2: C/2005–A/2008) unterteilt, um zu untersuchen, ob zwischen diesen eine Höhenzunahme oder -abnahme bestimmt werden kann. Mit der Methode der Kreuzungspunktanalyse können jedoch keine signifikanten Aussagen getroffen werden. Neue, bisher nicht publizierte ICESat-Wiederholspuranalysen hingegen deuten auf eine geringfügige mittlere Höhenzunahme von rund +0.1 m/Jahr hin (Ewert 2010, persönliches Gespräch). Ein absoluter Höhenfehler infolge einer kontinuierlichen Höhenzunahme würde für den Zeitraum von 1995 bis 2005 ca. 1 m betragen.

Führt man die Kreuzungspunktanalyse mit Daten des gesamten Arbeitsgebietes einschließlich aller Schelfeisareale, Gletscherzungen und Gebirge durch, ergibt sich ein RMS der Kreuzungspunktdifferenzen von 1.29 m. Dieser verhältnismäßig große Wert entsteht vor allem durch hohe Kreuzungspunktdifferenzen im Bereich des Brunt-Schelfeises und der Stancomb-Wills-Gletscherzunge, weil diese stark zerklüftet sind. Da diese Gebiete für eine Basislinienverbesserung im SAR-Bild nicht genutzt werden können, wurden sowohl alle von Ozeangezeiten beeinflussten Regionen als auch Bergflanken ausgeblendet, wodurch der RMS der Kreuzungspunktdifferenzen nach der Minimierung 0.27 m beträgt. Diese Größenordnung liegt deutlich unter der für InSAR erwarteten Höhengenaugigkeit. Für die Basislinienverbesserung wurden weniger als 1 % der vorhandenen ICESat-Daten genutzt, um die restlichen 99 % für eine Bewertung der Genauigkeit zur Verfügung zu haben.

4.3 Nutzung von DInSAR zur flächendeckenden Topographiebestimmung

Basierend auf den in Kapitel 2.1.5 dargelegten mathematischen Grundlagen der SAR-Interferometrie folgen jetzt Informationen, die den Prozessierungsablauf und dessen technische Aspekte kurz umreißen. Gleich zu Anfang sei hiermit auf Abbildung 4.1 verwiesen, welche die im Folgenden verbal erklärten Abläufe und Zusammenhänge in Form eines Flussdiagramms kompakt wiedergibt und die als Überblick dienen soll.

Grundlage einer interferometrischen Auswertung sind zwei komplexe RADAR-Bilder (SLCIs). Diese können entweder als *level-1*-Produkte von der ESA bezogen werden oder eigenständig aus Rohdaten (*level 0*) durch einen SAR-Prozessor erzeugt werden, wodurch sich für die interferometrische Auswertung Vorteile ergeben. Einerseits können abfolgende *frames* bereits auf Rohdatenniveau korreliert und zu durchgängigen Beobachtungen zusammengefügt werden, andererseits besteht die Möglichkeit, die Spektren zweier Szenen, die zu einem Interferogramm

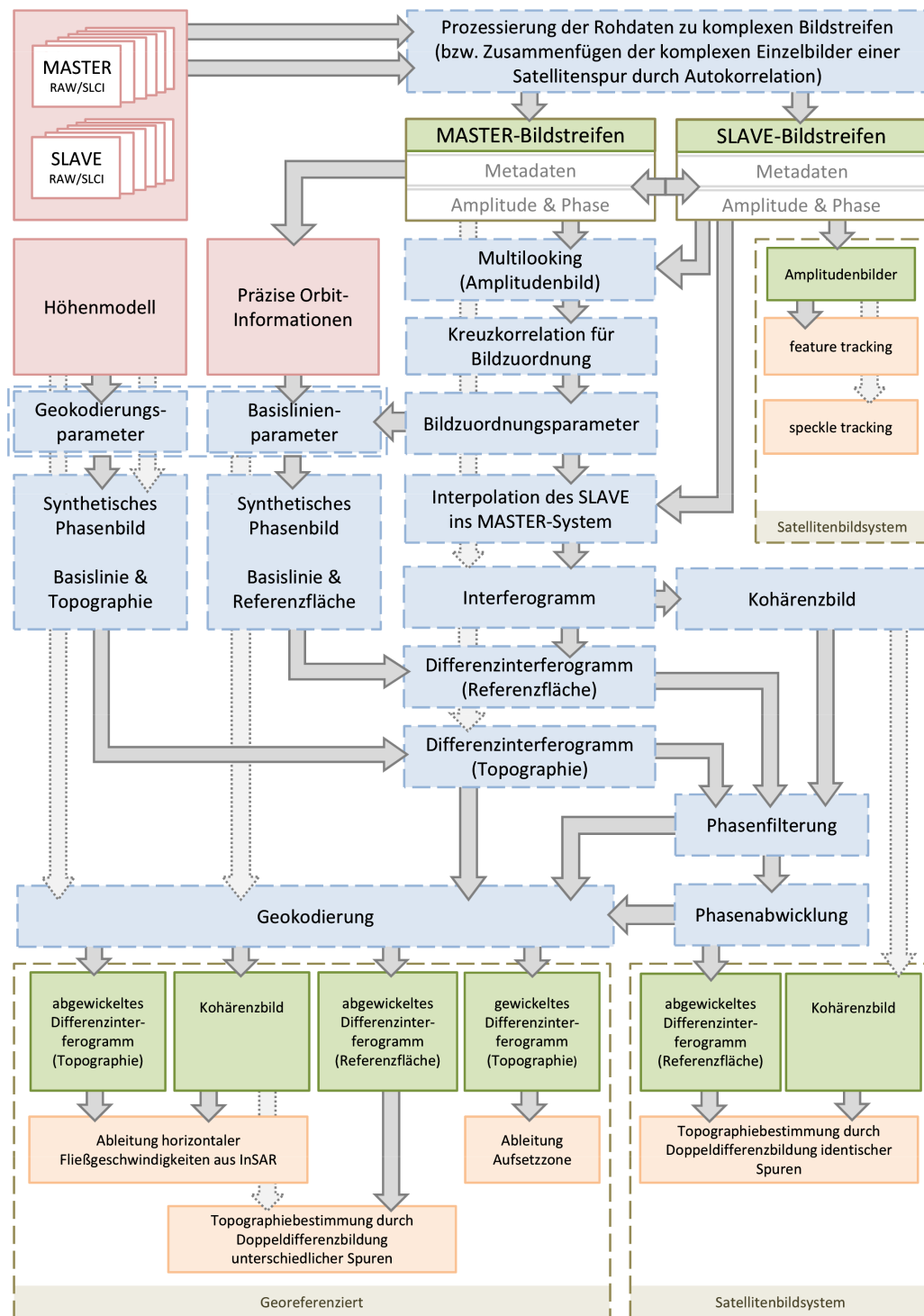


Abbildung 4.1: Übersicht der InSAR-Prozessierung in Form eines Flussdiagramms. Eingangsdaten in Rot, Prozessierungsschritte in Blau, Ergebnisse in Grün, weitere Arbeitsschritte in Orange. Beige gestrichelte Rahmen zeigen an, ob sich die Daten im Satellitenbildsystem befinden oder georeferenziert sind.

verarbeitet werden sollen, schon vor der Bildgenerierung entsprechend zu optimieren. In der Arbeit wurden ERS- und ALOS-Rohdaten mit dem MSP der *GAMMA Remote Sensing Research and Consulting AG* prozessiert. Gleichmaßen wurden aber auch von der ESA erzeugte ERS-SLCI-Produkte in den Analysen genutzt. Um diese in einzelnen Bildsegmenten verfügbaren Daten ebenfalls in Form durchgängiger Bildstreifen verarbeiten zu können, wurden zusammengehörige, leicht überlappende Bildinformationen komplex korreliert und vor der Prozessierung zu durchgängigen Streifen verbunden, wodurch Phasensprünge zwischen aufeinanderfolgenden *frames* minimiert werden.

Die gesamte InSAR- und DInSAR-Prozessierung wurde mit der innerhalb der letzten zehn Jahre am Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden entwickelten skriptbasierten Software SSD 3.0 (*SAR Software Dresden*) durchgeführt.

4.3.1 Ablauf der interferometrischen Auswertung

Um während einer InSAR-Prozessierung, bei der in der Regel leicht gegeneinander verschwenkt oder versetzt aufgenommene SAR-Bilder verwendet werden, identische Oberflächenpunkte komplex miteinander zu multiplizieren, müssen die Szenen in einem ersten Schritt mittels Bildzuordnung in ein gemeinsames System (das Satellitenbildsystem des Masters) überführt werden. Nach einer Verkleinerung der Bilder mittels *multilooking* wird zwischen den Bildern ein mittlerer, pixelgenauer Offset in *range*- und *azimuth*-Richtung bestimmt, wodurch der Suchbereich für die Kreuzkorrelation in der vollen Auflösung besser eingeschränkt werden kann. Dabei werden alle 25 Pixel in *range* und alle 100 Pixel in *azimuth* subpixelgenaue Verschiebungsbeträge ermittelt, die nach einer Ausreißerfilterung leicht geglättet als separate „Verschiebungsbilder“ gespeichert werden. Mithilfe dieser Bildzuordnungsparameter kann das Slave-Bild neu abgetastet und durch Interpolation in das Master-Bildsystem überführt werden. Da gleiche Bildpunkte nun auch identische Oberflächenpunkte abbilden, können in den nächsten Schritten Interferogramm und Kohärenzbild berechnet werden. Bis zu diesem Arbeitsschritt ist die SAR-Prozessierung reine Bildverarbeitung, da keinerlei Orbitinformationen oder Georeferenzierungsparameter benötigt werden⁴. Für die nachfolgenden Schritte hingegen sind derartige Kenntnisse unabdingbar. Der weitere Ablauf ist außerdem abhängig davon, welches Ziel mit der Auswertung verfolgt wird. Nach der Extraktion der Metadaten werden die in den ESA-Produkten enthaltenen Orbitinformationen durch die genaueren DELFT-Orbits ausgetauscht und für die Zeit des Überfluges interpoliert.

Existieren bereits genaue Topographieinformationen, werden diese zur Berechnung eines synthetischen Phasenbildes für die Reduktion des Effektes der Topographie und der Basislinie genutzt. Sollen die Topographieinformationen aber erst durch Doppeldifferenzbildung geschätzt werden, wird lediglich ein synthetisches Phasenbild der „flachen Erde“ erzeugt. In beiden Fällen wird abfolgend das Differenzinterferogramm berechnet, welches im Allgemeinen einer geringfügigen Phasenfilterung unterzogen wird, um es danach sowohl mit der *branch-cut*-Methode als auch mit SNAPHU abwickeln zu können. In einem anschließenden Vergleich können so mögliche Fehler aufgedeckt und manuell beseitigt werden. Nach einer Geokodierung all dieser Ergebnisse kann zur Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten oder zur Ableitung der Oberflächentopographie übergegangen werden.

⁴Orbitinformationen können jedoch sehr wohl genutzt werden, um z. B. den mittleren Verschiebungsoffset zwischen den Bildern zu bestimmen.

4.3.2 Doppeldifferenzbildung identischer und überlappender benachbarter Wiederholspuren

Doppeldifferenzen werden normalerweise zwischen Interferogrammen gleicher Satellitenspuren berechnet. Die Verfügbarkeit von vierfach überflogenen Bereichen im Arbeitsgebiet ist jedoch beschränkt, weshalb auch Doppeldifferenzen sich überlappender Bereiche benachbarter Spuren gebildet wurden, da diese ähnliche Blickwinkel haben und somit näherungsweise identische Geschwindigkeitsanteile erfassen. Sowohl die Prozessierung als auch die theoretischen Grundlagen zur Berechnung von Doppeldifferenzen benachbarter Spuren unterscheiden sich jedoch grundlegend von denen identischer Spuren. Im Folgenden werden diese Unterschiede kurz beschrieben, da auf die Darstellung der Gleichungen der Doppeldifferenzbildung benachbarter Spuren in Kapitel 2.1.6 zugunsten der Lesbarkeit verzichtet wurde. Eine Abschätzung verbleibender systematischer Fehler wird dafür in Abschnitt 4.4 gegeben.

Das grundlegende Problem der Doppeldifferenzbildung unterschiedlicher Spuren liegt im verhältnismäßig großen Abstand der Satellitenbahnen zueinander. Die Orbits identischer Wiederholspuren liegen bei ERS-1/2 mehrere hundert Meter voneinander entfernt, die Bahnen benachbarter Spuren hingegen erreichen Abstände von mehr als 20 km, was zwei Komplikationen mit sich bringt:

1. Die Abtastung der Erdoberfläche fällt infolge der leicht unterschiedlichen Einfallswinkel (vergleiche Abbildung 2.11 a), vor allem aber durch die Topographie (vergleiche Abbildung 2.2) so unterschiedlich aus, dass es zu starken lokalen Verschiebungen zwischen den beiden Satellitenbildsystemen kommt. Selbst bei hervorragender Qualität des Amplitudenbildes und dichter Bestimmung dieser Offsets ist es sehr schwierig, diese Variationen allein auf Basis von Bildzuordnungsverfahren hinreichend genau zu korrigieren, wodurch die Grundlage einer Doppeldifferenzbildung – ein gemeinsames Bildsystem – auf diese Art nicht geschaffen werden kann.

Die Korrektur solcher Verzerrungen ist prinzipiell aber möglich. Bei einer Geokodierung werden derartige Effekte beispielsweise sehr genau berichtigt. Allerdings bedarf es dazu eines Höhenmodells, welches erst Ergebnis der Auswertung ist. Nutzt man jedoch ein bereits existierendes Modell, welches auch größere Höhenfehler enthalten darf, kann der gesamte Prozess der Geokodierung, der Doppeldifferenzbildung, der Höhenberechnung und der anschließenden Verbesserung des bereits existierenden Höhenmodells in einem georeferenzierten System iterativ durchgeführt werden.

2. Eine zweite Schwierigkeit ergibt sich aus der Gleichung 2.21. Stellt man diese nach $\Delta\phi$ um und schreibt diese als Doppeldifferenz (Gleichung 2.50), kann unter der Annahme sehr ähnlicher Aufnahmebedingungen (wie bei identischen Spuren der Fall) mit $\theta = \theta_{43} \approx \theta_{21}$, $R_M = R_{M,43} \approx R_{M,21}$ und $H_P^{lok} = H_{P,43}^{lok} = H_{P,21}^{lok}$ die effektive Basislinie in der Gleichung 2.21 durch die differentielle effektive Basislinie $B_{\perp,43} - B_{\perp,21}$ ersetzt werden (Gleichung 2.51). Diese Bedingungen sind aber bei benachbarten Spuren nicht mehr erfüllt, da nicht nur die Einfallswinkel und die Schrägstrecken größeren Variationen unterliegen sondern auch ein Höhenversatz zwischen den lokalen Systemen innerhalb der Null-Doppler-Ebene besteht (unter Vernachlässigung minimaler Verschwenkungen).

Für die Berechnungen folgt also, dass zwei lokale Koordinatensysteme in den entsprechenden, leicht versetzten Null-Doppler-Ebenen mitgeführt werden müssen. Die Orientierung dieser Systeme zueinander ist aus den Orbitinformationen und den Georeferenzierungsparametern bekannt. Drückt man die lokalen Höhen des einen Koordinatensystems unter

Beachtung der Höhendifferenz zwischen den Systemen durch die Höhe des anderen Systems aus ($H_{P,21}^{lok} = H_{P,43}^{lok} + dH_{trans}$), kann unter Nutzung separater, aus den Werten des Höhenmodells abgeleiteter Blickwinkel θ_{43}, θ_{21} und Schrägentfernungen $R_{M,43}, R_{M,21}$ eine verbesserte Höhe $H_{P,43}^{lok}$ bestimmt werden. Korrigiert man die Phasenbilder der beiden Interferogramme vor der Differenzbildung nicht nur um den Effekt der Basislinie, sondern auch um die aus dem Höhenmodell bekannten Topographieanteile, ergeben sich direkte Verbesserungen bezüglich der bekannten Topographie.

Betont sei noch einmal, dass bei der Differenzbildung im Satellitenbildsystem (identische Spuren) die Zuordnung zwischen Objektpunkten direkt durch die Bildzuordnung zwischen den beiden Master-Bildern erfolgt. Im Falle benachbarter Spuren hingegen wird dieser Bezug erst durch die Geokodierung realisiert, wodurch es infolge der im Höhenmodell enthaltenen Fehler dazu kommt, dass Phasenwerte für unterschiedliche Objektpunkte anstelle für den gleichen Objektpunkt gebildet werden. Hiermit wird sofort klar, dass diese Methode in steilem, stark variierendem Gelände wie Gebirgen nicht funktioniert. In Bereichen allmählich ansteigender Topographie mit mäßig gearteten Undulationen, wie es auch für die meisten Gebiete des Eisschildes in der Nähe der Küste der Fall ist, liefert diese Technik jedoch nach zwei bis drei Iterationsdurchläufen ein verbessertes Höhenmodell. In den weiteren Darstellungen sei aber der Normalfall (identische Spuren) betrachtet, welcher auch in steilerem Gelände Ergebnisse ohne jegliche Iterationen liefert.

Die für die Basislinienverbesserung genutzten ICESat-Messungen werden durch eine inverse Geokodierung punktweise ins Satellitenbildsystem überführt. Aus den somit bekannten Höhen H_P^{lok} kann mit den Gleichungen 2.51 und 2.52 für unterschiedliche Bildpunkte ein mittlerer Phasenoffset $\bar{\phi}_0$ bestimmt werden, welcher in Gleichung 2.54 genutzt wird, um die von den *range-azimuth*-Koordinaten abhängige Verbesserung der Basislinie $B_{v,i}(j, k)$ nach den Gleichungen 2.55 bis 2.60 zu berechnen. Abbildung 4.2 a zeigt die Verbesserungen der Doppeldifferenzen von Spur D407G, welche vorwiegend als Gradient in *range*-Richtung auftreten. Nach der in Kapitel 2.1.7 erwähnten Orbitgenauigkeit von weniger als 15 cm erscheinen die Werte der Basislinienverbesserung von ± 2 m zunächst einmal sehr groß. Dabei muss jedoch bedacht werden, dass weder die als identisch angenommenen Blickwinkel noch die Schrägentfernungen der beiden Master-Überflüge gleich sind. Die somit quer zur Flugrichtung auftretenden Variationen werden also durch die Basislinienverbesserung aufgefangen und stammen, zumindest in dieser Größenordnung, nicht aus Bahnfehlern. Die Abweichungen von ± 2.2 m (vor der Basislinienverbesserung) korrespondieren mit den Höhenfehlern von ± 12.5 m, die verbesserten Werte von ± 0.45 m entsprechen einem Höhenfehler von ± 2.6 m.

Die bisher im lokalen System der Null-Doppler-Ebene berechneten Höhenwerte müssen noch nach Gleichung 2.26 in kartesisch geozentrische und anschließend ellipsoidische Koordinaten überführt werden. Obwohl das SAR-Bild ein gleichabständiges Raster im *range-azimuth*-System darstellt, ist dies auf der Erdoberfläche nicht exakt der Fall (vergleiche Abbildung 2.2), wodurch es bei einer entsprechend hohen Auflösung eines auf der Erdoberfläche gleichabständigen Höhenmodells zu unerwünschten Datenlücken kommt. Abbildung 4.3 a zeigt dies für einen Teilbereich des Høgisens. Um derartige Lücken schließen zu können, muss auf Interpolationsverfahren zurückgegriffen werden. Weil die Verteilung der Datenpunkte dennoch sehr regelmäßig ist und die Lücken sehr klein sind, wurde aufgrund des geringeren Rechenaufwandes der deterministischen Lösung einer bikubischen Spline-Interpolation gegenüber dem geostatistischen Kriging Vorrang gegeben (Smith und Wessel, 1990; Wessel und Smith, 2010).

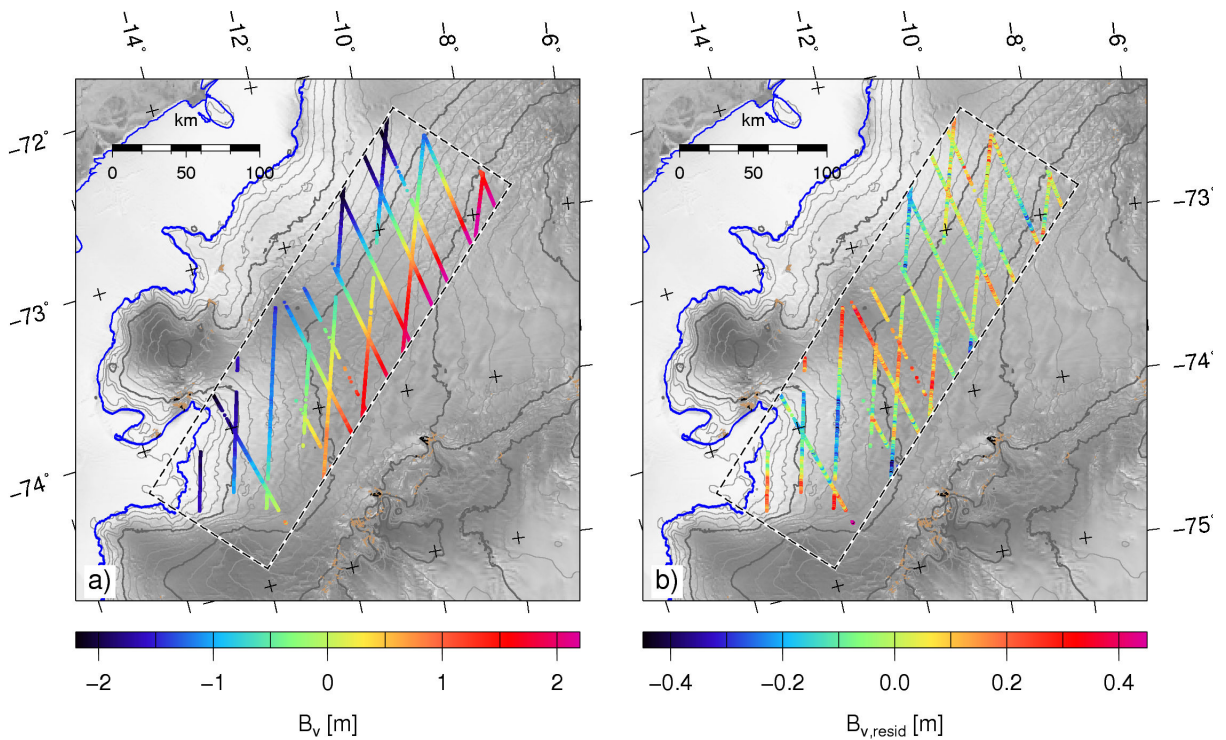


Abbildung 4.2: Anhand von ICESat-Profilen ermittelte Basislinienverbesserung der Doppeldifferenzen von Spur D407G (30./31.10.1995, $B_{\perp}=61.7$ m, und 18./19.03.1996, $B_{\perp}=238.4$ m). **a)** Ermittelte Verbesserungen (bi-quadratische Fläche) der differentiellen senkrechten Basislinienkomponente ($B_{\perp}=-176.7$ m), basierend auf einem mittleren Phasenoffset $\bar{\phi}_0$. **b)** Verbleibende Residuen nach der Verbesserung. Die blaue Linie zeigt die Lage der Aufsetzzone (bzw. Frontlage) aus der ADD 5.0.

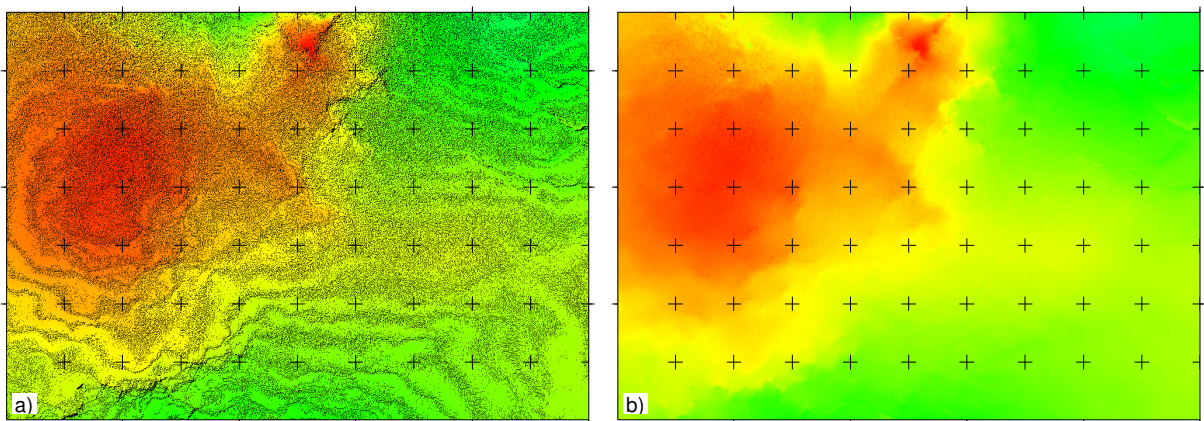


Abbildung 4.3: Datenlücken im gleichabständigen Höhenmodell infolge des andersartig gerasterten *range-azimuth*-Bildsystems. **a)** Ausschnitt eines Bereiches des Höhenmodells am Høgisen (Spur D493G vom 05./06.11.1995 und 18./19.02.1996), schwarze Stellen haben keine Höheninformationen. **b)** Eine in voller Auflösung durchgeführte bikubische Spline-Interpolation schließt die zuvor existierenden Datenlücken.

Das Ergebnis der Interpolation, in der die Datenlücken geschlossen sind, ist in Abbildung 4.3 b dargestellt.

Die bisher ermittelten einzelnen Höhenmodelle sind nach wie vor separate Lösungen, die in einem nächsten Schritt noch zu einem Gesamtmodell des Arbeitsgebietes kombiniert werden müssen. Methoden zur Verschneidung (*mosaicking*) von Höhenmodellen, besonders interferometrisch abgeleiteter Höhenmodelle, werden ausführlich in Knöpfle u. a. (1998), Costantini u. a. (2006) und Rabus u. a. (2003) vorgestellt.

Für die genauigkeitsabhängige Gewichtung mehrerer sich überlappender Messungen können unterschiedliche Ansätze genutzt werden. Eine einfache Möglichkeit ist beispielsweise die Nutzung der RMS-Werte, welche aus den verbleibenden Differenzen zwischen Höhenmodell und ICESat-Messungen ermittelt wurden. Aufgrund der Tatsache, dass die Qualität der Phasemessungen infolge unterschiedlicher Oberflächeneigenschaften sowohl zeitlich als auch räumlich variieren kann, ist ein gesamter Mittelwert als einziges Kriterium jedoch nur bedingt aussagefähig. Die verfügbaren Kohärenzbilder hingegen zeigen räumlich hochaufgelöst an, wie gut die Phasemessungen in den unterschiedlichen Bildbereichen erfolgten. Da aber die Empfindlichkeit des Systems bezüglich der Topographie von der differentiellen effektiven Basislinienlänge abhängt, können diese Werte nicht direkt miteinander verglichen werden. Nutzt man die von der differentiellen effektiven Basislinienlänge abhängige Gleichung 2.53 für eine Fehlerfortpflanzung, ist es möglich, für jeden Bildpunkt eine aus der Kohärenz ermittelte Phasenunsicherheit $\sigma_{\phi_{topo,43-21}}$, abhängig von der Basisliniengeometrie, in eine theoretische Höhengenaugigkeit $\sigma_{H_{P_i}^{lok}}$ umzurechnen. Aus dieser können Gewichte p_i für eine Mittelwertbildung festgelegt werden:

$$p_i = \frac{1}{\sigma_{H_{P_i}^{lok}}^2}. \quad (4.1)$$

Die für die Mittelwertbildung genutzten Gewichte werden unter Beachtung aller in dem jeweiligen Bereich vorhandenen Überflüge entsprechend normiert. Eine weitere zentrale Frage ist darüber hinaus, wie man bei dem Zusammenfügen der Teilmodelle mit den Szenenrändern und den dabei sehr wahrscheinlich auftretenden unerwünschten Schnittkanten verfährt. Knöpfle u. a. (1998) argumentieren, dass die Unsicherheit an Szenenrändern aufgrund von Filterung und Interpolation höher ist als im Inneren des Bildes. Aus diesem Grund und um Schnittkanten zu vermeiden, werden die Gewichte in Randbereichen noch einmal gesondert behandelt. Dazu wird der kürzeste Abstand eines jeden Bildpunktes zum Szenenrand berechnet. Ist der Abstand gleich Null, ist auch das Gewicht Null. Mit zunehmendem Abstand steigt das Gewicht dann quadratisch an, bis es bei einer Entfernung von 200 Pixeln ein Gewicht von eins erreicht (hundertprozentige Nutzung) und dieses auch bei größeren Entfernungen beibehält.

4.3.3 Daten und Ergebnisse

Für die Ableitung der Topographie wurden die 220 SAR-Bilder des Arbeitsgebietes nach aufsteigenden und absteigenden Spuren sortiert, die in einer nächsten Untergliederung infolge mehrerer Überflüge spurweise chronologisch geordnet wurden. Hierbei kann jede Spur über einen alphanumerischen Spur-ID oder eine Spurnummer identifiziert werden (nähere Erläuterungen sind im Anhang A.1 gegeben) und unterschiedlich viele *frames* enthalten.

Die Lage der genutzten aufsteigenden und absteigenden Satellitenspuren ist in den Abbildungen A.1 und A.2 dargestellt. Durchgehende Linien symbolisieren zwei, Strich-Punkt-Linien vier Überflüge. Hellgrau unterlegte Bereiche zeigen die Daten der jeweils anderen Überflugrichtung zur Orientierung an. Die Tabellen A.1 und A.2 ergänzen diese Abbildungen. Sie zeigen,

welche Spurkombinationen (einschließlich Datum und Orbit) für die Berechnung der einzelnen Höhenmodelle genutzt wurden. Deren Abfolge entspricht der Reihenfolge der Spurnummern und wurde von A bis Z benannt (die Kombinationen L, U und W wurden aufgrund ungünstiger Basislinienverhältnisse und folglich mangelnder Genauigkeit entfernt und fehlen deshalb in den Tabellen). Parameter, die die Ableitung der Oberflächenhöhen betreffen, sind in den Tabellen A.3 und A.4 aufgeführt. Nach der Aufschlüsselung der genutzten *frames* sind der Datentyp, die Kohärenz $\hat{\gamma}_{IFG}$ sowie die gesamte Basislinienlänge B_{total} und die effektive Basislinienlänge B_{\perp} der Eingangsdaten notiert. Darauf folgen im rechten Tabellenteil Informationen aus der Doppeldifferenzbildung – die differentielle effektive Basislinie ΔB_n , die Höhenempfindlichkeit eines Phasendurchlaufs $h_{2\pi}$, die Standardabweichung der Basislinienlänge für einen mittleren Phasenoffset $\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{\bar{\phi}_0}$, die Standardabweichung der Basislinienlänge nach der Basislinienverbesserung $\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{B_v}$, die Anzahl der für die Basislinienverbesserung genutzten ICESat-Einzelmessungen sowie der RMS bezüglich der für die Verbesserung genutzten ICESat-Spuren.

Das aus 23 Einzelhöhenmodellen zusammengefügte finale Höhenmodell der aufliegenden Bereiche des Arbeitsgebietes ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Die Oberflächenhöhen nahe der Aufsetzlinie bewegen sich um 60 m und steigen im Gebirge auf mehr als 3100 m an. Speziell im Bereich der Heimefrontfjella konnten jedoch zwischen Sivongfjella und Xufjella aufgrund von Problemen bei der Phasenabwicklung nicht alle Berge erfasst werden.

4.4 Vergleiche und Genauigkeitsbetrachtungen

Zur Bewertung der Genauigkeit des Höhenmodells wurden als Erstes die Differenzen sich überlappender Lösungen berechnet. Hierbei fiel auf, dass in der Mitte der Spur A031D eine merkwürdige Wellenstruktur auftrat, welche wiederkehrende Höhendifferenzen von ± 40 m erzeugt, die in keiner Weise mit der Oberflächentopographie korrelieren. Eine Darstellung dieses Phänomens ist in Abschnitt 2.1.7 in Abbildung 2.7 zu finden. Da die Spur A031D, anders als die meisten Spuren, aus der zweiten „Eisphase“ der ERS-Mission stammt (3-Tage-Wiederholorbit), wurden zwischen dem 06.03.1994 und dem 18.03.1994 SAR-Bilder aller drei Tage aufgezeichnet. Kombiniert man diese Aufnahmezeitpunkte miteinander, lässt sich feststellen, dass diese Probleme ausschließlich mit der SAR-Szene des 12.03.1994 zusammenhängen. Um die Aufnahmebedingungen besser nachvollziehen zu können, wurde der Verlauf des Luftdrucks und der Verlauf der Temperatur (beide aus dem NCEP/NCAR-Modell auf die Szenenmitte interpoliert) für den gesamten Monat März des Jahres 1994 extrahiert und in Abbildung A.3 dargestellt. Der Aufnahmezeitpunkt des 12.03.1994 liegt hierbei sehr dicht an einem Minimum der Luftdruckkurve, wobei überdurchschnittlich hohe Temperaturen von rund -18°C herrschten. Ergänzend zeigt Abbildung A.4 AVHRR-Bilder vom 09.–15.03.1994, welche darauf hindeuten, dass die Bewölkung ca. zwei Stunden vor der Aufnahme des 12.03.1994 deutlich stärker war als zu allen weiteren Aufnahmezeitpunkten. Wenngleich die Ursache dieser Wellenstruktur nicht abschließend geklärt werden kann, sprechen sowohl Luftdruck- und Temperaturkurve als auch die AVHRR-Bilder stark für troposphärische Laufzeitverzögerungen.

Schließt man diese Szene von allen weiteren Berechnungen aus und bildet $9 \text{ Pixel} \times 9 \text{ Pixel}$ große Zellen ($180 \text{ m} \times 180 \text{ m}$), in denen aus den Höhenwerten aller Teilmodelle die Standardabweichungen berechnet werden, ergibt sich das in Abbildung 4.5 dargestellte Bild.

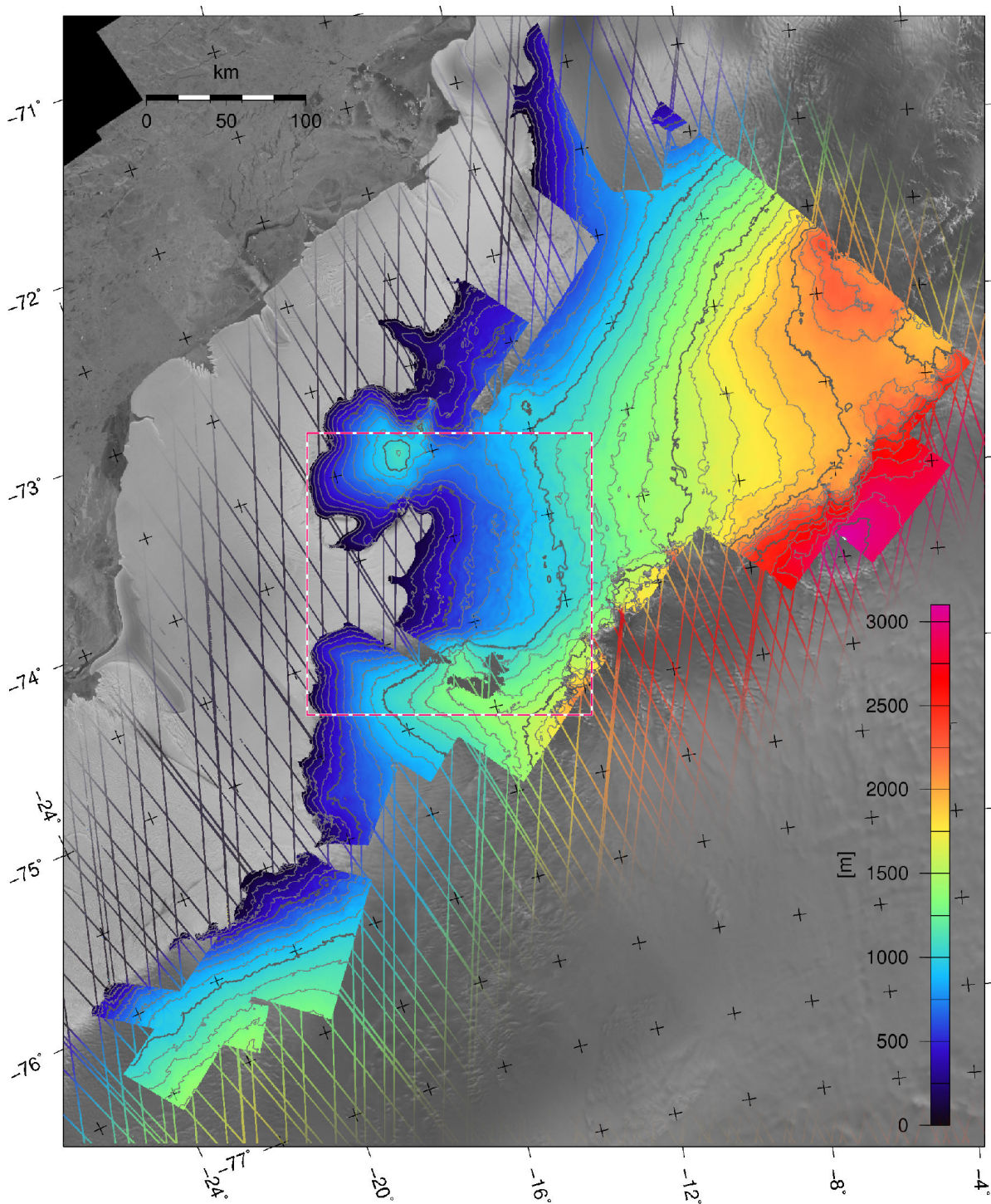


Abbildung 4.4: Darstellung des durch DInSAR ermittelten finalen Höhenmodells des Arbeitsgebietes, welches aus 23 Einzelmodellen zusammengesetzt wurde. Die räumliche Auflösung des Modells beträgt $60\text{ m} \times 60\text{ m}$ (jeweils $3\text{ Pixel} \times 3\text{ Pixel}$ der vollen Auflösung). Höhenwerte bewegen sich um 60 m bis 130 m nahe der Aufsetzlinie und steigen in den Bergen auf über 3100 m an. Dünne, hellgraue Höhenlinien zeigen 100-Meter-Intervalle an (dicke, dunkelgraue hingegen 500-Meter-Schritte). Verfügbare ICESat-Spuren sind dem Modell in identischer Farbkodierung überlagert, der rot-weiße gestrichelte Rahmen markiert den in Abbildung 4.6 hervorgehobenen Ausschnitt.

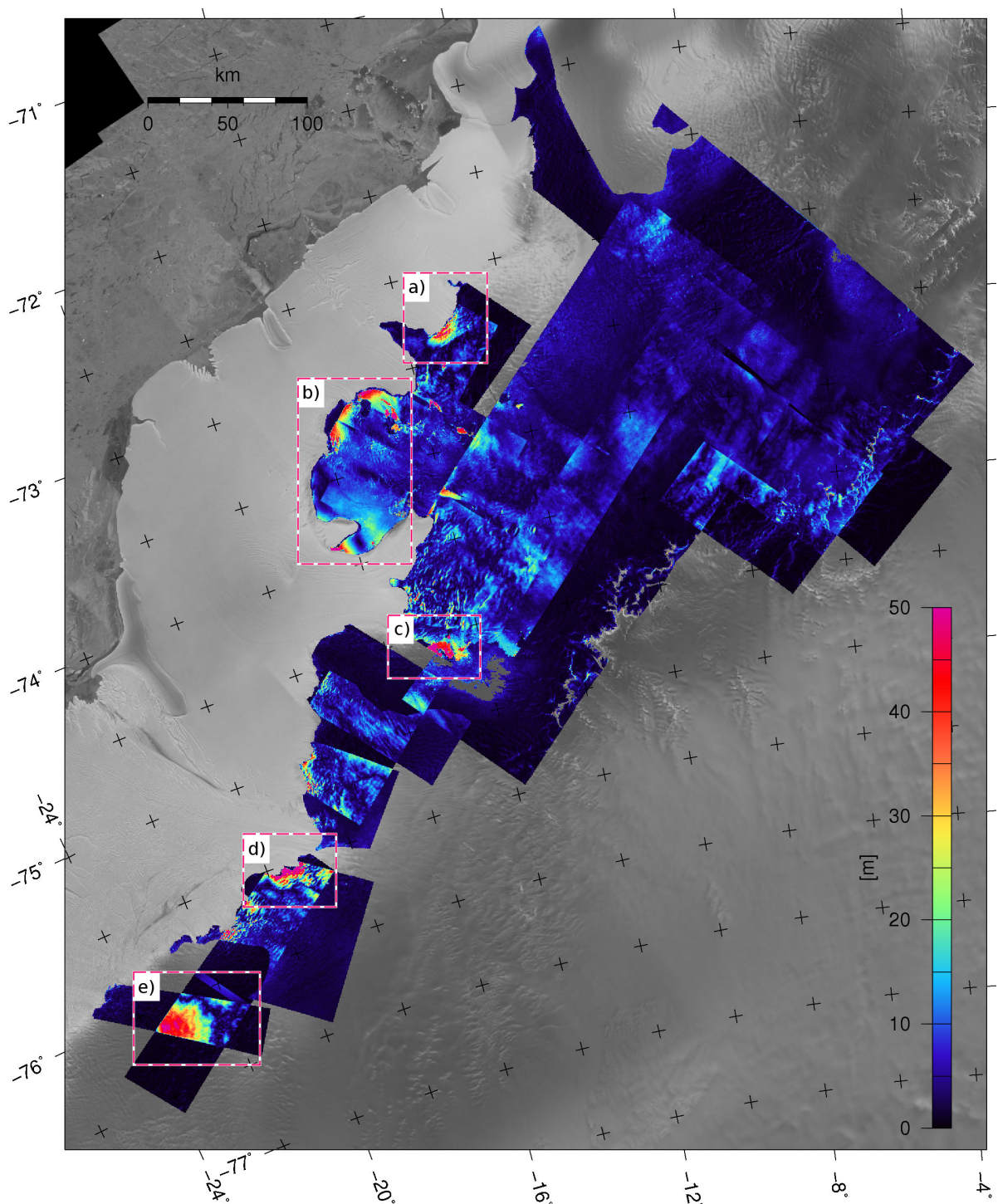


Abbildung 4.5: Darstellung der aus Überlappungen ermittelten Standardabweichungen der Oberflächenhöhen für $9 \text{ Pixel} \times 9 \text{ Pixel}$ ($180 \text{ m} \times 180 \text{ m}$) große Zellen. Dunkelblaue Regionen, die Werte $< 2 \text{ m}$ besitzen und keinerlei Überschneidung aufweisen, sind nicht repräsentativ, da deren Standardabweichungen ausschließlich aus den Variationen einer Doppeldifferenzmessung innerhalb der betrachteten Zelle stammen. In den meisten Bereichen liegen die Standardabweichungen zwischen 9.2 m und 16.8 m , in rot-weiß-gestrichelten Rahmen (a-e) hingegen steigen diese Werte auf bis zu 50 m an. Mögliche Ursachen sind im Text näher erläutert.

Nicht aussagekräftig sind hierbei die sehr dunklen Teilbereiche (< 2 m), in welchen auch keinerlei Überschneidungen erkennbar sind, da diese Abweichungen lediglich aus den Variationen einer Doppeldifferenzbildung innerhalb der betrachteten Zelle stammen. In den meisten Bereichen des Untersuchungsgebietes liegen die Standardabweichungen zwischen 9.2 m und 16.8 m, dennoch gibt es auffällige Regionen, die mit rot-weiß-gestrichelten Rahmen markiert wurden und deutlich höhere Abweichungen beinhalten. Auffallend ist, dass überall dort, wo höhere Fließgeschwindigkeiten vorherrschen und Doppeldifferenzen benachbarter Spuren (besonders absteigender Bahnen) genutzt wurden, die Topographiefehler ansteigen. Um den Einfluss der nicht vollständig entfernten Fließgeschwindigkeit abschätzen zu können, wurde mit dem bereits erwähnten seitlichen Versatz von 20 km zwischen den Master-Orbits und einer Fließgeschwindigkeit in Blickrichtung von 180 m/Jahr gerechnet. Obwohl der Unterschied der Blickwinkel nur 1.4° beträgt, bewirken diese Phasendifferenzen von fast 2.5 rad bei einer effektiven Basislinie von 81 m bereits 48 m Höhenfehler. Dieser Fehler steigt/sinkt bei kürzeren/längeren Basislinien ($B_\perp = 180$ m $\rightarrow dh = 20$ m bzw. $B_\perp = 40$ m $\rightarrow dh = 97$ m), weil ein 2π -Phasendurchlauf einer längeren Basislinie einen geringeren Höhenunterschied im Gelände repräsentiert. Aus diesem Grund sind insbesondere die absteigenden Spuren mit kurzer effektiver Basislinie, deren Blickrichtung in den meisten Regionen mit der Fließrichtung der Gletscher korrespondiert, von verbleibenden systematischen Fehlern betroffen. Ein Großteil der Fehleranteile in den Rahmen a) und d) der Abbildung 4.5 werden durch dieses Problem verursacht. Hinzu kommt, dass bei einigen Spurkombinationen sechs Monate zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Interferogramme liegen. Dies ist genau dann kritisch, wenn im Fließverhalten jahreszeitlich bedingte Schwankungen auftreten, wie beispielsweise von Nakamura u. a. (2007, 2010) für den Shirase-Gletscher gezeigt wurde.

Die Fehler im Rahmen b) der Abbildung 4.5 hingegen hängen wahrscheinlich mit einer fehlerhaften Basislinienverbesserung zusammen. Um keine schwimmenden Schelfeisbereiche in die Basislinienschätzung einzubeziehen, wurden die ICESat-Daten, wie bereits erklärt, entsprechend maskiert. In ungünstigen Fällen kann es dadurch aber zu einer ungleichmäßigen Verteilung der Passpunkte kommen, wodurch ein leichter Trend in der Basislinienverbesserung entstehen kann.

Der plötzliche Anstieg der Fehler westlich des Veststraumen (Rahmen d der Abbildung 4.5) ist auf die extrem schlechten Kohärenzwerte in diesem Bereich zurückzuführen. In dieser Region musste eine starke Phasenfilterung vorgenommen werden, welche sich negativ auf die Höhengenaugigkeit auswirkt, um überhaupt eine Phasenabwicklung durchführen zu können.

Die im Rahmen e) der Abbildung 4.5 ermittelten höheren Standardabweichungen können schwer erklärt werden. Sie könnten dem Muster zufolge durch troposphärischen Einflüsse, gleichermaßen aber auch durch verbleibende systematische Fehler (oder eine Kombination dieser) verursacht werden. Zur Klärung dieses Problems sind weitere SAR-Szenen dieses Bereiches nötig.

Abschließend soll die räumliche Auflösung des Höhenmodells am Beispiel der Veststraumen-Region im Vergleich zu anderen Höhenmodellen aufgezeigt werden. Hierzu wurden in Abbildung 4.6 das RAMP-Modell (a), das BAMBER-Modell (b), das in dieser Arbeit mittels InSAR abgeleitete Modell (c) sowie das ASTER-Modell (d) dargestellt. Ungeachtet der Tatsache, dass die Auflösung des RAMP-Modells bei 400 m \times 400 m liegt, sind keinerlei kleinskalige Höheninformationen in diesem erkennbar. Auch der generelle Verlauf der Höhenlinien ist etwas verzerrt. Im BAMBER-Modell sind bereits deutlich mehr Strukturen sichtbar, mittels InSAR verbessert sich die Erfassung dieser noch einmal merklich. Im ASTER-Modell sind viele Bereiche hervorragend erfasst. Gleichermäßen gibt es aber auch beachtliche Artefakte, die die praktische Nutzung dieses Modells enorm einschränken. Tabelle 4.2 zeigt die RMS-Werte

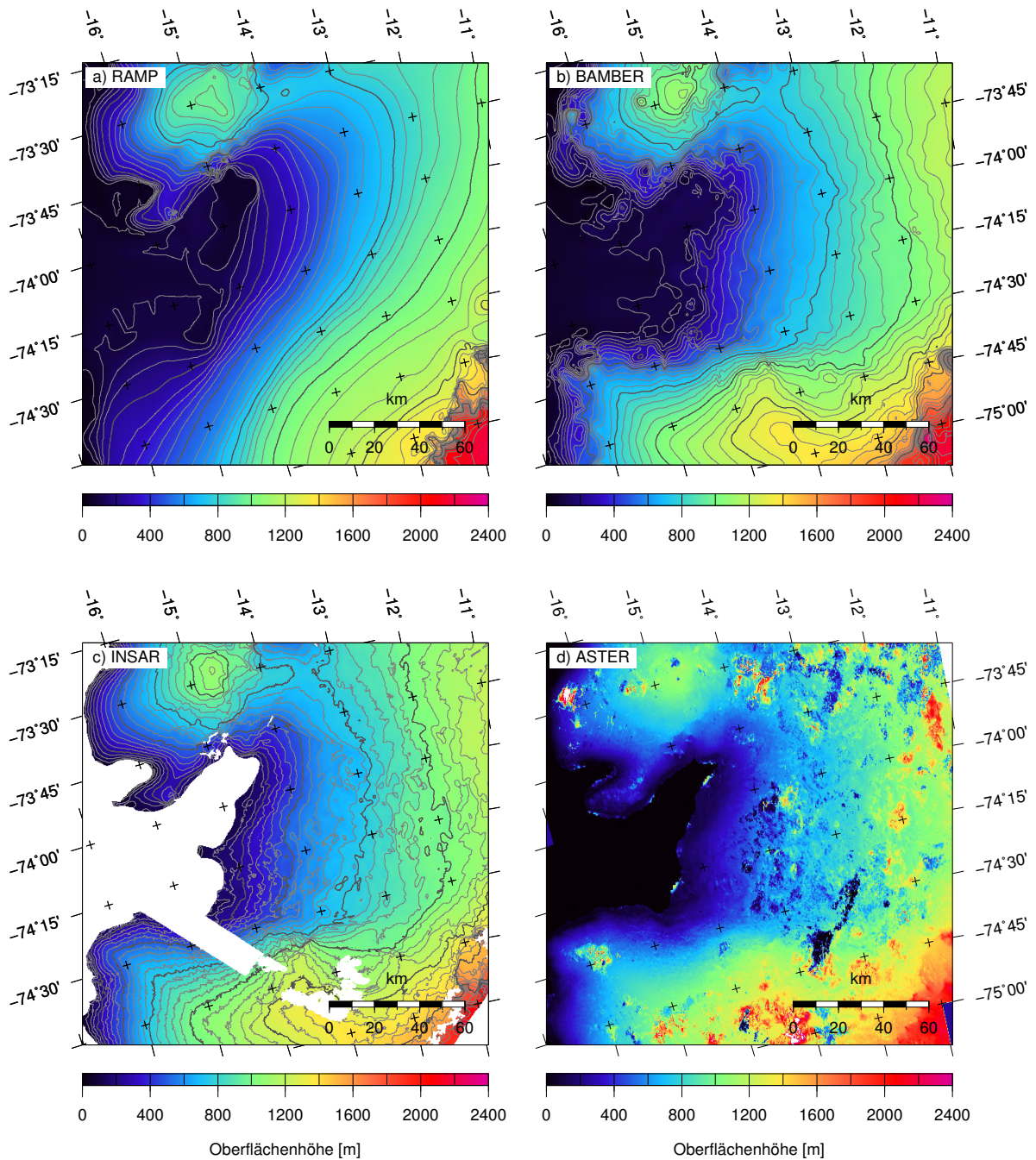


Abbildung 4.6: Vergleichende Darstellung der einzelnen Höhenmodelle bezüglich deren Erfassung feiner Strukturen. Hellgraue Höhenlinien zeigen 50-Meter-Intervalle an, dunkelgraue 250-Meter-Intervalle (außer in Teilabbildung d), die aufgrund der vielen Artefakte bei einer Darstellung der Höhenlinien nicht mehr lesbar wäre).

der einzelnen Höhenmodelle bezüglich der ICESat-Spuren von 2003–2008. Zur Berechnung des RMS wurden alle Modelle auf die räumliche Auflösung von $60\text{ m} \times 60\text{ m}$ interpoliert. Des Weiteren wurde das Gebiet für die Berechnung so beschnitten, dass aus allen Modellen Höhen-

informationen verfügbar sind, damit die RMS-Werte vergleichbar sind⁵. Das BAMBER-Modell schneidet hierbei am besten ab, was aber auch nicht verwunderlich ist, da dieses auf Basis von ICESat-Daten (und ERS-Altimetermessungen) generiert wurde. Das DREWS-Modell fällt bei dieser RMS-Rechnung hinter das InSAR-Modell dieser Arbeit zurück, wird aber als geringfügig genauer eingeschätzt, da es ebenfalls aus InSAR-Messungen abgeleitet wurde, dabei jedoch ausschließlich Doppeldifferenzen identischer Spuren genutzt wurden. Der in Drews u. a. (2009) publizierte RMS-Werte dieses gesamten Modells bezüglich ICESat-Messungen beträgt 10.1 m und ist somit gegenüber dem hier analysierten Bereich um 2.15 m genauer. Das ASTER-Modell schneidet aufgrund der extremen Artefakte mit einem RMS von über 200 m noch einmal deutlich schlechter ab als das RAMP-Modell.

Ein Vergleich des Höhenmodells mit der in Abschnitt 3.2.5 vorgestellten GPS-Trajektorie ergibt einen RMS von 8.83 m.

Tabelle 4.2: Vergleich der ICESat-Messungen mit verfügbaren Höhenmodellen des Arbeitsgebietes. Hierbei wurden alle Differenzen vor der RMS-Berechnung ausreißerbereinigt (3σ -Filter), um nicht repräsentative Sprünge, z. B. an Bergflanken, auszuschließen. Der prozentuale Anteil der eliminierten Ausreißer ist in der letzten Spalte angegeben.

Modell	Auflösung [m × m]	Mittelwert [m]	RMS [m]	Minimum [m]	Maximum [m]	3σ [%]
BAMBER	1000 × 1000	-0.53	6.95	-50.96	50.57	0.63
INSAR	60 × 60	0.35	10.35	-48.38	49.35	0.34
DREWS	50 × 50	0.65	12.25	-99.72	102.90	0.81
WESCHE	2500 × 2500	4.86	19.16	-93.70	105.81	2.51
REMY	1500 × 1500	10.66	45.62	-240.20	279.71	1.53
RAMP	200 × 200	67.94	126.93	-267.47	421.70	1.31
ASTER	30 × 30	-6.12	206.82	-873.94	818.38	2.54

⁵Das DREWS-Modell deckt die Bereiche westlich des Veststraumen nicht ab.

Kapitel 5

Ableitung horizontaler Geschwindigkeitsfelder

5.1 Überblick

Infolge der zur Küste hin abfallenden Oberflächenhöhen fließt das viskose Inlandeis der Antarktis in weiten Bereichen mehr oder weniger schnell vom Landesinneren zum Rand des Kontinentes. In küstennahen Regionen fließen (meist abhängig von der Subglazialtopographie) Eismassen unterschiedlicher Areale zusammen und bilden größere Eisströme und Gletscher, die entweder direkt oder durch ein Schelfeis in den Ozean abfließen. Die auftretenden Fließgeschwindigkeiten können hierbei stark variieren. Weniger dynamische Gebiete bewegen sich lediglich mit wenigen Metern bis einigen zehn Metern pro Jahr, während extrem schnelle Ausflussgletscher Beträge von über 3 km/Jahr (Lucchitta und Rosanova, 1997) erreichen können und folglich beachtliche Mengen Eis durch diese abfließen.

Um den Massenzutrag der Kryosphäre in den Ozean bestimmen oder auch Massenbilanzrechnungen durchführen zu können, sind neben weiteren Parametern vor allem räumlich hochaufgelöste, flächendeckende Fließgeschwindigkeitsinformationen (Betrag und Richtung) entscheidende Eingangsgrößen. Zur Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten aus Satellitenbildern kann auf unterschiedliche Weise vorgegangen werden, wobei jedes Verfahren entsprechende Vor- und Nachteile hat, die es durch sinnvolle Kombinationen dieser Methoden bestmöglich zu kompensieren gilt. Welche Methode letztendlich für eine spezielle Anwendung die Beste ist, hängt stark vom genutzten Sensor (Wellenlänge und Auflösung), von den glaziologischen Gegebenheiten im abgebildeten Gebiet (Struktur, Betrag der Verschiebung, Verfügbarkeit nicht bewegter Flächen usw.), der Zeitspanne zwischen den Überflügen sowie weiteren Faktoren ab.

Im folgenden Kapitel werden drei unterschiedliche Ansätze zur Ableitung von Oberflächengeschwindigkeiten aus Satellitenbildern vorgestellt:

1. *Speckle-tracking* im RADAR-Satellitenbildsystem (Kapitel 5.2.2)
2. *Feature-tracking* geokodierter RADAR-Daten unterschiedlicher Spuren (Kapitel 5.2.3)
3. Nutzung der interferometrischen Phase zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten durch Kombination von Interferogrammen auf- und absteigender Bahnbögen (Kapitel 5.3)

Mit diesen Methoden ermittelte Ergebnisse werden parallel dazu dargelegt und diskutiert.

5.2 Merkmalsverfolgung zur Ableitung von Horizontalgeschwindigkeiten

Ein häufig genutzter Ansatz zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten ist die Bestimmung des Lageversatzes charakteristischer Merkmale (z. B. Gletscherspalten) aus zwei oder mehr Satellitenbildern gleicher Bodenabdeckung, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden. Bereits 1991 wurden Geschwindigkeiten anhand von Lageverschiebungen aus Satellitenbildern ermittelt (Bindschadler und Scambos, 1991). Diese auf den Grauwerten des Bildes und den darin enthaltenen Texturinformationen basierenden Zuordnungsverfahren¹ werden auch als *feature-tracking* bezeichnet, wobei die jeweils genutzten mathematischen Modelle zur Bestimmung der Verschiebung oder gar Deformation und die dabei geschätzten Parameter (z. B. Translation, Rotation, Skalierung, Scherung, aber auch radiometrische Anpassungen) variieren können. Aus dem Lageversatz und der Zeitdifferenz werden die horizontale Fließgeschwindigkeit und die Fließrichtung für die betrachtete Epoche berechnet.

Wenngleich die folgende Aufzählung so trivial wie logisch erscheinen mag, sollen die zugrundeliegenden Annahmen noch einmal betont werden, da diese, sofern sie nicht erfüllt sind, zu keinen – oder schlimmer – zu fehlerhaften Lösungen führen:

- Es existieren eindeutige charakteristische Merkmale, die verfolgt werden können.
- Genutzte Merkmale bleiben im Untersuchungszeitraum sowohl geometrisch als auch radiometrisch annähernd unverändert oder können von dem verwendeten mathematischen Modell erfasst werden.
- Der Verschiebungsbetrag ist höher als die räumliche Auflösung des Satellitenbildes.
- Verfolgte Merkmale repräsentieren den Eisfluss im betrachteten Bildsegment und sind nicht stationärer Natur.

Die Existenz von repräsentativen Merkmalen ist der limitierende Faktor beim *feature-tracking*. Abgesehen von verhältnismäßig schnell fließenden Gletschern, die folglich stark strukturiert sind und somit gut untersucht werden können, weisen die meisten Flächen der Antarktis kaum eine oder nur eine sehr langwellige und somit für die Merkmalsverfolgung ungeeignete Textur auf. Ein besonders kritischer, aber ebenso interessanter Abschnitt ist die Übergangzone vom aufliegenden zum schwimmenden Eis (Eisschild → Schelfeis), in der sich kleinskalige Strukturen abbilden, die aber stationär sein können und trotz guter Bildzuordnung als fehlerhafte Messungen eingestuft werden müssen. Haben Gletscher diese Passage überwunden, verbleibt die Struktur im weiteren Eisfluss innerhalb des Schelfeises oder in Form einer Gletscherzunge in den meisten Fällen so unverändert, dass Merkmale bis zu Zeitspannen von mehreren Jahrzehnten wieder erkannt und verfolgt werden können. Diese Tatsache kann genutzt werden, um präzise Mittelwerte über längere Zeiträume abzuleiten.

Ein *feature-tracking* funktioniert sowohl mit Aufnahmen optischer Sensoren als auch in RADAR-Bildern. Im Gegensatz zu optischen Bildern enthalten RADAR-Bilder aufgrund des Eindringens der Mikrowellen in die Oberfläche ein hochfrequentes Rauschen, welches als *speckle*-Muster bezeichnet wird. Sind zwei RADAR-Satellitenbilder kohärent, fallen die *speckle*-Muster dieser

¹Methoden, die mittels Filterung Vektorinformationen extrahieren und diese zur bestmöglichen Deckung bringen, sollen hier nicht betrachtet werden.

Szenen sehr ähnlich, wenn auch nicht identisch aus und können durch Analyse kleiner Flächensegmente ebenfalls zur Verschiebungsbestimmung genutzt werden. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, quasi vollständig texturlose Areale (wie es für weite Schelfeisbereiche oft der Fall ist) problemlos zu untersuchen. Die Voraussetzung entsprechend hoher Kohärenz schränkt die Möglichkeiten dieses Verfahrens jedoch etwas ein, da diese von Umwelteinflüssen (Akkumulation, Schmelzen, Verwehung usw.) und von der Wellenlänge des Sensors abhängt und nur über begrenzte Zeiträume erhalten bleibt. Im Arbeitsgebiet weisen C-Band-Interferogramme (ERS) bei Zeitspannen bis zu sechs Tagen akzeptable Kohärenzwerte auf. L-Band-Interferogramme (ALOS) hingegen sind deutlich robuster und eignen sich auch mit einer Zeitdifferenz von 46 Tagen² noch für ein *speckle-tracking*. Eine einfache, aber in dieser Arbeit nicht benötigte Erweiterung zur Lösung dieser zeitlichen Limitationen ist die Verfolgung von Kohärenzstrukturen (*coherence-tracking*) zweier Bildpaare, die zeitlich deutlich weiter auseinander liegen können, sofern die Zeitdifferenz zwischen den Überflügen eines Bildpaares entsprechend kurz bleibt. Ein zusammenfassender Überblick zu unterschiedlichen *tracking*-Methoden wird in Strozzi u. a. (2002) gegeben.

Ein weiteres, wichtiges Kriterium für die Ableitung von Verschiebungen aus RADAR-Bildern ist die Stabilität von deren Bildgeometrie. Wie in Abschnitt 2.1.4 gezeigt wurde, ist infolge der Laufzeitmessung die Bildgeometrie eines RADAR abhängig von der Oberflächentopographie. Obwohl die Auflösung der Bildelemente einer Bildzeile in Schrägrichtung (*slant-range*, vergleiche Abbildung 2.2) konstant ist, variiert die Größe eines Pixels am Boden mit dem von *near-range* nach *far-range* flacher werdenden Blickwinkel des Sensors systematisch. Exakt betrachtet bewirkt auch eine Änderung der Geländeneigung ein andere Auflösung, wenngleich dieser Effekt minimal ist. Da die analysierten Bildsegmente verhältnismäßig klein sind, kann dieser Anteil vernachlässigt werden. Um aber die zuvor erwähnten systematischen Einflüsse ausschließen oder korrigieren zu können, stellt sich vor allem die Frage, ob eine Merkmalsverfolgung im RADAR-Satellitenbildsystem oder erst nach einer Geokodierung durchgeführt werden sollte. In Nakamura u. a. (2007, 2010) wurde beispielsweise ein *feature-tracking* in geokodierten JERS-1- bzw. ALOS-Bildern durchgeführt, während Short und Gray (2005) und Gray und Short (2001) das *speckle-tracking* im Bildsystem durchführen. Die Wahl des genutzten Systems hängt von mehreren Faktoren ab. Handelt es sich um Überflüge identischer Spuren, wie es in der Regel der Fall sein sollte, ist es ratsam, ein *feature-* oder *speckle-tracking* direkt im Satellitenbildsystem durchzuführen. Ist die Verfügbarkeit der Daten jedoch eingeschränkt und besteht ein größeres Interesse, auch benachbarte Spuren für ein gemeinsames *feature-tracking* zu verwenden, ist eine Geokodierung die einzige Möglichkeit. Diese Technik ergibt insbesondere in flacheren Bereichen Sinn, wie dies auf Schelfeis oder Eiszungen der Fall ist, da Geokodierungsfehler sonst als Fließgeschwindigkeitssignal interpretiert werden.

5.2.1 Genutzte ERS- und ALOS-Daten

Bevor sich die anschließenden Darlegungen in eine auf *speckle-tracking* beruhende Merkmalsverfolgung im Bildsystem und in ein *feature-tracking* mit georeferenzierten Daten untergliedern, werden als Nächstes die verarbeiteten ERS- und ALOS-Daten vorgestellt. Abbildung 5.1 zeigt zwei absteigende ERS-Bildstreifen (D078G und D436G), die sich aus mindestens sechs abfolgenden *frames* zusammensetzen, weite Bereiche des Schelfeises abdecken und nach hinreichend langer Zeit mindestens zweimal überflogen wurden.

²Die längste verfügbare Zeitbasis der ALOS-Daten im Arbeitsgebiet beträgt 46 Tage, weswegen keine Angaben zu noch längeren Zeitspannen gemacht werden können.

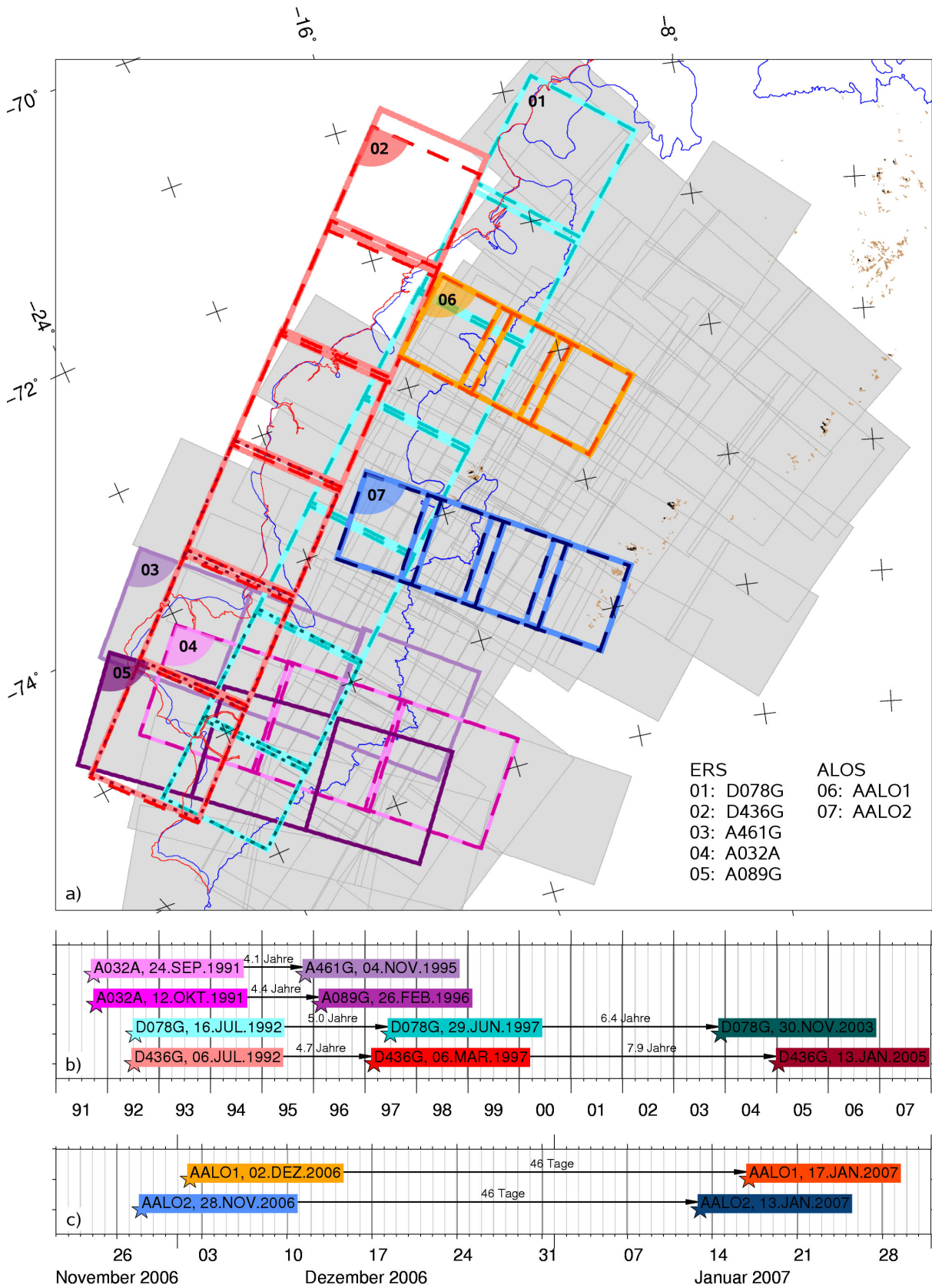


Abbildung 5.1: Räumliche (a) und zeitliche (b,c) Darstellung der für *speckle-* und *feature-tracking* verwendeten Szenen des Arbeitsgebietes. Durchgehende Linien zeigen einen Überflug, gestrichelte Linien zeigen zwei und gepunktete Linien drei Überflüge an.

Im Bereich der Stancomb-Wills-Eiszunge und des Brunt-Schelfeises existiert zudem jeweils ein dritter Überflug. Die drei aufsteigenden ERS-Spuren (im linken unteren Bildteil) kreuzen die absteigenden fast vollständig, wodurch eine gute Überlagerung gegeben ist. Alle weiteren SAR-Szenen des Untersuchungsgebietes wurden zur Orientierung hellgrau unterlegt. Die zeitliche Abfolge der ERS-Aufnahmen ist in Teilabbildung b) dargestellt. Der abgedeckte Zeitraum von über 13 Jahren (September 1991 bis Januar 2005) ist dabei verhältnismäßig lang.

Die beiden aufsteigenden Spuren, deren *frames* etwas kleiner sind, zeigen die Lage der ALOS-SAR-Daten an, welche 2006 und 2007 aufgenommen wurden (Teilabbildung c). Anders als die ERS-Daten, welche als prozessierte SLCIs von der ESA bezogen wurden, basieren die ALOS-Bilder auf Rohdaten, die durch das NIPR (*National Institute of Polar Research*) zur Verfügung gestellt und mittels des MSP (GAMMA-Software) zu durchgehenden Bildstreifen prozessiert wurden. Alle ALOS-Bilder wurden dabei im Standardmodus unter einem Blickwinkel von 34.3° aufgenommen und decken einen Bereich von $65 \text{ km} \times 72 \text{ km}$ (*range* \times *azimuth*) ab. Die Bodenauflösung dieser Streifen in Flugrichtung beträgt 3.3 m und ist damit zweieinhalb mal höher als senkrecht zur Flugrichtung, wo diese 8.3 m misst.

5.2.2 *Speckle-tracking* im RADAR-Satellitenbildsystem

Werden ausschließlich kohärente Bilder identischer Satellitenspuren analysiert, ist es sinnvoll, die Merkmalsverfolgung direkt im Satellitenbildsystem durchzuführen. Ein Grund hierfür ist, dass während der Geokodierung ungleichabständige Punkte auf ein gleichmäßiges Raster interpoliert werden müssen, wodurch sich insbesondere die Qualität des hochfrequenten *speckle*-Musters – die Messgrundlage – verringert. Befindet sich der Sensor während der Wiederholaufnahme in der gleichen Satellitenspur, liegen die Aufnahmepositionen beider Überflüge verhältnismäßig dicht beieinander (ALOS weniger als 2 km, bei ERS-1/2 sogar innerhalb mehrerer hundert Meter), wodurch topographiebedingte Verzerrungen in beiden Aufnahmen ähnlich genug ausfallen, um vernachlässigt werden zu können.

Zwischen zwei im Satellitenbildsystem vorliegenden SAR-Bildern besteht jedoch keinerlei Bezug, da die Aufnahmen weder exakt an der gleichen Position im Orbit beginnen noch identische Bildgrößen haben. Um die Relation zwischen diesen herstellen zu können und gleichzeitig den systematischen, blickwinkelabhängigen Anteil zu korrigieren, werden die Bildkoordinaten des Anfangs- und Endpunktes eines verfolgten Bildsegmentes mit den jeweils zugehörigen Orbitparametern des entsprechenden Überfluges geokodiert. Aus den georeferenzierten Koordinaten werden anschließend Fließgeschwindigkeit und -richtung ermittelt. Werden die Koordinaten nicht mit den unterschiedlichen Orbitinformationen geokodiert, verbleiben Gradienten in *range*- und *azimuth*-Richtung, die das gesuchte Signal überlagern.

Zur Untersuchung des Plogbreen und des Veststraumen wurde für das *speckle-tracking* eine Kreuzkorrelation genutzt, bei der die Beträge der Subpixelverschiebung durch zehnfache Überabtastung (Interpolation) ermittelt wurden. Die Kreuzkorrelation wurde gewählt, weil diese deutlich robuster ist als das LSM. Infolge des enthaltenen *speckles* ist das Rauschniveau des Bildes entsprechend hoch, wodurch es bei den im LSM nötigen Iterationen zu Oszillationen kommen kann.

Die Boxgröße wurde hierbei mit $121 \text{ Pixel} \times 303 \text{ Pixel}$ ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) verhältnismäßig groß gewählt, bildet aber einen Kompromiss zwischen Auflösung und Konsistenz der Ergebnisse. Wird die Boxgröße weiter verringert, ist es möglich, die Fließstrukturen noch feiner zu erfassen. Allerdings werden dadurch nicht nur die Ergebnisse verrauschter, es entstehen darüber hinaus Artefakte, die schwer als solche zu klassifizieren sind, insbesondere weil sich in den Untersuchun-

gen zeigte, dass der Betrag der Korrelationskoeffizienten als einziges Filterkriterium (Joughin, 2002) nicht ausreichend ist. Um jedoch den Ergebnissen vertrauen zu können, wurde die Boxgröße entsprechend hoch gewählt, wodurch für die Kreuzkorrelation mehr Informationen verfügbar sind, gleichzeitig aber durch die Mittelbildung die Auflösung entsprechend reduziert wird. Eine zusätzliche Median-Filterung der Ergebnisse in einer vier-mal-vier-Nachbarschaft verschlechtert diese noch etwas. In Abbildung 5.2 sind die beiden horizontalen Geschwindigkeitsfelder für den Bereich des Plogbreen und des Veststraumen dargestellt. Ausmaskierte Regionen haben aufgrund schlechter Kohärenz keine sinnvollen Ergebnisse geliefert. Die höchsten ermittelten Fließgeschwindigkeiten erreichen beim Zusammenfluss des Veststraumen und des Veststraumen-Gletschers um 260 m/Jahr, am Plogbreen liegen die höchsten Werte im vorderen Bereich des Schelfeises bei ungefähr 230 m/Jahr. Im Bereich starker Gradienten, wie sie beispielsweise an dem *rumple* oder beim Übergang von Schelfeis zum Høgisen auftreten, werden die Übergänge durch die Boxgröße sichtbar „weicher“.

Die *tracking*-Genauigkeit wird trotz zehnfacher Überabtastung auf 0.2 Pixel geschätzt. Wird diese auf die Fließgeschwindigkeit übertragen, ergibt sich ein Wert von ± 14.17 m. Diese innere Genauigkeit des *tracking* ist aufgrund der Geokodierung aber nicht die einzige Unsicherheit. Dies ist besonders bei kurzen Zeitspannen prekär (wie es hier mit 46 Tagen der Fall ist). Entsteht bei der Geokodierung durch eine Lageungenauigkeit zwischen den SAR-Bildern beispielsweise eine Verschiebung in Fließrichtung, die 10 m beträgt, so kann dies den Betrag der Fließgeschwindigkeit um massive 79 m/Jahr verändern. Am Plogbreen wäre die Eliminierung eines solchen Offsets durch Kalibrierung an nicht bewegten Felsobjekten kein Problem. Am Veststraumen existieren solche Punkte jedoch nicht, weswegen nach einer anderen Lösung gesucht wurde.

Für beide Bereiche wurden dazu LANDSAT-Szenen von 1987 bis 2010 untersucht. Da die Textur in den aufliegenden Bereichen extrem schlecht ist, wurden wenige markante, als repräsentativ und vertrauenswürdig eingestufte Gletscherspalten selektiert. Abbildung 5.3 zeigt in den Rahmen A bis D beispielhaft, wie solche Oberflächenbereiche aussehen können. Pink eingefärbte Flächen symbolisieren nicht bewegten Fels, der im Bereich des Plogbreen zusätzlich genutzt wurde, um minimale Restverschiebungen zu korrigieren. Die Ausschnitte A bis D wurden des Weiteren in mehrere kleine Patches zerlegt, die unabhängig voneinander analysiert wurden. Grund hierfür war, dass auch der Einfluss texturabhängiger Variationen mit abgeschätzt werden sollte (wenngleich dieser gering ist).

Tabelle 5.1 zeigt wieder für den Plogbreen die für die Rahmen A bis D bestimmten Fließgeschwindigkeiten und deren Standardabweichungen. Alle vier Bereiche (sowie weitere, nicht dargestellte Ausschnitte im vorderen Bereich des Schelfeises) zeigen einen leichten, aber nicht signifikanten Geschwindigkeitsanstieg – die Fließgeschwindigkeiten des Veststraumen bleiben ebenfalls über alle Jahre stabil.

Werden die ALOS-Geschwindigkeitsfelder mit diesen Punkten kalibriert, kommt deren Unsicherheit zu der des *tracking* hinzu. Geht man bei den LANDSAT-Daten von einem durchschnittlichen Fehler von ± 8 m/Jahr aus, ergibt sich für die ALOS-Geschwindigkeiten eine Unsicherheit von zirka ± 17 m/Jahr.

5.2.3 *Feature-tracking* geokodierter RADAR-Daten unterschiedlicher Spuren

Alternativ zum *speckle-tracking* im ALOS-Bildsystem wurden ERS-Daten für ein *feature-tracking* genutzt. Weil die Datenlage am Brunt-Schelfeis und an der Stancomb-Wills-Eiszunge nicht zu üppig ausfällt, bestand großes Interesse, auch benachbarte Spuren miteinander zu kombinieren.

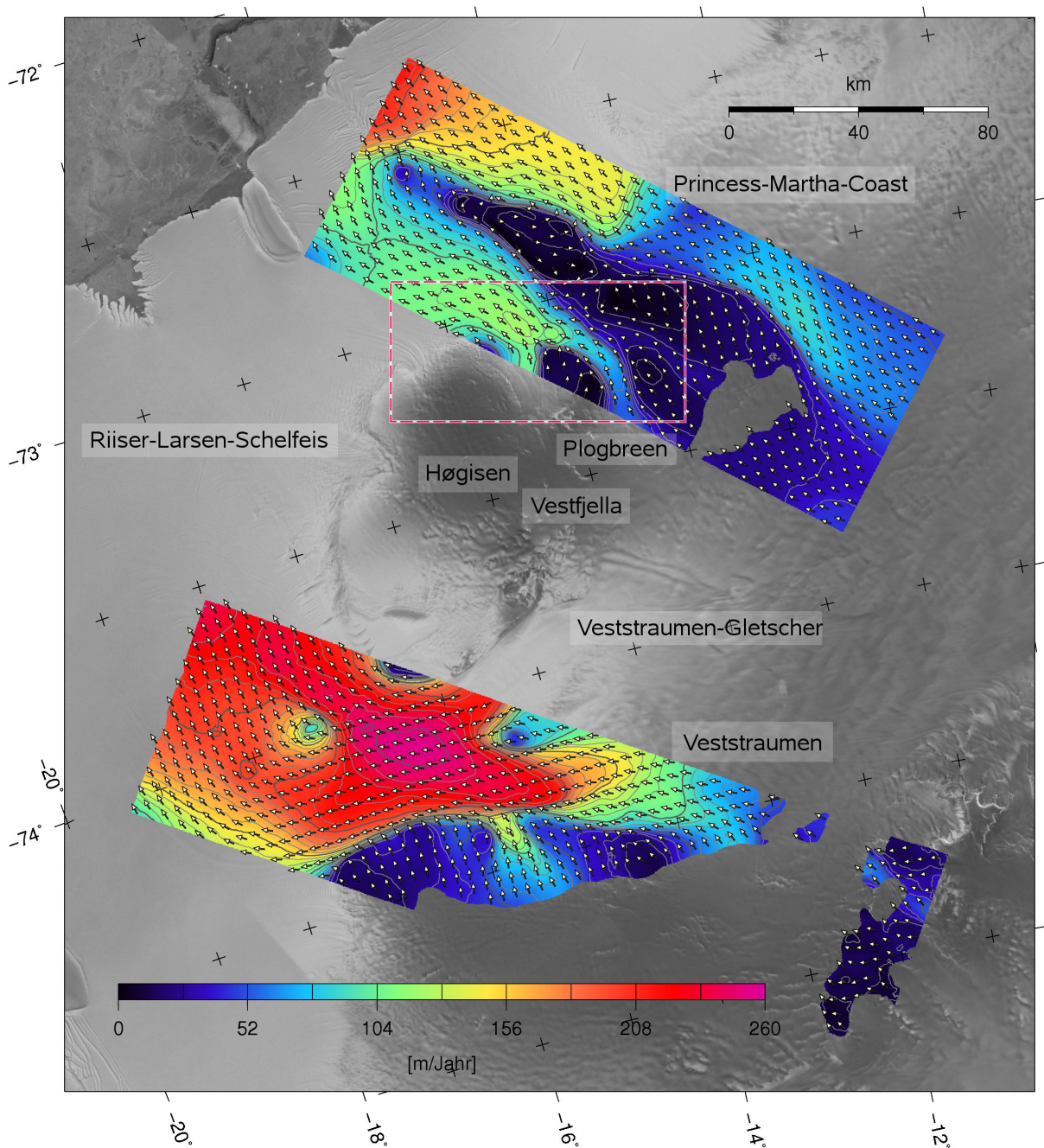


Abbildung 5.2: Mittels *speckle-tracking* in ALOS-Daten abgeleitete horizontale Fließgeschwindigkeiten aufliegender und schwimmender Eisbereiche des Plogbreen und des Veststraumen. Die ermittelten Fließgeschwindigkeiten erreichen beim Zusammenfluss des Veststraumen und Veststraumen-Gletschers die höchsten Werte von rund 260 m/Jahr. Am Plogbreen fallen diese im vorderen Bereich des Schelfeises mit ungefähr 230 m/Jahr etwas geringer aus. Der rot-weiße Rahmen markiert den in Abbildung 5.3 hervorgehobenen Bereich.

Deswegen wurden in einem ersten Schritt die Amplitudenbilder aller Spuren mit einer Auflösung von $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ geokodiert. Dies entspricht bei ERS der vollen *range*-Auflösung und einem *multilooking* der *azimuth*-Richtung mit dem Faktor fünf. Diese Mittelung unterdrückt den in diesem Fall nicht erwünschten *speckle*-Effekt etwas. Abbildung A.6 zeigt das Ergebnis dieser

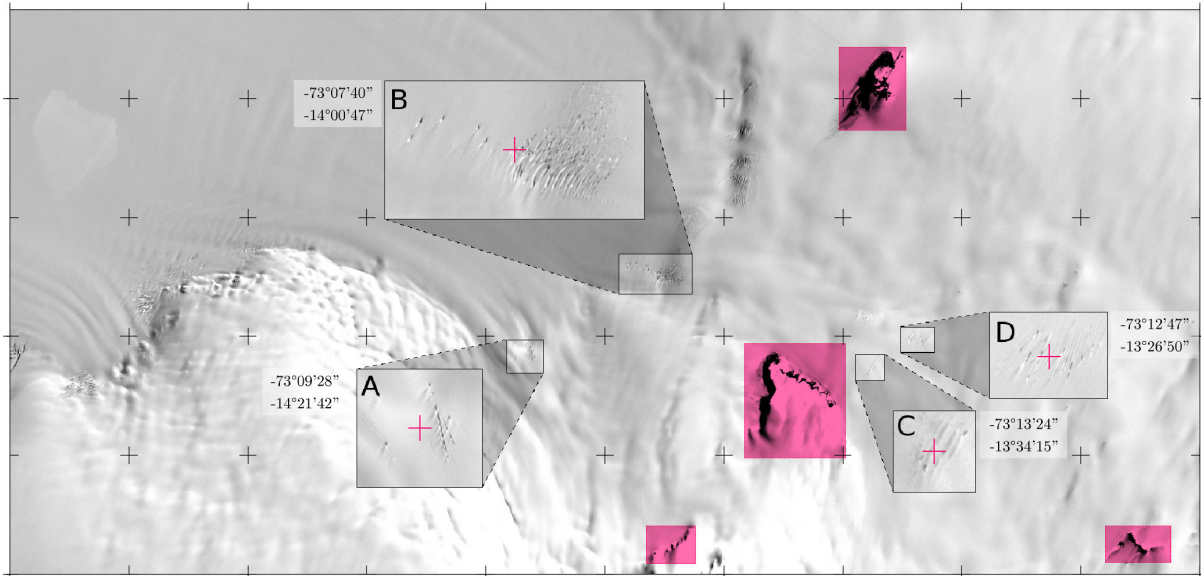


Abbildung 5.3: Vergrößerte Darstellung von vier im Bereich des Plogbreen genutzten, als vertrauenswürdig eingestuften Gletscherspalten, für die Fließgeschwindigkeiten mittels *feature-tracking* bestimmt wurden. Pink hervorgehobene Flächen deuten unbewegte Felsbereiche an, die zusätzlich zur Korrektur minimaler Restfehler genutzt wurden.

Tabelle 5.1: Übersicht über die in Abbildung 5.3 dargestellten, aus LANDSAT-Daten ermittelten Fließgeschwindigkeiten für die Lokationen A bis D. Alle vier Bereiche zeigen einen leichten, jedoch nicht signifikanten Anstieg der Fließgeschwindigkeit an.

Zeitpunkt [TT.MM.JJJJ]	Zeitdifferenz [Tage (Jahre)]	Fließgeschwindigkeit und Standardabweichung für Lokation			
		A [m/Jahr]	B [m/Jahr]	C [m/Jahr]	D [m/Jahr]
13.11.1987	736 (2.02)	103 ± 8	111 ± 9	72 ± 5	41 ± 6
18.11.1989					
08.01.2000	720 (1.97)	104 ± 4	115 ± 6	76 ± 10	46 ± 7
28.12.2001					
30.01.2008	768 (2.10)	114 ± 5	113 ± 6	76 ± 10	49 ± 9
08.03.2010					

Geokodierung in einem Vergleich der Frontlagen für den Zeitpunkt 1991 (a) und 2005 (b). In beiden Teilabbildungen sind die Verläufe der Frontlage sowie auffällige Strukturen markiert (1991 in Rot, 2005 in Violett), wodurch diese verglichen werden können und Lageverschiebungen von 12 km bis 18 km ersichtlich werden. Die rechts der Stancomb-Wills-Eiszunge gelegene, Y-förmige, stationäre Eiserhebung (*Lyddan-Ice-Rise*) wurde genutzt, um die Qualität der Geokodierung zu prüfen, welche eine Unsicherheit von < 100 m hat.

Für das *feature-tracking* wurden die Daten in zwei Epochen (1991–1997 und 1997–2005) unterteilt, um mögliche Geschwindigkeitsveränderungen aufdecken zu können. Während des LSM wurden für jedes Patch zwei Translationen sowie eine Rotation geschätzt. Die Patchgröße für

das LSM betrug dabei $480\text{ m} \times 480\text{ m}$. Abbildung 5.4 zeigt die ermittelten Fließgeschwindigkeiten (a,c) und deren aus dem *tracking* erhaltenen und auf die Fließgeschwindigkeit fortgepflanzten Ungenauigkeiten (b,d). In den aufliegenden Bereichen liegt der Betrag der Fließgeschwindigkeiten nahe Null. Dies ist jedoch, wie sich durch die interferometrische Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten noch zeigen wird, nicht für alle Regionen zutreffend. Grund hierfür ist eine kleinskalige, stationäre Textur, die beim *tracking* gute, jedoch nicht repräsentative Ergebnisse liefert. In einer späteren Kombination der Fließgeschwindigkeiten aller Methoden werden diese Bereiche verworfen. Die ungleiche Abdeckung des Gebietes zwischen den Epochen ist durch den unterschiedlichen Verlauf der absteigenden und aufsteigenden Spuren bedingt. Die Differenz der Geschwindigkeitsfelder (e) und deren Genauigkeit (f) zeigt sowohl für das Brunt-Schelfeis als auch für die Stancomb-Wills-Eiszunge eine Verlangsamung der Fließgeschwindigkeiten zwischen 60 m/Jahr und 90 m/Jahr . Auffallend ist ein kleiner Bereich bei ungefähr -24° Länge und -75° Breite, dessen Geschwindigkeiten nahezu konstant geblieben sind. Dieser entspricht genau der Lage des Risses zwischen Schelfeis und Eiszunge³, welcher in Abbildung A.7 noch einmal vergrößert dargestellt wurde. Um die Veränderungen der Rissgröße bestimmen zu können, wurden alle Überflüge auf das Segment D (2005) referenziert. Die zugehörigen ermittelten Abstände sind in Tabelle A.5 aufgeschlüsselt.

Die Azimute der Fließrichtungen, welche bereits durch die Vektoren angedeutet werden, sind noch einmal separat in Abbildung A.8 dargestellt. Bei der Differenzbildung der Fließrichtungszimute zeigt sich, dass die Front der Stancomb-Wills-Eiszunge in der zweiten Epoche, verglichen mit der ersten, um 3° bis 5° mehr nach Osten fließt, während die Fließrichtung des Brunt-Schelfeises annähernd unverändert bleibt. Der zuvor besprochene Riss scheint dabei, nach den Azimuten der Fließrichtungen geurteilt, mehr zum System der Stancomb-Wills-Eiszunge zu gehören als zum Brunt-Schelfeis, da dessen Fließrichtungen auch nach Osten wandern.

Die beim LSM ebenfalls ermittelten Rotationen wurden, um die Epochen untereinander vergleichen zu können, in Rotationsgeschwindigkeiten umgerechnet (Abbildung A.9). In den Darstellungen beider Epochen (a,c) sieht man deutlich, dass die Drehungen, die innerhalb der Stancomb-Wills-Eiszunge ablaufen, nach Osten gerichtet sind, während der Drehsinn im Brunt-Schelfeis gegensätzlich ist. Die Beträge der Rotationsgeschwindigkeiten liegen zwischen $0.3^\circ/\text{Jahr}$ und $0.5^\circ/\text{Jahr}$. Die Differenzbildung deckt kleinskalige Variationen infolge der zerklüfteten Oberflächenstruktur auf, jedoch keine nennenswerten Trends.

Die in Abbildung 5.4 (auch in Abbildung A.8 und A.9) eingetragenen Profilpunkte P1–P17 verlaufen genau im Überlappungsbereich der aufsteigenden Spuren A461G, A032G und A089G und kreuzen die absteigenden Spuren D078G und D436G, womit die maximale Spurbdeckung für einen Vergleich erreicht wird. Dieser Verlauf koinzidiert nicht exakt mit der Fließrichtung, kommt dieser aber sehr nahe. Die Länge des Profils beträgt rund 130 km . Die Fließgeschwindigkeiten und deren aus der Fehlerfortpflanzung ermittelten Unsicherheiten wurden für alle Spuren farb kodiert eingetragen. Alle Messungen der ersten Epoche bilden ein relativ schmales Band, welches über den Messungen der zweiten Epoche liegt. Die Differenz zwischen den Bändern nimmt in Richtung Front von ca. 60 m/Jahr (an P1) auf ca. 35 m/Jahr (an P17) ab.

Das Fließverhalten des Brunt-Schelfeises wurde bereits in Limbert (1964), Simmons und Rouse (1984), Simmons (1986), Rignot und Jacobs (2002) sowie Wuite und Jezek (2009) untersucht und zeigte nach Beschleunigungen zwischen 1968 und 1982 (Simmons und Rouse, 1984) zwischen 2000 und 2006 Geschwindigkeitsabnahmen von rund 35 m/Jahr (Humbert u. a., 2009). Obwohl die in Wuite und Jezek (2009) veröffentlichten Fließgeschwindigkeiten auch den Bereich der Stancomb-Wills-Eiszunge abdecken, wurde eine derartige Veränderung nicht ermittelt.

³Die in dieser Abbildung eingetragene Frontlage wurde aus neueren MODIS-Daten kartiert, weswegen deren Lage für 2005, nicht aber für 1991/1997 repräsentativ ist.

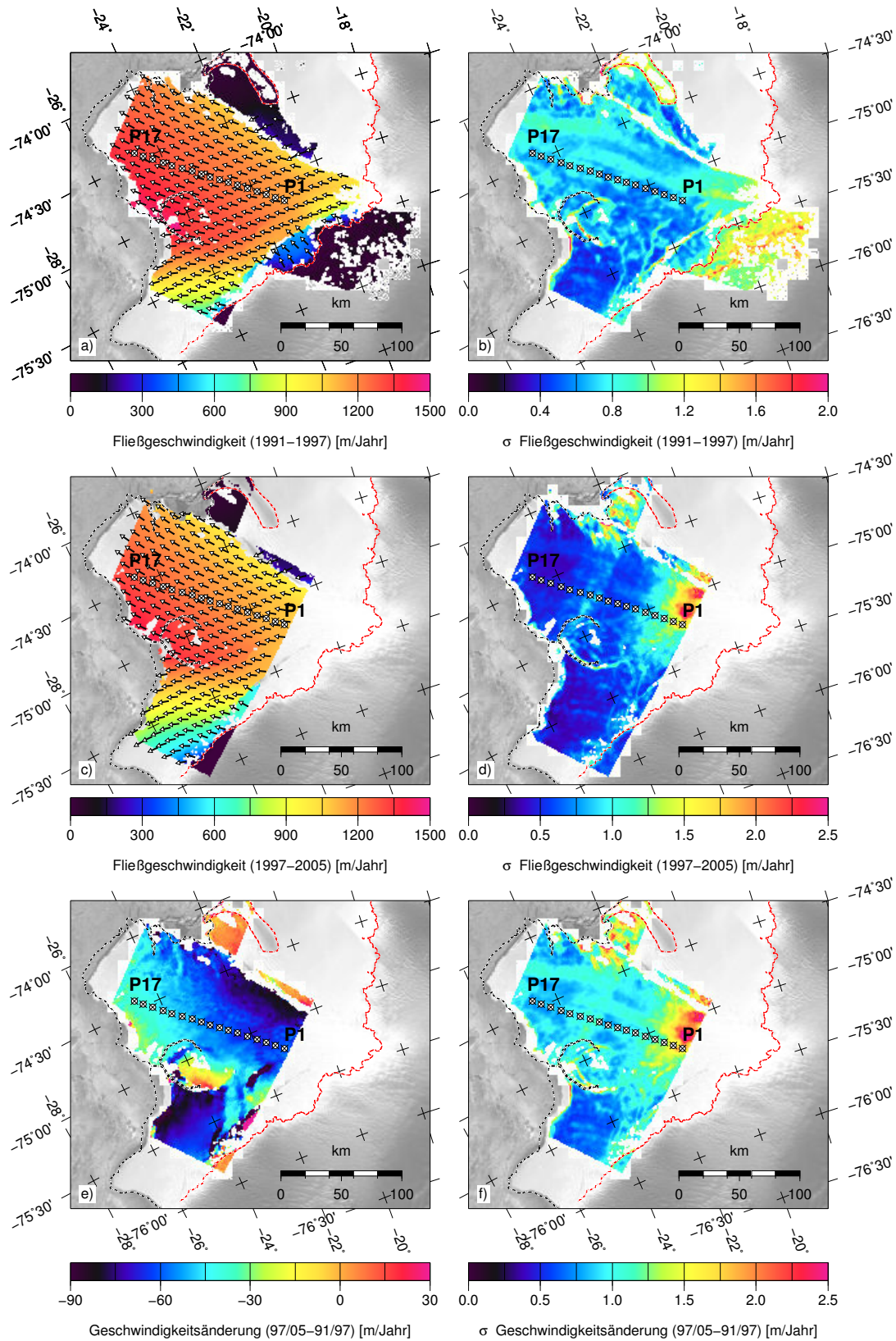


Abbildung 5.4: Darstellung der horizontalen Fließgeschwindigkeiten für die Zeiträume 1991 bis 1997 (a) und 1997 bis 2005 (c) sowie deren Differenzen (e). Die aus den Fehlermaßen des *feature-tracking* bestimmten und auf die Fließgeschwindigkeit fortgepflanzten Fehlermaße sind jeweils rechts (b,d,f) zu sehen.

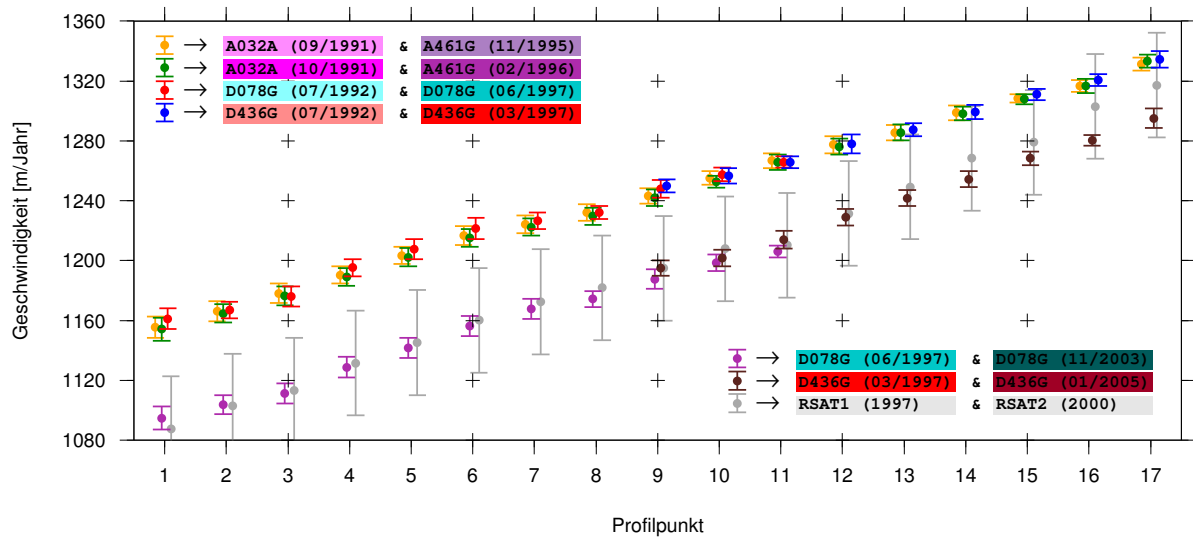


Abbildung 5.5: Darstellung der zu unterschiedlichen Zeitpunkten bestimmten Fließgeschwindigkeiten und Standardabweichungen entlang der Profilpunkte P1 bis P17. Die im oberen Band gelegenen Messungen zeigen Fließgeschwindigkeiten, die zwischen 1991 und 1997 ermittelt wurden. Die Geschwindigkeiten des unteren Bandes sind aus dem Zeitraum 1997 bis 2005. Die grau dargestellten Punkte sind Vergleichswerte aus Wuite und Jezek (2009).

Trägt man die Ergebnisse der RADARSAT-Messungen von 1997 bis 2000 zusammen mit deren Fehlerbalken im dargestellten Diagramm an, sieht man, dass die ERS-Ergebnisse hervorragend mit den RADARSAT-Messungen aus Wuite und Jezek (2009) übereinstimmen. Lediglich im Frontbereich ergeben sich leichte Abweichungen, die sich aber noch innerhalb der Fehlerbalken bewegen. Zieht man jedoch in Betracht, wie genau die Messungen an den meisten anderen Profilpunkten zusammenpassen, könnte es durchaus sein, dass diese Veränderungen real sind. Dann hätte sich der Frontbereich der Stancomb-Wills-Eiszunge erst nach dem Jahr 2000 stärker verlangsamt. Diese Vermutung kann aber nicht nachgewiesen werden.

Neben den externen Vergleichen soll im Folgenden noch eine Gegenüberstellung der aus dem *speckle-* und *feature-tracking* ermittelten Fließgeschwindigkeiten durchgeführt werden. Dieser Vergleich muss jedoch selektiv durchgeführt werden, da viele *feature-tracking*-Ergebnisse in aufliegenden Bereichen aufgrund mangelnder oder stationärer Textur verfälschte Ergebnisse liefern. Gut strukturierte schwimmende Teilbereiche eignen sich allerdings sehr gut für einen solchen Vergleich. Abbildung A.10 zeigt die Fließgeschwindigkeiten des *feature-tracking* (a) und des *speckle-tracking* (b) der Plogbreenregion nebeneinander. Die darunter befindlichen Teilabbildungen zeigen die Differenzen der Fließgeschwindigkeit (c) und Fließrichtung (d). Die Geschwindigkeitsdifferenzen auf dem Schelfeis zeigen leichte Variationen, jedoch keine extremen Abweichungen – für die schneller fließenden, aufliegenden Bereiche ist diese, wie erwartet, anders. Werden diese Areale von der RMS-Berechnung ausgeschlossen, ergibt sich ein Wert von 14.20 m/Jahr. Eine analoge Darstellung für den Veststraumen zeigt Abbildung A.11. An dem im Schelfeis gelegenen *rumple* ergeben sich Differenzen von -80 m/Jahr, welche mit der unterschiedlichen Erfassung infolge der verschiedenen Auflösungen zusammenhängen. Die kleineren, „fleckig“ aussehenden Differenzen werden durch Variationen in den ERS-Messungen hervorgerufen und wurden in der finalen Lösung ausmaskiert.

5.3 Nutzung der interferometrischen Phase zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten

5.3.1 Kombination von Interferogrammen auf- und absteigender Bahnbögen

Anstelle des bisherigen Ansatzes, bei dem Bildinhalte in Form von Merkmalen oder *speckle* genutzt wurden, um Oberflächenverschiebungen zu ermitteln, kann auch die Phasenmessung des RADARs direkt Verwendung finden. Der große Vorteil dieser Methode liegt in deren Empfindlichkeit bezüglich Verschiebungen. Hinzu kommt, dass für jedes Pixel eine Phasenmessung existiert. Dadurch entsteht keinerlei Mittelung, wie dies bei der Nutzung eines Patches der Fall ist.

Wie in Abschnitt 2.1.5 bereits dargestellt wurde, ergeben sich auch Probleme bei der Nutzung dieser Phasenmessungen, da im Gegensatz zu den *tracking*-Methoden (bei denen sich automatisch eine horizontale Verschiebung ergibt) bei einer einzelnen Phasenmessung nicht geklärt ist, durch welchen Verschiebungsvektor das erfasste Signal verursacht wurde. Dieses ist in nahezu allen Fällen lediglich eine Projektion des Fließvektors auf die Blickrichtung des Satelliten.

Unter der Annahme eines konstanten und oberflächenparallelen Fließverhaltens ist es dadurch jedoch möglich, die Anteile unterschiedlicher Blickrichtungen zusammen mit der Neigung des Höhenmodells zu nutzen, um den Fließvektor zu rekonstruieren. Diese Methode wurde beispielsweise in Kwok und Fahnestock (1996), Joughin u. a. (1996, 1998) und Rack u. a. (2000) demonstriert. Verändert sich die Fließrichtung zwischen den Aufnahmen der auf- und absteigenden Bilder oder wird der erfasste Bereich von Ozeangezeiten beeinflusst (Schelfeis, Eiszunge), können keine Fließgeschwindigkeiten ermittelt werden.

Die für die Ableitung der Fließgeschwindigkeiten genutzten Satellitenspuren entsprechen den bereits vorgestellten Datensätzen des Kapitels 4.1, weswegen hier auf eine wiederholte Darstellung verzichtet wird. Analog zu der Ableitung der Topographie ergeben sich auch hier einzelne Lösungen, die sich jedoch nicht aus identischen oder benachbarten Spuren, sondern aus den Überlappungen aufsteigender und absteigender Spuren ergeben. Nach der Berechnung aller separaten Lösungen werden diese zu einem gesamten Fließgeschwindigkeitsfeld zusammengefügt. Um die Phaseninformationen als Oberflächenbewegung interpretieren zu können, muss der Effekt der Basislinie und der Topographie zuvor abgezogen und das Interferogramm abgewickelt sein. Die Einflüsse der Basislinie und der Topographie wurden mithilfe des abgeleiteten Höhenmodells bestmöglich entfernt. In den wenigen Regionen, in denen keine genauen Topographieinformationen aus Doppeldifferenzen bestimmt werden konnten, dennoch aber auf- und absteigende Interferogramme für eine Ableitung der Fließgeschwindigkeiten verfügbar waren, wurden die Effekte der Oberflächentopographie mithilfe des BAMBER-Modells aus den Interferogrammen entfernt. Das InSAR-Modell wurde deshalb mit dem BAMBER- und dem DREWS-Modell zusammengeführt.

Bei der Darstellung der mathematische Grundlagen zur Rekonstruktion des Fließvektors wurde in Abbildung 2.6 und bei den Gleichungen 2.32–2.34 davon ausgegangen, dass die Beträge der Verschiebungen bekannt sind. Hierbei ergibt sich aber ein Problem, weil diese nur relativ zueinander bekannt sind, da beide Interferogramme zwar abgewickelt wurden, deren Phasenniveau aber nach wie vor willkürlich festgelegt ist (Datumsproblem). Ist die Fließgeschwindigkeit und -richtung für mindestens einen Punkt beider Interferogramme bekannt, lassen sich diese unbekanntes Offsets bestimmen. Bodenkontrolldaten, also Geschwindigkeitsmessungen, die in aufliegenden Eisbereichen durchgeführt wurden, wären somit ideal für eine Kalibrierung. Obwohl im Bereich des Veststraumen wiederholte GPS-Messungen an Balisen zur Bestimmung

der Fließgeschwindigkeit durchgeführt wurden (Holmlund u. a., 2003), sind diese für eine Kalibrierung leider nicht verfügbar. Auch im gesamten südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes sind keinerlei derartige Messungen vorhanden, womit andere Wege gefunden werden müssen, um die Phasenoffsets zu bestimmen. Stationäre Flächen (wie z. B. Fels) eignen sich prinzipiell ebenfalls. Im Arbeitsgebiet besteht jedoch das Problem, dass die wenigen hervorstechenden Felsen stets mit steilen Bergflanken verbunden sind. Diese sind zumeist im Höhenmodell schlechter erfasst, wodurch sich Unsicherheiten in der Kalibrierung ergeben. Sind die beiden Offsets (oder auch nur einer davon) nämlich fehlerhaft festgelegt, verschiebt sich die Verteilung der aus den unterschiedlichen Orbits erfassten Anteile des Bewegungsvektors. Durch die somit fehlerhaft bestimmten Fließrichtungen und -beträge kann es, vorzugsweise in langsam bewegten Regionen (die bezüglich eines solchen Fehlers sensitiver sind), dazu kommen, dass die Fließvektoren in die falsche Richtung zeigen. In der Realität kann es unter gewissen Umständen sehr wohl zu einem „Bergauf“-Fließen kommen – dies ist jedoch nicht der Regelfall, womit die Fließrichtungen kaum bewegter Regionen für die Verfeinerung dieser Offsets genutzt werden können.

Die in den Abbildungen A.1 und A.2 dargestellten Spuren ergeben eine Vielzahl von Kombinationen aufsteigender und absteigender Bahnbögen insbesondere dann, wenn man die mehr als zweifach überflogenen Spuren mitzählt. Aufgrund der Tatsache, dass Verschiebungen die Phasemessung direkt beeinflussen, ist die Geschwindigkeitsmessung an sich von der Basislinienlänge unabhängig. Die im Interferogramm enthaltenen Effekte der Basislinie und Topographie sind dies aber nicht. Da auch die Orbitinformationen Unsicherheiten enthalten, ist die Basislinienlänge nicht fehlerfrei bekannt. Das wiederum bedeutet, dass selbst bei exakt bekannter Topographie Phasengradienten verbleiben können und dieser Effekt mit steigender Basislinienlänge wächst. Existieren Geschwindigkeitspasspunkte sowohl in *range*- als auch in *azimuth*-Richtung, kann eine Basislinienverbesserung durchgeführt werden – dies erlaubt die Datenlage im Arbeitsgebiet jedoch nicht. Um den Einfluss verbleibender Phasengradienten möglichst gering zu halten, wurden bei Spuren, für die mehrere Interferogramme existieren, stets die mit der kürzeren effektiven Basislinie genutzt.

Für die Berechnung und Kalibrierung des Geschwindigkeitsfeldes wurde zuerst mit den Regionen begonnen, in denen aus LANDSAT-Daten ermittelte Fließgeschwindigkeiten verfügbar sind. Anhand dieser wurde eine lokale, auf InSAR basierende Lösung bestimmt, die bereits sehr gut war. In einigen, etwas höher gelegenen, kaum bewegten Bereichen (landeinwärts) gab es jedoch Gebiete, die mit einem Betrag von bis zu 9 m/Jahr bergauf flossen. Der Mittelwert der Verschiebungen dieser Areale wurde dann für die Korrektur verwendet, womit die Offsets verfeinert wurden. Die aus diesen Lösungen flächendeckend vorhandenen Fließinformationen, die nunmehr andere Bereiche überlappen, wurden dann, in der Anzahl dezimiert, als Passpunkte für die weiteren Spuren genutzt. Diese Vorgehensweise ist keineswegs ideal, da die Kalibrierungsunsicherheit bei wachsender Entfernung entsprechend zunimmt (insbesondere weil keine Basislinienverbesserung durchgeführt werden konnte), wurde aber als einzige Lösung gesehen. Um die schwache Verbindung zwischen Veststraumen und Stancomb-Wills-Gletscher zu stützen, wurde im südwestlichen Teil der Caird-Coast (in der die Fließgeschwindigkeiten ebenfalls minimal bergauf gerichtet waren) die beschriebene Methode der Verfeinerung noch einmal wiederholt und für den gesamten Bereich der Caird-Coast und des Stancomb-Wills-Eisstromes genutzt. Abbildung 5.6 zeigt das finale Fließgeschwindigkeitsfeld, welches die 41 InSAR-Lösungen sowie die Ergebnisse aller *tracking*-Methoden vereint darstellt. Die räumliche Auflösung dieses Geschwindigkeitsfeldes im aufliegenden Bereich beträgt $120\text{ m} \times 120\text{ m}$. Die Fließstrukturen der unterschiedlichen Gletscher treten bei dieser Auflösung sehr gut hervor, und auch in langsamer bewegten Arealen ist noch erkennbar, welche Einzugsgebiete die Gletscher versorgen. Der Ausfluss des Stancomb-Wills-Gletschers übersteigt mit einer Geschwindigkeit von rund 900 m/Jahr in der Nähe der Auf-

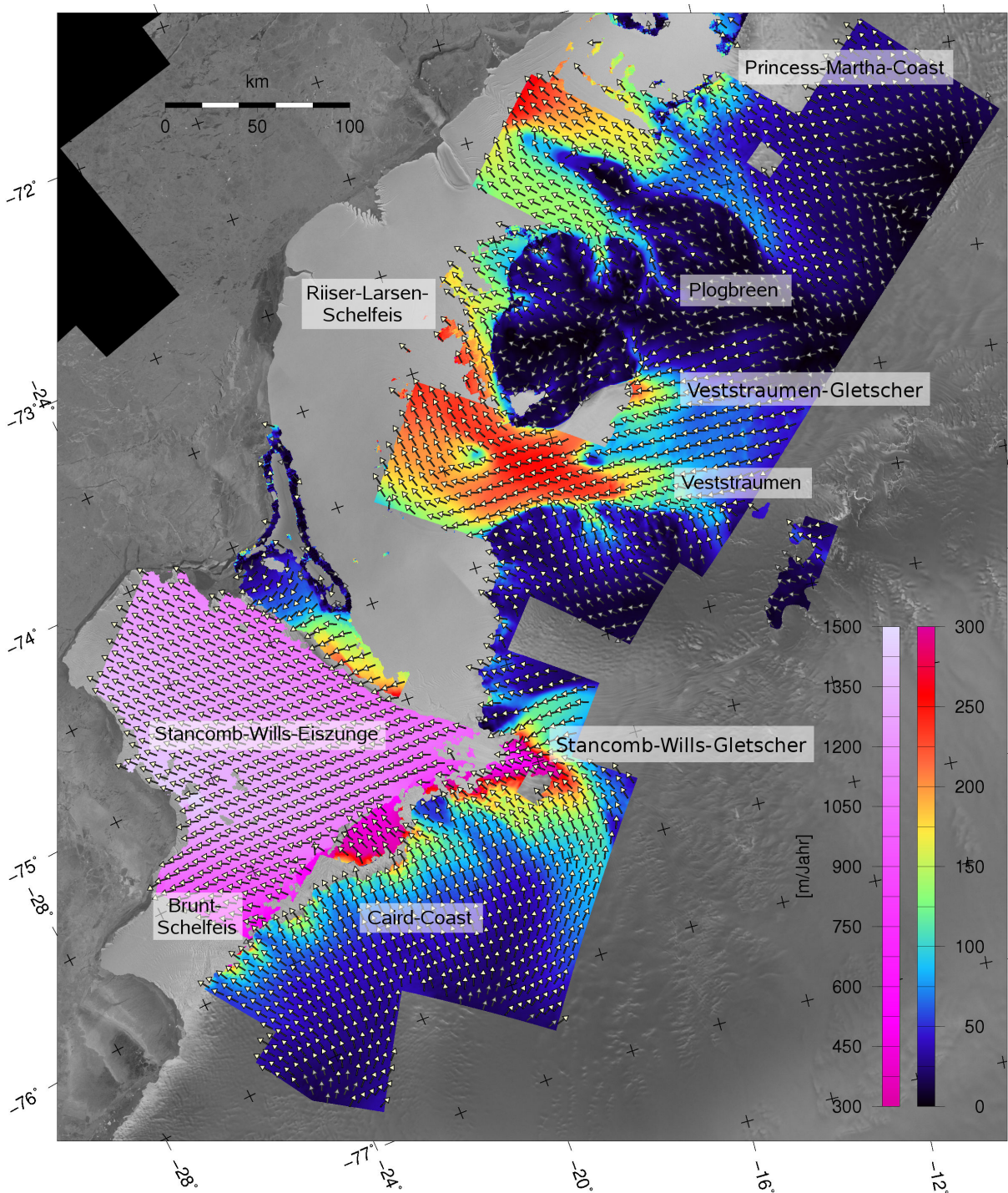


Abbildung 5.6: Finales Fließgeschwindigkeitsfeld des Arbeitsgebietes, welches die 41 InSAR-Lösungen sowie die Ergebnisse aller *tracking*-Methoden vereint darstellt. Die räumliche Auflösung dieses Geschwindigkeitsfeldes beträgt im aufliegenden Bereich $120\text{ m} \times 120\text{ m}$. Die höchsten Fließgeschwindigkeiten wurden an der Aufsetzlinie des Stancomb-Wills-Gletschers mit rund 900 m/Jahr gemessen. Für die beim *feature-tracking* nicht bewegt erscheinenden Bereiche an der Caird-Coast konnten mittels InSAR hingegen Fließgeschwindigkeiten für sechs kleinere Abflüsse bestimmt werden.

setzzone die Geschwindigkeiten des Veststraumen und des Plogbreen deutlich. Für die beim *feature-tracking* als stationär erfasste Caird-Coast (vergleiche Abbildung 5.4) konnten mit InSAR Fließgeschwindigkeiten an sechs kleineren Abflüssen bestimmt werden, die das Brunt-Schelfeis speisen.

5.3.2 Genauigkeitsbetrachtung

Für die Genauigkeitsbewertung der Fließgeschwindigkeiten wurde während der Berechnungen eine auf der Schnittgeometrie beruhende, in Kapitel 2.1.5 vorgestellte Fehlerfortpflanzung (Gleichungen 2.36 bis 2.45) durchgeführt. Dabei wurde für alle Interferogramme ein Phasenrauschen von 40° angenommen, der Neigungsfehler des Höhenmodells wurde mit 18.6 % (± 8.83 m auf 60 m Entfernung) bewertet. Abbildung A.12 a zeigt die auf den genannten Werten beruhenden Fließgeschwindigkeitsfehler, deren Beträge mit steigender Fließgeschwindigkeit wachsen. Die Berechnungen zeigen weiterhin, dass bei den angenommenen Fehlermaßen für das Phasenrauschen und die Neigungsfehler keine signifikanten Aussagen für Fließgeschwindigkeiten von < 4 m/Jahr getroffen werden können. Die in den zwei südlichsten Szenenecken sichtbaren größeren Fehler sind auf die Geometrie zurückzuführen, da in dieser Region (anders als in allen weiteren Bereichen) die Fließrichtungen fast parallel zur Aufsetzlinie verlaufen. Wenngleich die aufsteigende Spur dieses Fließverhalten hervorragend erfassen kann, weil es genau mit der Blickrichtung koinzidiert, ist die Schnittgeometrie mit der absteigenden Spur äußerst ungünstig. Der Einfluss bereits kleiner Entfernungsänderungen auf die Fließgeschwindigkeit ist folglich stark, wodurch sich eine höhere Unsicherheit ergibt. Aus Abbildung A.12 b – der Darstellung der Fließrichtungsfehler – kann abgelesen werden, dass Richtungsfehler vom Betrag der Fließgeschwindigkeit abhängen. Bei größeren Fließgeschwindigkeiten steigt die Richtungsgenauigkeit, im Extremfall nicht bewegter Bereiche ist diese überhaupt nicht definiert.

Die soeben erläuterte Fehlerfortpflanzung beinhaltet jedoch ausschließlich Anteile des Phasenrauschens, der Geometrie und der Höhenmodellunsicherheit. Der schon oft erwähnte Einfluss einer fehlerbehafteten Basislinie, der sich in einem Gradienten innerhalb der Referenzphase mit nicht vorhersagbarer Richtung äußern kann, ist noch nicht abgeschätzt. In Abschnitt 2.1.7 wurde der Einfluss von Orbitfehlern besprochen und mit der Abbildung 2.9 und den Gleichungen 2.64 bis 2.66 ein entsprechendes System zur Abschätzung dieser Fehler vorgestellt. Die für die Simulationsrechnungen genutzten Wertebereich sind: $B = 2..250$ m, $\alpha = -\pi..-\pi$, $2\sigma_h = 0.16$ m, $2\sigma_v = 0.08$ m und $\mu = -\pi..-\pi$. Für die ungünstigsten Konstellationen langer, effektiver Basislinien ergibt sich dabei ein maximaler Wert von beachtlichen 16 rad, die einem Geschwindigkeitsfehler von ca. 26 m/Jahr entsprechen. Der Betrag der längsten effektiven Basislinie im Arbeitsgebiet liegt jedoch nur bei 180 m, und die Länge der für die Ableitung der Geschwindigkeit genutzten Interferogramme liegt im Durchschnitt noch einmal deutlich unter diesem Wert. Abbildung 5.7 zeigt darüber hinaus, wie stark sich eine fehlerhafte Topographie in Abhängigkeit von der Basislinie auf die Referenzphase auswirkt. Ähnlich der zur Abschätzung der Topographiefehler durchgeführten RMS-Berechnungen wurden auch für überlappende Bereiche der aus InSAR abgeleiteten Fließgeschwindigkeiten RMS-Werte für Zellgrößen von $360 \text{ m} \times 360 \text{ m}$ (3 Zellen \times 3 Zellen des Geschwindigkeitsfeldes) berechnet. Diese sind für die Fließgeschwindigkeiten in Abbildung A.13 a, für die Fließrichtungen in A.13 b dargestellt. Bei deren Bewertung darf man jedoch nicht außer Acht lassen, dass während der Berechnung zur Kalibrierung der Phasenoffsets Passpunkte benachbarter Szenen benutzt wurden. Anders als bei der Topographie wurden hier alle Bereiche, in denen nur eine Messung vorhanden war, abgeschnitten, wodurch sich die Form geringfügig vom eigentlichen Geschwindigkeitsfeld unterscheidet.

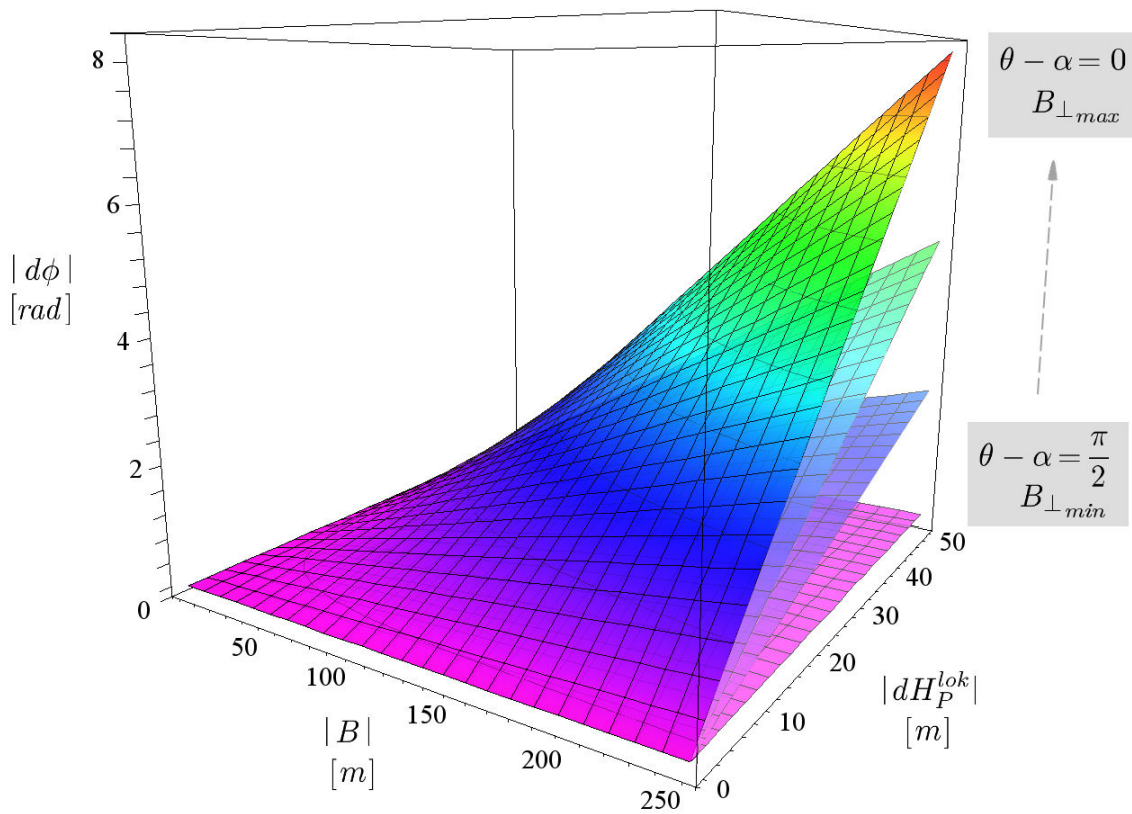


Abbildung 5.7: Quantifizierung der Phasenänderung $|d\phi|$ einer synthetischen Referenzphase infolge fehlerhaft bekannter Oberflächentopographie $|dH_P^{lok}|$ in Abhängigkeit vom Betrag der Basislinienlänge $|B|$ (bzw. von der effektiven Basislinie $|B_{\perp}|$), repräsentiert durch den Winkel α .

Kapitel 6

Lokation der Aufsetzzone und ozeangezeitenbedingte Höhenänderungen

6.1 Lokation der Aufsetzzone

6.1.1 Überblick

Als *Aufsetzzone* (AZ) bezeichnet man den Übergangsbereich zwischen dem auf Felsuntergrund aufliegenden und dem vollkommen frei schwimmenden Eis (Weertman, 1974). Sowohl die Lage als auch die Breite der AZ wird von mehreren Faktoren beeinflusst und variiert in Abhängigkeit von Eisdicke, Subglazialtopographie, Sedimentablagerungen (Alley u. a., 2007; Anandakrishnan u. a., 2007) und Meeresspiegel. Typische AZ-Breiten in der Antarktis bewegen sich im Bereich einiger Kilometer. Im Gegensatz zur AZ wird die Stelle des ersten Aufschwimmens als *Aufsetzlinie* (AL) bezeichnet.

Die Lokation der AZ und der AL ist für unterschiedliche Anwendungen von Bedeutung. Einige Beispiele hierfür sind Massendurchsatzrechnungen mit Bestimmung des Zutrags aus der Kryosphäre in den Ozean (Meeresspiegeländerung), Schelfeis-Monitoring, glaziologische Untersuchungen des Fließverhaltens, die Abgrenzung zwischen Land und Ozean bei der Generierung von Eisdynamikmodellen oder hydrodynamischen Ozeangezeitenmodellen sowie die Abgrenzung der durch Ozeangezeiten beeinflussten Teilbereiche bei der Bestimmung der Topographie und der Oberflächengeschwindigkeit mittels InSAR. Des Weiteren können aus einer genau bestimmten Lage der AL auch Informationen über mögliche Eisdickenänderungen über einen längeren Zeitraum gewonnen werden (Rignot, 1998a).

Eine angepasste schematische Darstellung der AZ (Querschnitt) nach Vaughan (1994) und Fricker und Padman (2006) ist in Abbildung 6.1 gegeben. Die AZ erstreckt sich von den Punkten F bis H, die wie folgt charakterisiert werden können:

- F: obere Grenze der Verformung (*flexing limit, hinge line, upper flexure*)
- G: Stelle des ersten Aufschwimmens, AL (*grounding line*)
- I: Punkt der Gradientenumkehr (*inflexion point*)

- H: Grenze des hydrostatischen Gleichgewichts (*hydrostatic limit, inshore limit*, untere Grenze der Verformung).

Die Entfernung zwischen den Punkten F, G, H und I ist nicht konstant, sondern hängt sowohl von den anfangs genannten Parametern als auch von den Eiseigenschaften ab.

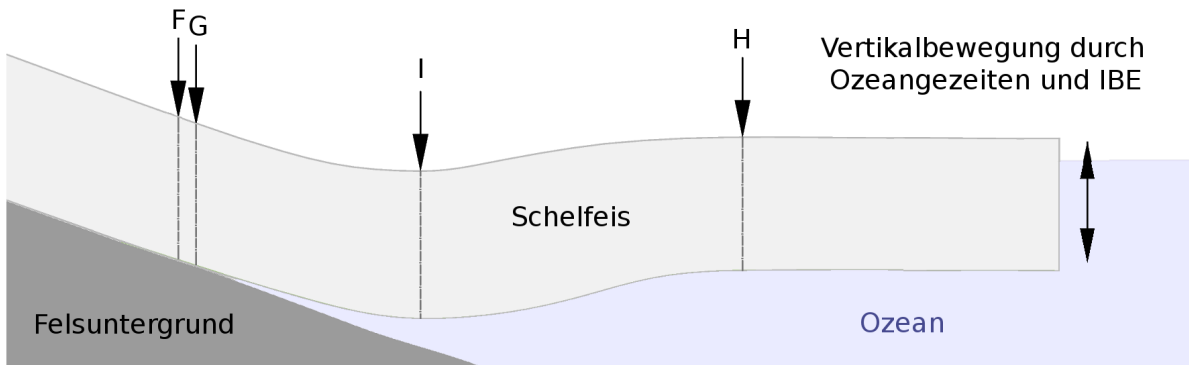


Abbildung 6.1: Angepasste schematische Darstellung der Aufsetzzone nach Vaughan (1994) und Fricker und Padman (2006). Punkt F stellt die landwärtige Grenze der Verformung durch Ozeangezeiten dar. Punkt G markiert die Stelle des ersten Aufschwimmens (AL). Am Punkt I kehrt sich der Gradient um, wobei I unterhalb des hydrostatischen Gleichgewichts liegt. Punkt H kennzeichnet die Grenze des hydrostatischen Gleichgewichts. Der in Interferogrammen sichtbare *fringe*-Gürtel erstreckt sich über den gesamten Bereich von F bis H.

Die Küstenlänge der Antarktis beträgt mehr als 43.000 km (Liu und Jezek, 2004), wobei hiervon knapp 19.000 km an Schelfeis (British Antarctic Survey, 2005) angrenzen und mehr oder weniger breite Aufsetzonen bilden.

Eine Vielzahl bodengebundener Messungen wie zum Beispiel Nivellements (Smith, 1986), Tiltmessungen (Stephenson, 1984; Smith, 1991) und GPS-Messungen (Vaughan, 1994) wurden zur Lagebestimmung der AL genutzt. Gleichmaßen können auch auf Radiowellen basierende Laufzeitmessungen, RES (*Radio Echo Sounding*) (Anandakrishnan u. a., 2007; Fricker u. a., 2002), insbesondere bei subglazialen Seen (Masolov u. a., 2006), zur Lokalisierung der AL eingesetzt werden.

Bereits in den 80er Jahren wurden Luft- und Satellitenbilder (Stephenson, 1984) hinsichtlich typischer Merkmale wie Randspalten und Grauwertänderungen infolge der Geländeneigung analysiert, um Lageinformationen der AL abzuleiten. Fricker u. a. (2002) und Fricker und Padman (2006) verwendeten darüber hinaus ERS-1/2- und ICESat-Altimeterprofile, um Strukturen der AZ zu rekonstruieren.

Das Potential von InSAR zur Ableitung der AZ wurde in mehreren Publikationen demonstriert (Rignot, 1998b,c; Metzsig u. a., 2000; Yamanokuchi u. a., 2005), wenngleich die Ableitung der AL mittels InSAR oder DInSAR nur indirekt möglich ist (Goldstein u. a., 1993; Rignot, 1998a), da, exakt betrachtet, die obere Grenze der Verformung (Punkt F) nicht mit der AL (Punkt G) identisch sein muss, obwohl beide sehr dicht beieinanderliegen.

Eine analytische Lagebestimmung der AL kann anhand von senkrecht zur AZ verlaufenden Profilen durchgeführt werden, indem Modellparameter (meist für einen einseitig eingespannten, elastischen Balken) angepasst werden und anschließend der Punkt des Aufschwimmens aus dem funktionalen Zusammenhang berechnet wird (Vaughan, 1995). Diese Methode ist insbesondere bei wenigen punktuellen Messungen senkrecht zur AL sinnvoll. Rabus und Lang (2002) stellen

Modellansätze für verschiedene Formen und Eisdicken bereit. Allerdings sind auch diesen Ansätzen, insbesondere bei beidseitig aufliegendem Schelfeis, stark variierenden Küstenverläufen oder vorgelagerten Eishöckern, Limitationen gesetzt. Die im Folgenden besprochene Ableitung der AZ bezieht sich auf die obere und untere Grenze der Verformung, wobei die obere Grenze der Verformung mit der AL gleichgesetzt wird.

6.1.2 Bestimmung der Aufsetzzone mittels InSAR und DInSAR

Aufgrund der gezeitenbedingten Höhenänderung der Ozeanoberfläche hebt bzw. senkt sich der schwimmende Teil des Eises (Schelfeis), um im Zustand des hydrostatischen Gleichgewichts zu verbleiben. Der aufliegende Bereich hingegen erfährt diese vertikale Veränderung nicht. Dadurch kommt es zu einer Deformation, die sich im Interferogramm zwischen den Punkten F und H (abhängig von der Stärke des Gezeitenhubes) in Form eines mehr oder weniger dichten *fringe*-Gürtels abbildet. Dieser wird für die Kartierung der AZ genutzt. Insbesondere bei Eisströmen kann diesem Signal im Interferogramm noch der Anteil des horizontalen Fließens überlagert sein, wodurch der *fringe*-Gürtel bei geringen Höhendifferenzen bis zur Unkenntlichkeit entstellt sein kann.

Wie bereits in Abschnitt 4.3 gezeigt, entfernt die Doppeldifferenzbildung identische Bewegungsanteile. Weil jedoch die Anzahl der vierfach überflogenen Spuren im Arbeitsgebiet limitiert ist, wurden des Weiteren Doppeldifferenzen sich überlagernder Szenen benachbarter Satellitenbahnen nach deren Geokodierung berechnet, wodurch die AZ deutlich hervortritt. Abbildung 6.2 zeigt diesen Zusammenhang am Beispiel der Spuren D450G und D221G (02./03.11.1995 und 09./10.04.1996, siehe auch Tabelle A.6). Die Phasenunterschiede entlang des eingetragenen Profils AB sind noch einmal in Abbildung 6.3 vergleichend für die gewickelte Phase (links) und die abgewickelte Phase (rechts) separat dargestellt. Der dunkelgrau unterlegte Bereich wurde als AZ klassifiziert. Mit der Doppeldifferenzbildung erhält man im Allgemeinen präzise Ergebnisse. Kombiniert man jedoch in Bereichen flacher Untergrundtopographie Interferogramme, deren erstes Bildpaar bei Ebbe und das zweite Bildpaar bei Flut (oder umgekehrt) aufgenommen wurde, können die unterschiedlichen Positionen der AZ in beiden Interferogrammen zu einer Lageverfälschung der kartierten AZ führen (Rabus und Lang, 2002). Um derartige Lageverfälschungen auszuschließen, wurden einerseits präzidierte Gezeitenwerte genutzt, um kritische Kombinationen ausfindig zu machen, andererseits wurden Topogramme¹ gefilterter topographiekorrigierter Interferogramme nach Sharov u. a. (2002) sowie Sharov u. a. (2004) berechnet. Durch eine anschließende Multiplikation der über Kreuz und diagonal gebildeten Topogramme treten deformierte Bereiche aufgrund des stärkeren Phasengradienten hervor, wodurch die Lage der AZ abgeschätzt und mögliche Verschiebungen nach einer Geokodierung und Überlagerung mit anderen Szenen aufgedeckt werden können. Angemerkt sei, dass diese Methode das Problem der überlagerten Geschwindigkeitsinformation nicht löst, sondern lediglich die Gradienten hervorhebt. Kombinationen, die aus Szenenpaaren geringer Höhendifferenzen (aufgrund annähernd identischer Amplituden der Ozeangezeiten zu beiden Überflügen von < 0.1 m) gebildet werden, können folglich nach wie vor kritisch sein (z. B. D450G vom 02./03.11.1995 und D221G vom 17./18.10.1995, siehe auch Tabelle A.6), sofern ein Bildpaar bei Ebbe, das andere bei Flut aufgenommen wurde. Das Entfernen überlagerter Bewegungssignale wird in Abschnitt 6.2 unter Nutzung des *feature-tracking* vorgestellt.

¹über Kreuz (+) oder diagonal (×) gebildete Phasendifferenzen benachbarter Pixel

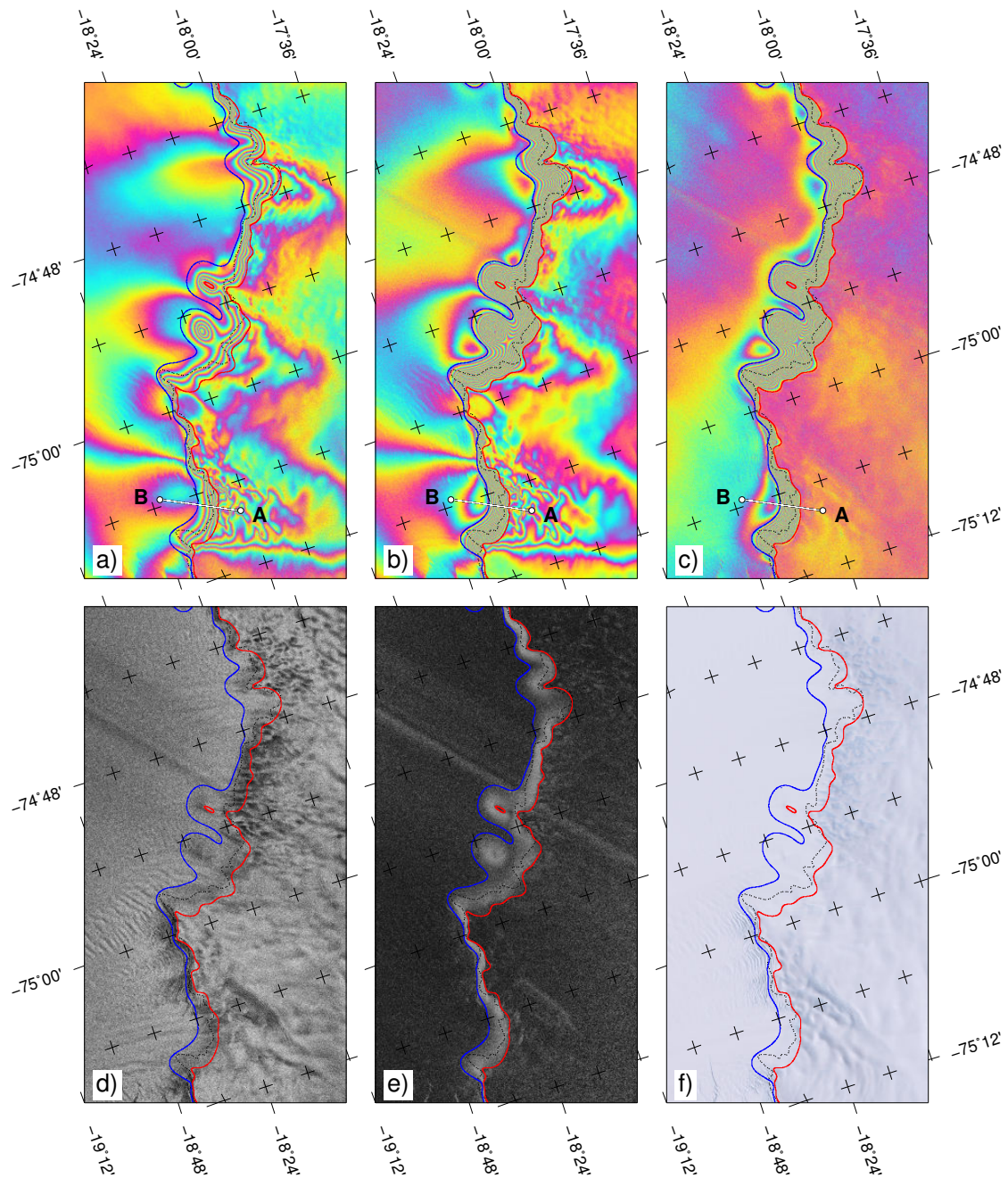


Abbildung 6.2: Ableitung der Aufsetzzone mittels InSAR und Topogrammen. Topographiekorrigierte Interferogramme der Streifen D450G vom 02./03.11.1995 (a) und D221G vom 09./10.04.1996 (b). In beiden Interferogrammen sind *fringe*-Muster infolge der Verformung im Bereich der AZ und aufgrund des horizontalen Fließens sichtbar. Durch Bildung der Doppeldifferenz (Höhendoppeldifferenz rund 40 cm, siehe auch Tabelle A.6) tritt der Verlauf der AZ deutlich hervor (c), die Grenze der oberen Verformung ist in Rot, die der unteren in Blau dargestellt. Die schwarze gestrichelte Linie repräsentiert die AZ der ADD 5.0 zum Vergleich. Aus dem Amplitudenbild des Interferogramms (d) können keine direkten Aussagen über die Lage der AZ getroffen werden. Im Topogramm (D221G) hingegen tritt die AZ hervor (e). Die LANDSAT-Aufnahme (f) zeigt Spalten und leichte Grauwertänderungen, es können jedoch keine kontinuierlichen Anhaltspunkte zur Lokalisierung der AZ gefunden werden.

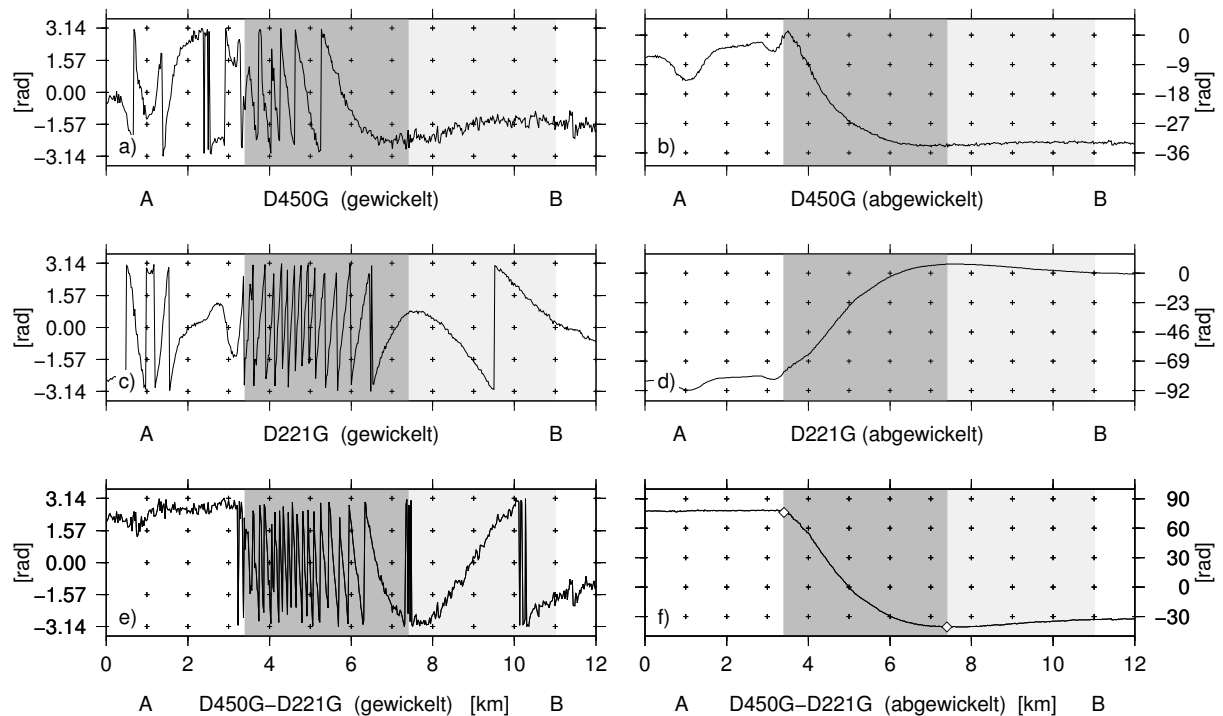


Abbildung 6.3: Phasendifferenzen der Spuren D450G (oben) und D221G (Mitte) sowie deren Doppel-differenz (unten) für gewickelte Phase (links) und abgewickelte Phase (rechts) entlang des Querprofils AB (siehe Abbildung 6.2). Der als AZ klassifizierte Bereich ist dunkelgrau unterlegt, die Breite der AZ beträgt ca. 4 km. Im hellgrau dargestellten Bereich findet noch eine geringfügige Verformung statt, die jedoch nicht zur AZ gerechnet wird, sondern auf die leicht konkave Geometrie der AL in dieser Region zurückzuführen ist (Vergleich Abbildung 6.2 c).

Zur Kartierung der AZ wurde das Arbeitsgebiet aus technischen Gründen in drei Regionen unterteilt, welche sich teilweise überlagern. Die geokodierten Interferogramme, Doppeldifferenzen und Topogramme einer Region wurden anschließend in GIMP (*GNU Image Manipulation Program*) (Wernicke u. a., 2009) geladen, überlagert und mittels Polygonen wurde die jeweils landwärtigste obere sowie die vom Land entfernteste untere Grenze der Deformation digitalisiert. Diese Ergebnisse wurden anschließend mit Autotrace (Weber, 2004) in georeferenzierte Vektordaten umgewandelt. Die von Yamanokuchi u. a. (2005) vorgestellte Methode, Amplitudenbilder durch Anpassung auf das RADARSAT-Mosaik (Jezek und RAMP Product Team, 2002) zu entzerren, wurde hier nicht benötigt, da das RADARSAT-Mosaik nur eine Auflösung von $125\text{ m} \times 125\text{ m}$ besitzt, während die Geokodierung (selbst nach einem $2\text{ Pixel} \times 10\text{ Pixel multilook}$) bei ERS-1/2 noch eine Bodenauflösung von $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ aufweist und somit höher aufgelöst ist. Ein dennoch durchgeführter Vergleich der geokodierten Amplitudenbilder mit dem RADARSAT-Mosaik ließ keinerlei Verschiebungen erkennen.

6.1.3 Ergebnisse und Genauigkeit

Die geographische Lage der drei Teilregionen ist in Form hellroter Rahmen in der Arbeitsgebietsübersicht (Abbildung 3.2 in Abschnitt 3.1.2) dargestellt. Nähere Informationen zu den gebildeten Doppeldifferenzkombinationen sind in Tabelle A.6 (oberer Teil aufsteigende, unterer Teil absteigende Spuren) im Anhang aufgeführt. Neben Spur- und Aufnahmezeiten sind für jedes

Interferogrammpaar zur Orientierung die Prädiktionen der Höhendifferenzen bzw. Doppeldifferenzen aus dem Ozeangezeitenmodell TPXO.6.2 aufgeführt.

Die Ergebnisse der drei Teilregionen werden in den Abbildungen 6.4 – 6.6 im Vergleich zur ADD 5.0 gezeigt. Interferogramme (bzw. deren Doppeldifferenzen) wurden zur Orientierung aufgehellt unterlegt. Die bei der Geokodierung erreichte absolute Lagegenauigkeit im Bereich der AZ wird mit < 100 m bewertet. Um Digitalisierungs- und Vektorisierungsfehler abschätzen zu können, wurde ein empirischer Wert aus der unabhängigen Behandlung sich überlappender Bereiche unterschiedlicher Teilgebiete ermittelt. Die maximale Differenz lag hierbei unterhalb 80 m (< 2 Pixel). Die größte Unsicherheit stammt jedoch trotz Doppeldifferenzbildung aus mehrdeutig interpretierbaren *fringe*-Mustern an der unteren Grenze der Verformung. Hierbei flacht der Gradient bei konkaven bzw. U-förmigen Verläufen der AL nach einer starken Deformationszone extrem ab und ändert sich nur noch geringfügig (hellgrau unterlegter Bereich in Abbildung 6.3). Bezug nehmend auf die Definition der AZ müsste konsequenterweise der gesamte Bereich als AZ klassifiziert werden, wodurch sich diese aber teilweise rund 10 km weiter auf das Schelfeis ausdehnen würde, obwohl diese Verformung der Geometrie des AL-Verlaufs geschuldet und nicht durch Ozeangezeiten ausgelöst ist. Um auch mit anderen Regionen konsistent zu sein, wurde nur der Bereich des stärkeren Gradienten als AZ klassifiziert (Vergleich Abbildung 6.3).

In den meisten Gebieten wurde die obere und untere Grenze der Deformation mit einer Genauigkeit von < 80 m identifiziert. Im U-förmigen Bereich des Veststraumen und des Veststraumen-Gletschers (-73.75° bis -74.25° Breite) kann diese Abweichung jedoch bis zu 480 m (12 Pixel) betragen, da die untere Grenze der Deformation nicht eindeutig festgelegt werden kann. Die Breite der AZ beträgt im Durchschnitt ca. 2.8 km. An extrem engen Stellen (z. B. direkt hinter einem *rumple*) kann sich die Breite der AZ auf bis zu 240 m reduzieren. Schmale AZ-Breiten liegen bei ca. 1 km, breite Bereiche hingegen bei ca. 4.5 km. Die breiteste Stelle im Bereich des Veststraumen erreicht 10 km. Der relative Fehler der Lagegenauigkeit liegt bei ca. 10 %.

Neben der ADD, die eine antarktische Küsten- und Aufsetzlinie beinhaltet, wird auch durch RESTEC (*Remote Sensing Technology Center of Japan*) eine „InSAR Grounding Line Database of Antarctica“ (Yamanokuchi u. a., 2009) bereitgestellt. Diese enthält jedoch im Arbeitsgebiet bisher keine Daten, wodurch sich ein Vergleich auf die ADD beschränkt. Die in der ADD enthaltene Aufsetzlinie des Arbeitsgebiets wurde aus den 1988 vom IfAG (*Institut für Angewandte Geodäsie*) erzeugten Satellitenbildkarten des Maßstabes 1:250.000 (IfAG, 1988) sowie aus LANDSAT-Aufnahmen abgeleitet. Die Genauigkeit der ADD-AZ variiert in unterschiedlichen Regionen der Antarktis stark. Im Untersuchungsgebiet stimmt diese jedoch verhältnismäßig gut mit der oberen Grenze der Deformation überein. Die größte Abweichung ergibt sich in der Region des Veststraumen, wo die AL der ADD im Vergleich zu den hier vorgestellten Ergebnissen um 5.7 km weiter im Inland kartiert ist. In den meisten Regionen liegen die Abweichungen zwischen 0.8 km und 3.0 km, manche Gebiete hingegen verlaufen nahezu deckungsgleich. Die abgeleitete AZ verbessert den in der ADD enthaltenen Verlauf in mehreren Regionen und ergänzt Details von 19 bisher nicht enthaltenen Eishöckern im Schelfeisbereich.

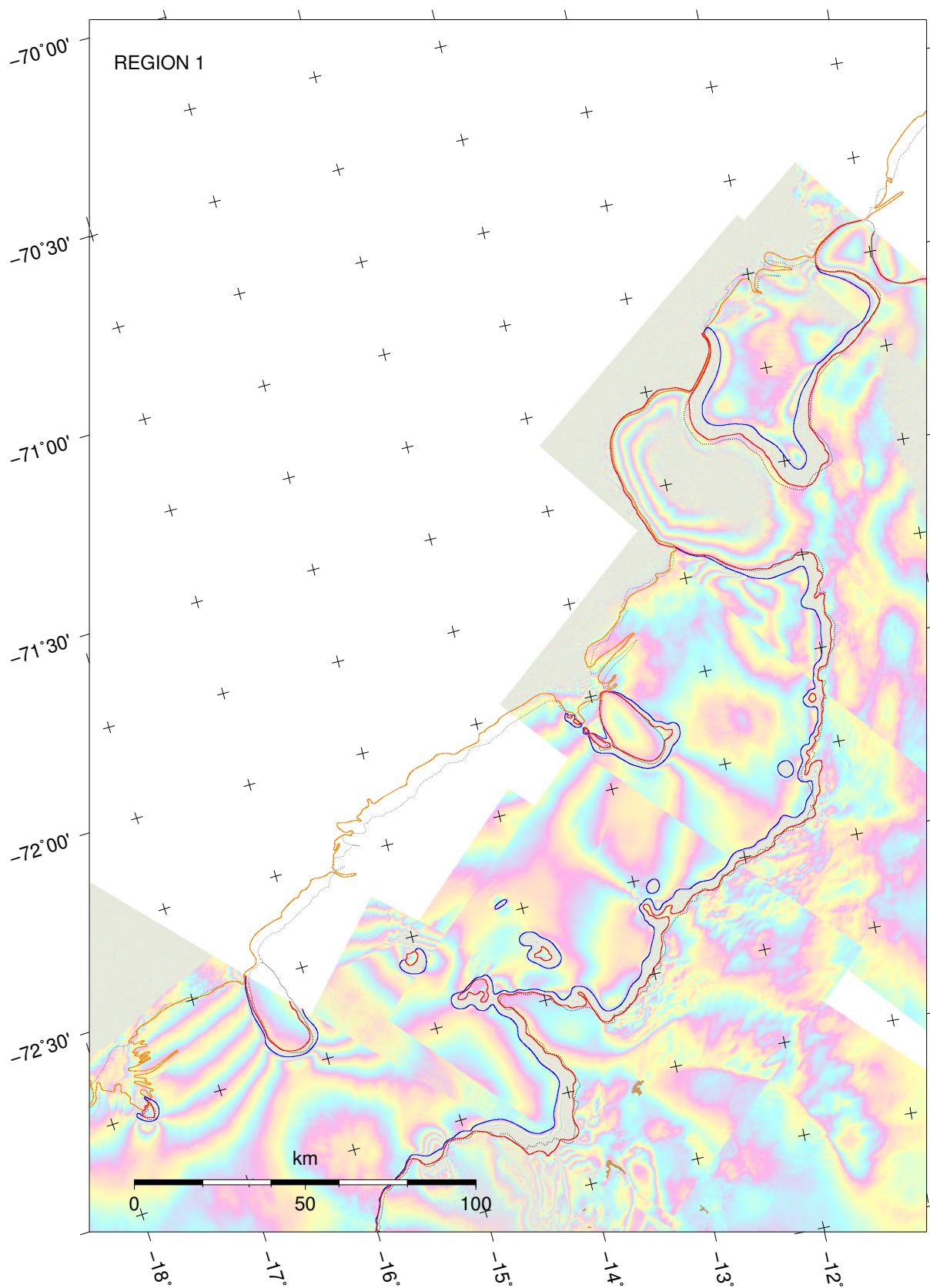


Abbildung 6.4: Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 1. Rote Linie: obere Grenze der Verformung; blaue Linie: untere Grenze der Verformung; orange Linie: aus MODIS-Daten digitalisierte Frontlage; schwarz gepunktete Linie: AL oder Frontlage der ADD 5.0.

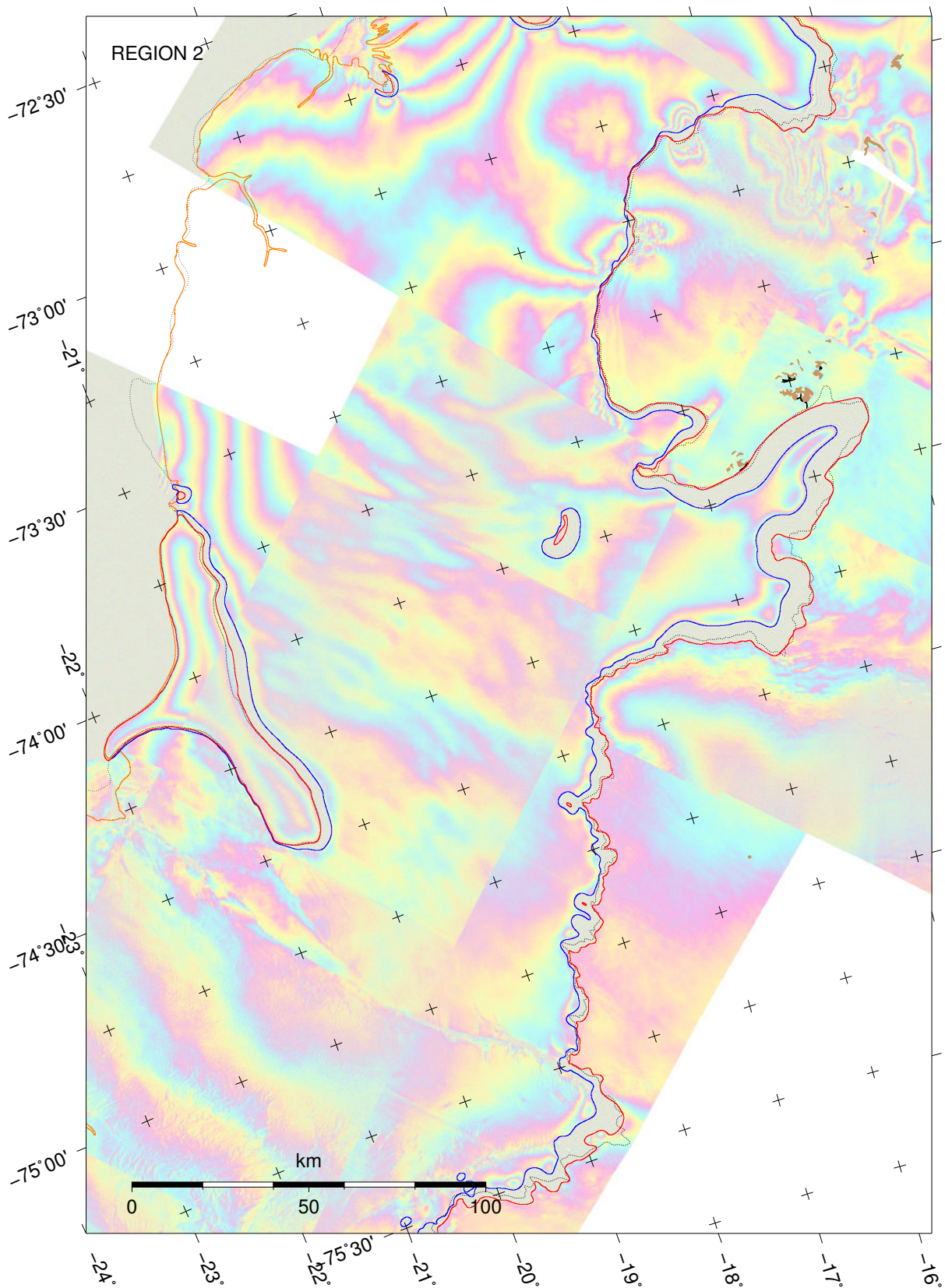


Abbildung 6.5: Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 2. Rote Linie: obere Grenze der Verformung; blaue Linie: untere Grenze der Verformung; orange Linie: aus MODIS-Daten digitalisierte Frontlage; schwarz gepunktete Linie: AL oder Frontlage der ADD 5.0.

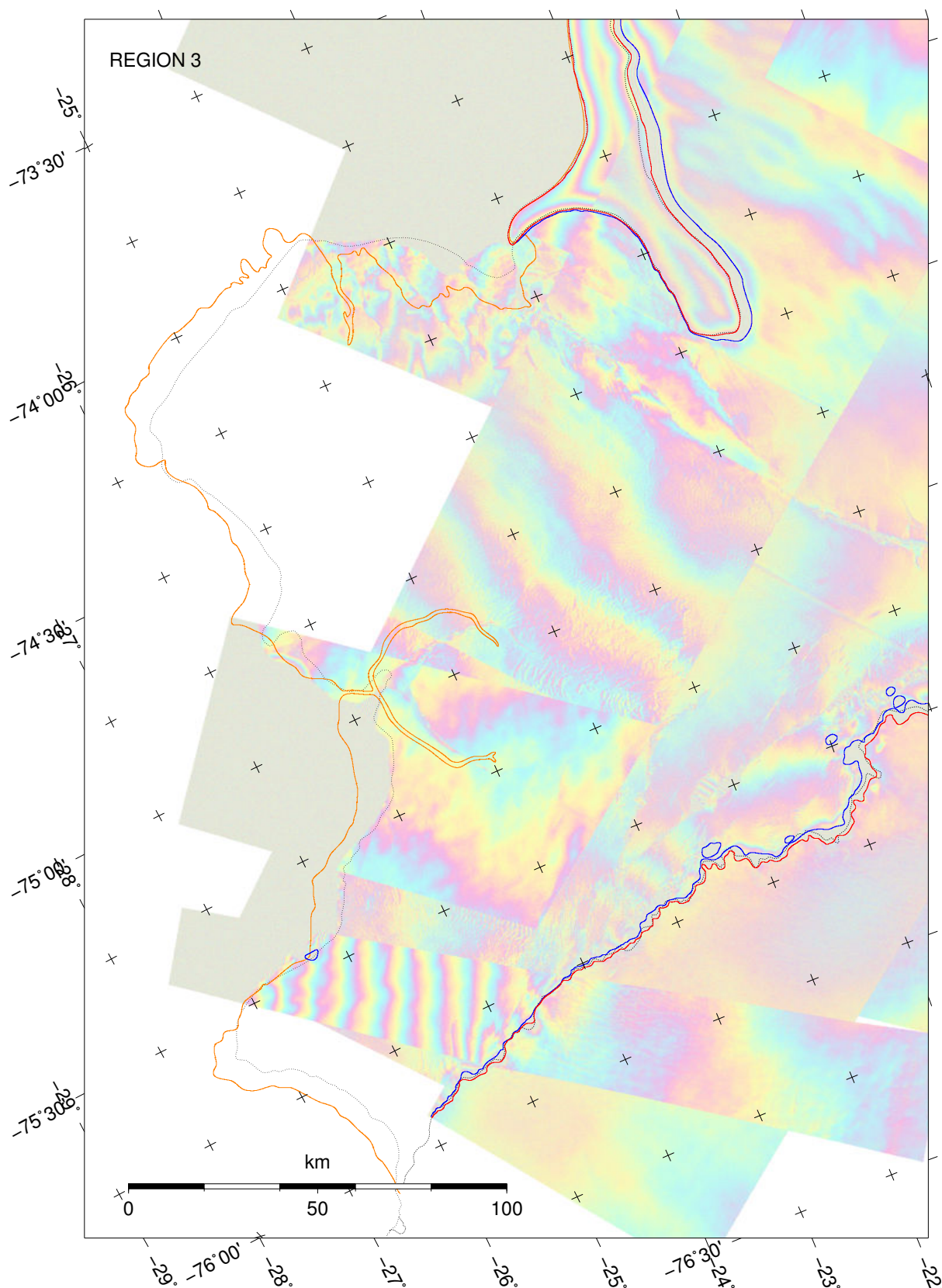


Abbildung 6.6: Aus InSAR abgeleitete Lokation der AZ für Region 3. Rote Linie: obere Grenze der Verformung; blaue Linie: untere Grenze der Verformung; orange Linie: aus MODIS-Daten digitalisierte Frontlage; schwarz gepunktete Linie: AL oder Frontlage der ADD 5.0.

6.2 Höhenänderungen des Schelfeises durch Ozeangezeiten

6.2.1 Begriffe und Methoden

Die mittels InSAR bzw. DInSAR bestimmten flächendeckenden, hochaufgelösten Höhenänderungen und Höhenänderungsdifferenzen sind wertvolle Informationen für die Ableitung oder Validierung von Ozeangezeitenmodellen. Bisher wurden jedoch zu dieser Thematik nur wenige Lösungsvorschläge publiziert, obwohl das Interesse an einer derartigen Nutzung aus unterschiedlichen Disziplinen sehr hoch ist. Hierfür gibt es hauptsächlich zwei Gründe:

1. Die meisten aktuellen Satellitenmissionen haben zur Optimierung ihrer Energieversorgung sonnensynchrone Bahnen, weshalb die Zeitspannen zwischen zwei Überflügen oft ganzzahlige Vielfache von 12 h sind. Die Perioden einiger Partialtiden entsprechen genau diesen Werten ($S_2=12$ h, $S_1=24$ h) oder liegen dicht an diesen ($K_2=11.97$ h, $K_1=23.93$ h), wodurch bei jeder Messung die gleiche oder eine annähernd identische Amplitude gemessen wird. Dieses Abtastungsproblem bewirkt, dass manche Partialtiden entweder gar nicht oder nur nach sehr langen Beobachtungszeiträumen aufgelöst werden können, was auch als Aliasing bezeichnet wird. Dies trifft insbesondere auf Bildpaare der ERS-Tandem-Mission zu, deren zweiter Überflug exakt nach 24 h stattfindet.
2. Wie bereits zuvor beschrieben, ist die Trennung horizontaler und vertikaler Signale durch InSAR-Messungen schwierig, denn die beobachteten Schelfeisareale unterliegen neben vertikalen Veränderungen auch horizontalen Fließbewegungen. Um diese zu eliminieren, werden Doppeldifferenzen gebildet, was zur Folge hat, dass keine Höhenunterschiede, sondern lediglich Höhenunterschiedsdifferenzen verbleiben.

Das zuerst dargestellte Problem ist hierbei kritischer als das zweite und kann nur durch eine optimierte, auf die Bestimmung von Gezeitenparametern angepasste Orbitkonfiguration (Parke u. a., 1987) oder durch die Nutzung mehrerer Satelliten sowie unterschiedlicher Aufnahmeblickwinkel (häufigere Aufnahmen möglich) gelöst werden. Mit den gegenwärtigen Missionen wäre dies hinsichtlich der InSAR-Auswertung mit einem höherem Aufwand verbunden, wenngleich ähnliche multisensorale Ansätze in Verbindung mit Altimetrie bereits üblich sind (Andersen und Knudsen, 1997).

Rignot u. a. (2000) zeigen ungeachtet des Doppeldifferenzproblems im Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises anhand von ERS-Daten, dass sich Doppeldifferenzen zur Bewertung von Ozeangezeitenmodellen eignen. Darüber hinaus wird ein Inversionsansatz vorgestellt, mit welchem sich Amplituden für unterschiedliche Partialtiden aus Doppeldifferenzmessungen bestimmen lassen. Dabei wird jedoch bemerkt, dass sich durch diese Doppeldifferenzbildung identische Vertikalanteile kürzen können, welche dann weder bei der Schätzung der Amplituden noch bei einer Validierung Einfluss finden. Baek u. a. (2005) zeigten anfänglich einen ähnlichen Vergleich am Sulzberger-Schelfeis (außerhalb des Untersuchungsgebietes), welcher später erweitert wurde und die Schätzung von Amplituden demonstrierte (Baek, 2006).

Mithilfe der aus *speckle-tracking* bekannten Fließgeschwindigkeiten ist es möglich, die im Interferogramm enthaltenen Bewegungsanteile ohne Doppeldifferenzbildung zu eliminieren. Referenziert man die so korrigierten Differenzen auf Bereiche des Festlandes, können Aussagen über absolute Höhenunterschiede getroffen werden. Dies ist neben dem im hydrostatischen Gleichgewicht befindlichen Schelfeis auch für den Bereich der AZ von großem Interesse, da dort schwer modellierbare Deformationen stattfinden.

Neben den Ozeangezeiten verursachen durch Luftdruckänderungen hervorgerufene Variationen der atmosphärischen Auflast ebenfalls eine Höhenveränderung der Ozeanoberfläche, welche folglich auch die im hydrostatischen Gleichgewicht verweilenden Schelfeiskörper betrifft. Sollen zur Validierung von Ozeangezeitenmodellen aus InSAR bestimmte Höhenänderungen prädizierten Höhendifferenzen gegenübergestellt werden, muss dieser als invers-barometrischer Effekt (IBE) bekannte Einfluss korrigiert werden.

Der am Meeresboden an einer bestimmten Lokation gemessene Druck p setzt sich aus dem Luftdruck über der Wasseroberfläche p_L und dem Schweredruck der vertikalen Wassersäule über diesem Punkt p_W zusammen und ist konstant (Pugh, 1988):

$$p = p_L + p_W = konst. \quad (6.1)$$

Erhöht sich zum Beispiel der Luftdruck an dieser Stelle, muss sich der Druck der Wassersäule über diesem Punkt verringern. Wassermassen lagern sich in benachbarte Regionen geringeren Luftdrucks um und die Höhe der Meeresoberfläche reduziert sich. Die Beträge der Luftdruckänderung Δp_L und der Schweredruckänderung Δp_W sind gleich, deren Vorzeichen jedoch umgekehrt:

$$\Delta p_L = -\Delta p_W. \quad (6.2)$$

Bei bekannter Dichte des Meereswassers $\rho = 1026 \text{ kg/m}^3$ und einer Erdschwerebeschleunigung von $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ kann die Höhenänderung der Wassersäule Δh infolge der Luftdruckänderung berechnet werden mit:

$$\Delta h = -\frac{\Delta p_L}{\rho \cdot g}. \quad (6.3)$$

Eine Luftdruckänderung Δp_L von 1 hPa bewirkt somit einen Höhenunterschied Δh von ca. 1 cm, womit klar wird, dass der IBE (bei Druckänderungen von ca. 10 hPa innerhalb von 24 h oder 20–40 hPa innerhalb einiger Tage) eine wichtige, zu beachtende Größe ist.

6.2.2 Bestimmung vertikaler Änderungen mittels InSAR

Da die Projektion des Geschwindigkeitsvektors auf die Blickrichtung des Sensors berechnet werden muss (Vergleich Abbildung 2.6 in Abschnitt 2.1.5), um Höhendifferenzen aus Interferogrammen flächendeckend ableiten zu können, müssen Betrag und Richtung der Fließbewegung bekannt sein. Alternativ lassen sich für parallel zur Flugrichtung verlaufende Fließbewegungen Höhendifferenzprofile auch ohne Kenntnis über deren Betrag bestimmen, da in diesem Sonderfall die Projektion der Geschwindigkeit auf die Blickrichtung des Sensors Null ist.

Die zur Bestimmung der vertikalen Verschiebungen nötigen Schritte werden am Beispiel der absteigenden Spur D307G vom 23./24.10.1995 aufgezeigt. Der in Abbildung 6.7 dargestellte Bildbereich ist die Schnittmenge zwischen dem in Abschnitt 5.2.2 mittels *speckle-tracking* abgeleiteten Geschwindigkeitsfeld und der Szene D307G. Abbildung 6.7 a enthält das ursprüngliche Interferogramm, welches durch dichte *fringes* gekennzeichnet ist. Diese *fringes* entstehen durch die unterschiedlichen Master- und Slave-Aufnahmepositionen ($B_{\parallel} \approx 29 \text{ m}$). Diesem Muster sind zusätzlich Anteile der Topographie bezüglich der Referenzfläche ($B_{\perp} \approx 17 \text{ m}$) sowie der Fließ- und Vertikalbewegung überlagert.

Mithilfe des abgeleiteten Höhenmodells und präziser Orbitinformationen wird ein synthetisches Phasenbild generiert (Abbildung 6.7 b), welches die Effekte der Basislinie und der Topographie beinhaltet. Wird dieses Phasenbild vom ursprünglichen Interferogramm abgezogen, verbleiben viele in sich geschlossene *fringe*-Muster, die eine Mischung aus Fließen und Vertikalbewegung repräsentieren (Abbildung 6.7 c).

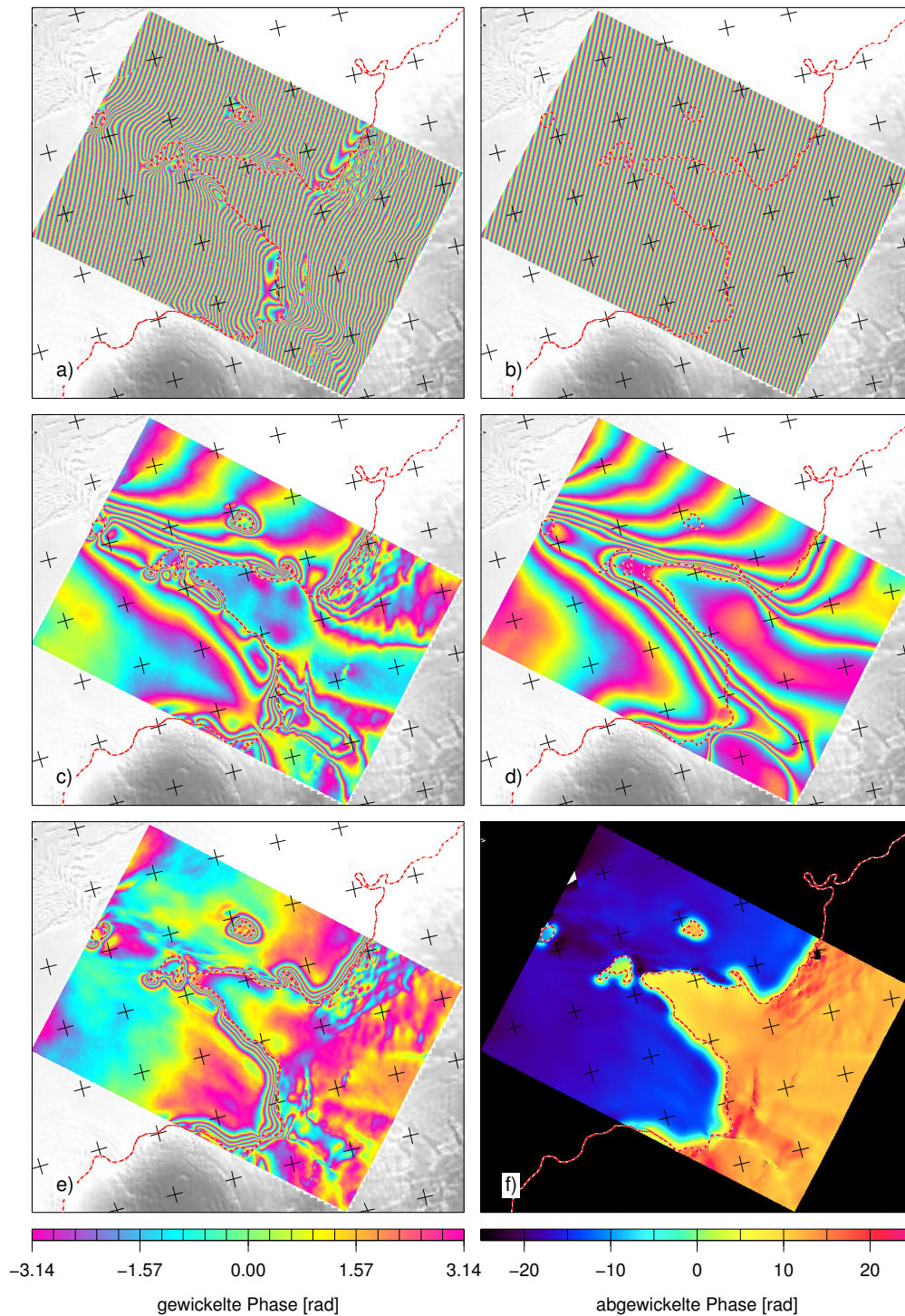


Abbildung 6.7: Ablauf zur Ableitung vertikaler Verschiebungen im Bereich der Aufsetzzone und des Schelfeises. **a)** Ursprüngliches Interferogramm der Spur D307G vom 23./24.10.1995. **b)** Aus Orbitinformationen und Höhenmodell berechnetes synthetisches Phasenbild, welches die Einflüsse der Basislinie und der Topographie beinhaltet. **c)** Korrigiertes Differenzinterferogramm. **d)** Aus dem Geschwindigkeitsfeld des Plogbreen (AAL01) berechnetes synthetisches Phasenbild der Horizontalbewegung (vergleiche Abbildung 5.2). **e)** Nach Abziehen der Horizontalgeschwindigkeit verbleibendes Differenzinterferogramm, gewickelte Phase. **f)** Durch Phasenabwicklung erhaltenes Phasenbild mit einem Wertebereich von ca. 40 rad.

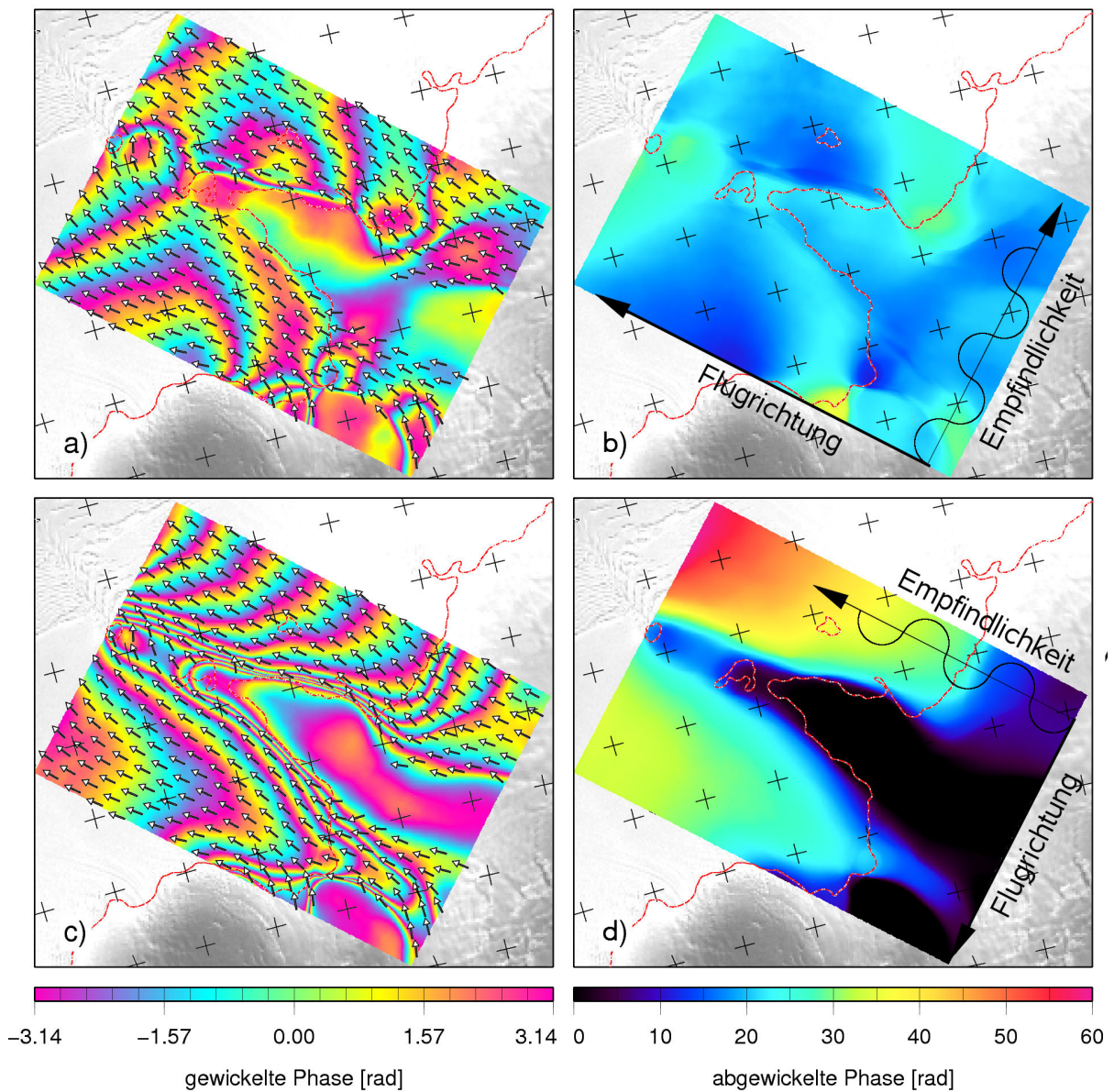


Abbildung 6.8: Vergleich der Empfindlichkeit bezüglich horizontaler Fließgeschwindigkeiten für aufsteigende und absteigende Satellitenbahn. **a)** Gewickeltes synthetisches Phasenbild der aufsteigenden Spur A031G vom 08./09.11.1995 mit überlagerten Fließrichtungen. **b)** Zugehörige abgewickelte Phase mit einem Wertebereich von 24.7 rad (3.9 Wellenzyklen), Flug- und Blickrichtung durch Pfeile angedeutet. **c)** Gewickeltes synthetisches Phasenbild der absteigenden Spur D307G vom 23./24.10.1995 mit überlagerten Fließrichtungen. **d)** Entsprechende abgewickelte Phase mit einem Wertebereich von 52.4 rad (8.3 Wellenzyklen).

Wird von diesem Differenzinterferogramm erneut ein die Fließkomponente enthaltendes synthetisches Phasenbild (Abbildung 6.7 d) subtrahiert, verbleiben neben den nun deutlich erkennbaren *fringe*-Gürteln im Bereich der AZ ein zuvor überlagertes langwelliges Signal in nordwestlicher Richtung sowie kleinskalige Undulationen in aufliegenden Regionen.

Aufgrund der Tatsache, dass der Sensor nur Veränderungen in Blickrichtung (senkrecht zur Flugrichtung) erfassen kann, ergeben sich für absteigende und aufsteigende Satellitenbahnen unterschiedliche Empfindlichkeiten. Abbildung 6.8 verdeutlicht diesen Zusammenhang anhand eines

Vergleiches der synthetischen Phasen für den aufsteigenden Orbit A031G vom 08./09.11.1995 (6.8 a und 6.8 b) und die absteigende Satellitenbahn D307G vom 23./24.10.1995 (6.8 c und 6.8 d). Die linke Spalte der Abbildung 6.8 zeigt die gewickelten synthetischen Phasenwerte (Vektoren der Fließrichtung zur Orientierung überlagert), rechts sind die entsprechenden abgewickelten Phasenwerte dargestellt. Der Wertebereich der aufsteigenden Spur (Abbildung 6.8 b) fällt hierbei mit 24.7 rad (3.9 Wellenzyklen) deutlich kleiner aus als der der absteigenden Satellitenbahn (Abbildung 6.8 d) mit 52.4 rad (8.3 Wellenzyklen). Die Blickrichtung der absteigenden Spur ko-inzidiert jedoch fast vollständig mit der Fließrichtung, wodurch dieses Signal vom absteigenden Orbit besser erfasst werden kann. Die in Abbildung 6.8 b dargestellten Flugrichtungen aufsteigender und absteigender Satellitenbahnen sind in der Realität nicht exakt senkrecht.

6.2.3 Ergebnisse und Genauigkeit

Anders als bei der Ableitung der Fließgeschwindigkeiten mittels InSAR sind für die Bestimmung von Höhenunterschieden im Bereich der AZ und des Schelfeises neben den SAR-Daten und der Kenntnis über die Oberflächentopographie vor allem die horizontalen Fließgeschwindigkeiten über die AZ von Bedeutung. Diese wurden in Abschnitt 5.2.2 mittels *speckle-tracking* in ALOS-Daten für die Region des Plogbreens und des Veststraumens gewonnen, weshalb sich die folgenden Untersuchungen ausschließlich auf diese zwei Gebiete konzentrieren.

In beiden Regionen wurden jeweils zwei aufsteigende und vier absteigende Satellitenspuren analysiert. Diese sind in Tabelle A.7 im Anhang zusammengestellt, wobei sich Spuren im Bereich des Plogbreens im oberen und Spuren der Veststraumenregion im unteren Tabellenteil befinden. Die geographische Lage aller Spuren kann über deren Spur-ID aus den bereits bekannten Abbildungen A.1 und A.2 ermittelt werden. Jede der in Tabelle A.7 aufgeführten Spuren wurde mit einer Farbkodierung versehen, die in allen weiteren Darstellungen zur Identifizierung dient. Zusätzlich sind Aufnahmedatum und -zeitpunkt, der aus NCEP/NCAR interpolierte Luftdruck, Prädiktionen fünf unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle sowie deren IBE-korrigierte Höhenänderungen angegeben. Um neben dieser spurorientierten Zuordnung eine Vorstellung über den zeitlichen Verlauf der Luftdruck- und Ozeangezeitenkurve zu erhalten, sind diese Signale in der Abbildung A.14 für den Plogbreen und in Abbildung A.15 für den Veststraumen gegenübergestellt.

Nachdem aus den untersuchten Interferogrammen, wie in Abbildung 6.7 gezeigt, die Effekte der Basislinie, der Topographie und der Fließgeschwindigkeit bestmöglich eliminiert wurden, verbleiben bei der Vernachlässigung von Störeinflüssen ausschließlich Höhenänderungsinformationen in den modulo- 2π -bekannten Phasenwerten. Mit einer Phasenabwicklung werden diese Mehrdeutigkeiten gelöst, wonach Gleichung 2.28 genutzt werden kann, um absolute Höhenänderungen im Bereich der AZ und des Schelfeises zu berechnen. Um den hierfür nötigen, jedoch bisher unbekanntem Phasenoffset ϕ_0 ermitteln zu können, wird angenommen, dass aufliegende Eisbereiche keinerlei Höhenänderungen infolge der Ozeangezeiten erfahren und diese folglich Null sind. Der Mittelwert aller abgewickelten Phasenwerte des aufliegenden Bereichs entspricht somit dem negierten Wert des Offsets $-\phi_0$.

Abbildung 6.9 zeigt für drei ausgewählte Spuren der Plogbreenregion eine dreidimensionale Darstellung der Höhenänderungen des Schelfeises sowie die Deformationen im Bereich der AZ. Eine analoge Darstellung für den Veststraumen ist in Abbildung A.17 im Anhang zu finden. In Teilabbildung 6.9 a sind infolge des minimalen Höhenunterschiedes kaum Veränderungen zwischen den beiden Überflügen der Spur A031G ersichtlich, während in Abbildung 6.9 b eine gegenüber der Ausgangslage nach unten gerichtete Höhenänderung der Spur A260G abgebildet ist.

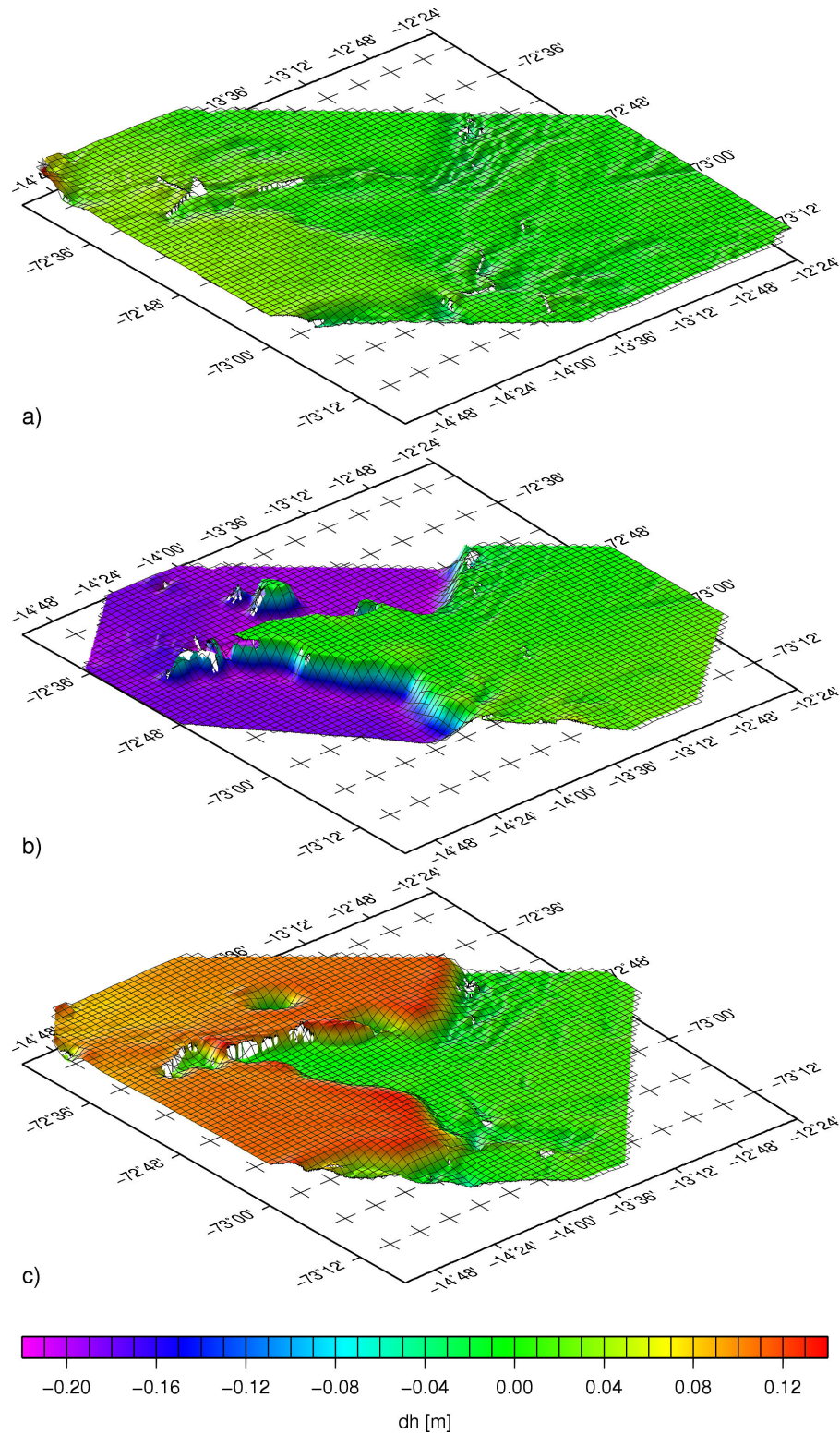


Abbildung 6.9: Dreidimensionale Darstellung (nordöstliche Blickrichtung) der ozeangezeitenbedingten Höhenänderungen und Deformationen im Bereich der Aufsetzzone für die Region des Plogbreen. Höhenänderung **a)** einer annähernd neutral prädizierten Differenz von $dh = 0.01$ m (Spur A031G), **b)** eine gegenüber der Ausgangslage nach unten gerichteten Änderung von bis zu $dh = -0.22$ m (Spur A260G) sowie **c)** einer bezüglich der Ausgangslage nach oben ausgenelkten Veränderung von maximal $dh = 0.14$ m (Spur D307G).

Tabelle 6.1: Gegenüberstellung der RMS-Werte aufliegender Bereiche (Betrag der aufgetretenen Maximalwerte in Klammern) und der effektiven Basislinienlänge B_{\perp} bzw. der Kohärenz des Interferogramms $\hat{\gamma}_{IFG}$. Die fünfte Spalte zeigt die Ergebnisse der Rückrechnung der RMS- und Maximalwerte (bzw. deren Phasenänderungen) in einen entsprechenden Topographiefehler dH_P^{lok} . Vergleichend wurde das Sensorrauschen von ca. 40° in Abhängigkeit von der Basislinie in einen sich daraus ergebenden Topographiefehler umgerechnet (Spalte sechs), womit ersichtlich wird, ab welchem Topographiefehler dieses Interferogramm betroffen wäre. In der siebten Spalte wurden die ermittelten RMS- und Maximalwerte als Fließgeschwindigkeitsfehler dv_{horiz} in Blickrichtung interpretiert.

Spur	B_{\perp} [m]	$\hat{\gamma}_{IFG}$	RMS	RMS $\rightarrow dH_P^{lok}$	$dH_P^{lok}(\phi_{40^{\circ}})$ [m]	RMS $\rightarrow dv_{horiz}$
			(MAX) [cm]	(MAX $\rightarrow dH_P^{lok}$) [m]		(MAX $\rightarrow dv_{horiz}$) [m/Jahr]
A031G	17	0.82	0.5 (1.7)	94.82 (322.37)	64.09	4.22 (14.34)
D307G	28	0.70	0.9 (2.5)	103.62 (287.83)	38.91	7.59 (21.09)
A260G	41	0.74	1.0 (3.0)	78.63 (235.88)	26.57	8.44 (25.31)
A246G	40	0.65	1.3 (3.5)	104.77 (282.08)	27.24	10.97 (29.53)
D221G	80	0.67	1.5 (4.2)	60.45 (169.25)	13.62	12.66 (35.44)
D493G	215	0.58	4.2 (11.4)	62.97 (170.18)	5.06	35.44 (95.77)

Im Gegensatz dazu zeigt Abbildung 6.9 c eine bezüglich der Ausgangslage nach oben gerichtete Auslenkung. In beiden Fällen (b und c) heben sich die zwei östlich und nördlich des Landzipfels gelegenen *rumples* deutlich ab. Aufgrund der geringen Höhenunterschiede in Abbildung 6.9 a treten die im aufliegenden Bereich verbleibenden Restfehler etwas stärker hervor, sind aber auch bei allen anderen Spuren mehr oder weniger ausgeprägt vorhanden. Tabelle 6.1 zeigt die RMS-Werte² verbleibender Höhenänderungen aufliegender Bereiche. Sind Oberflächenhöhen und Fließgeschwindigkeiten fehlerfrei abgezogen worden, sollten die RMS-Werte ungefähr dem Sensorrauschen von ca. 40° (in Höhenänderung ausgedrückt ca. 0.34 cm) entsprechen. Die vierte Spalte der Tabelle zeigt jedoch, dass diese Werte um einiges größer ausfallen. Die Ursachen hierfür können unterschiedlicher Art sein:

- **Fehlerhafte Topographieinformationen:** Werden falsche Höhenwerte (z. B. durch Fehler im Höhenmodell) bei der Berechnung des synthetischen Interferogramms genutzt, verbleiben im Differenzinterferogramm in Abhängigkeit von der Länge der effektiven Basislinie Phaseninformationen, die dann fälschlicherweise als vertikale Verschiebung interpretiert werden. Steigt der RMS des aufliegenden Bereichs mit der Länge der effektiven Basislinie (wie auch in Tabelle 6.1 ersichtlich), sind diese Abweichungen wahrscheinlich durch fehlerhafte Topographieinformationen mitverursacht. Um festzustellen, welche Größenordnung Topographiefehler haben müssten, um diese RMS- und Maximalwerte zu verursachen, wurden die entsprechenden Phasenänderungen vollständig als Topographiehöhenänderungen interpretiert, wobei sich die Werte der fünften Spalte ergeben. Um diese Zahlen besser einordnen und beurteilen zu können, wurde zusätzlich das Phasenrauschen des Sensors von ca. 40° in einen Topographiefehler umgerechnet und in der sechsten Tabellenspalte aufgeführt. Die Topographiefehler zeigen an, ab wann Höhenfehler kritisch werden. Vergleicht man nun die Spalten fünf und sechs, sieht man, dass die aus dem RMS abgeleiteten

²In der Tabelle wurden nicht alle zwölf analysierten, sondern nur die in Abbildung 6.9 und A.17 dargestellten sechs Spuren beispielhaft aufgeführt.

Topographiefehler verhältnismäßig groß sind, woraus folgt, dass entweder das Höhenmodell sehr ungenau ist oder weitere Effekte hinzukommen. Das Höhenmodell im Bereich des Plogbreen wurde durch Doppeldifferenzbildung benachbarter Spuren ermittelt, was bedeutet, dass systematische Fehler verbleiben können. Diese erreichen aber die für diesen Fehler erforderliche Größenordnung nicht. Im Schelfeisbereich, der für die Validierung von Ozeangezeitenmodellen von besonderem Interesse ist, dürfte sich der Einfluss der Topographie aufgrund geringerer Undulationen und deutlich verminderter Oberflächenneigungen zusätzlich minimieren.

- **Fehlerhafte Fließgeschwindigkeiten:** Analog zur Topographie können auch durch fehlerhafte Informationen der Fließgeschwindigkeit Phasenfehler im Differenzinterferogramm entstehen. Diese sind allerdings nicht von der Länge der Basislinie abhängig. Die aus den RMS- und Maximalwerten folgenden horizontalen Fließgeschwindigkeitsfehler sind in Tabelle 6.1 in der letzten Spalte notiert und wurden für eine Fließrichtung parallel zur Blickrichtung ($\eta = 0$, $\omega = 0$; siehe Gleichung 2.27) ermittelt. Dieser Sachverhalt impliziert, dass ein Geschwindigkeitsvektor, dessen Fließrichtung unter einem Winkel ω erfasst wird, einen um den Faktor $1/\cos(\omega)$ größeren Fehler haben muss, um den gleichen Phasenfehler zu bewirken. Bei einem Winkel von $\omega = 45^\circ$ ist dieser Faktor bereits 1.4. Abgesehen von dem außerordentlich hohen Geschwindigkeitsfehler von 35.4 m/Jahr für die Spur D493G liegen alle anderen Geschwindigkeitsfehler unterhalb von 13 m/Jahr, womit sie etwas kleiner sind als die für das *speckle-tracking* abgeschätzten Fehler (siehe Abschnitt 5.2.2).

Zusätzlich muss jedoch bedacht werden, dass die räumliche Auflösung der InSAR-Messungen mit $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ um den Faktor 50 besser ist als die beim *speckle-tracking* genutzte Boxgröße von $1\text{ km} \times 1\text{ km}$. Die Mittelbildung, insbesondere in Bereichen großer Geschwindigkeitsgradienten (z. B. an Gletscherrändern oder in der Nähe von Bergen), führt zu Restfehlern im Differenzinterferogramm.

Betrachtet man vor diesem Hintergrund die Abbildungen 6.7 e und 6.7 f erneut, fällt auf, dass in Landbereichen geringer Fließgeschwindigkeit schwache, langwellige Undulationen dominieren, während sich an den Grenzen leichte Kanten und innerhalb der Eisströme kleinskalige stärkere Variationen abbilden. Diese Tatsache spricht eher für Fehlereinflüsse aus dem Geschwindigkeitsfeld. Die ausschließliche Ursache können diese jedoch auch nicht sein, da diese ansonsten bei den sensitiveren Blickrichtungen (absteigende Satellitenbahn, vergleiche Abbildung 6.8) stärker vorhanden sein müssten, was allerdings nicht der Fall ist.

- **Eiseigenschaften und deren Veränderungen:** Obwohl die RMS-Werte mit der Basislinienlänge korreliert sind, müssen die existierenden Fehler nicht zwangsläufig aus einer fehlerhaften Topographie stammen. Eine größere effektive Basislinie hat nämlich ebenfalls zur Folge, dass die Spektren der SAR-Bilder sich weniger überlappen, womit das Rauschniveau des Interferogramms steigt und die Qualität des Interferogramms (gemessen an der Kohärenz) sinkt. Dies führt gleichermaßen zu höheren RMS-Werten. Die Region des Veststraumen hat beispielsweise, verglichen mit dem Plogbreen, jahreszeitenunabhängig und sensorunabhängig stets schlechtere Kohärenzwerte. Vermutungen, welche lokalen Gegebenheiten als Ursache in Frage kommen, reichen von ungünstigeren Oberflächeneigenschaften bis hin zu einer stärkeren Dekorrelation infolge der etwas höheren Fließgeschwindigkeiten.

Zusammenfassend sind die verbleibenden Restfehler im aufliegenden Bereich vorrangig aus diesen drei Effekten erklärbar. Die Tatsache, dass sich vereinzelte Strukturen der Topographie in

den Restfehlern abbilden, spricht für verbleibende Fehler im Höhenmodell. Die in den Restfehlern hervortretenden Ränder der Eisströme, aber auch die kleinskaligen Undulationen in den schneller fließenden Bereichen (besonders direkt hinter der Aufsetzlinie), werden dem nicht ausreichend aufgelösten Geschwindigkeitsfeld bzw. den realen Veränderungen des Fließverhaltens zugeschrieben.

Um die von den Ozeangezeitenmodellen prädizierten Höhenänderungen den jeweiligen gemessenen Werten vergleichend gegenüberstellen zu können, wurden in beiden Regionen vereinzelte Profile mit Längen zwischen 40 km und 100 km aus den flächendeckenden Daten extrahiert (siehe Abbildung 6.10). Im Bereich des Plogbreen (Abbildung 6.10 a) wurden hierzu zwei annähernd in Fließrichtung verlaufende Profile angelegt. Während das Profil P1 einen ungestörten Eisabfluss repräsentiert, ist der Eisfluss in P2 durch einen *rumple* gehemmt. P3 hingegen verläuft senkrecht zur Fließrichtung und überquert in der Mitte eine Passage vollständig aufliegenden Eises. Am Veststraumen (Abbildung 6.10 b) wurden aufgrund der zwei Zuflüsse fünf Profile untersucht, wobei in diesem Fall sowohl V1 als auch V2 einen *rumple* durchlaufen. Alle Profile wurden stets so platziert, dass sie im aufliegenden Bereich beginnen.

Abbildung 6.11 zeigt die Höhenänderungen dh aller am Plogbreen verfügbaren Spuren entlang der Profile P1 bis P3 (a-c) als dicke Punkte (bzw. Linien) in der entsprechenden Farbkodierung jeder Spur. Eine analoge Darstellung für den Veststraumen ist in Abbildung A.16 gegeben. Die unterlegten, dünnen horizontalen Linien markieren die IBE-korrigierten Prädiktionen fünf unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle. Entlang der Profile werden maximale Auslenkungen von ungefähr -27 cm bis $+14$ cm am Plogbreen und -25 cm bis $+42$ cm am Veststraumen erreicht. Das Profil P2 wird durch die Spur D078G nicht abgedeckt, weshalb die gelben und roten Punkte in der mittleren Teilabbildung 6.11 b fehlen. Bei allen Profilen, die einer Höhenänderung von >5 cm unterliegen, wird sehr gut sichtbar, dass es im Bereich der AZ zu stärkeren Deformationen kommt. Auch das vorübergehende „Eintauchen“ des Schelfeises unter das Niveau des hydrostatischen Gleichgewichts wird, unabhängig von der Profilrichtung, sehr gut erfasst.

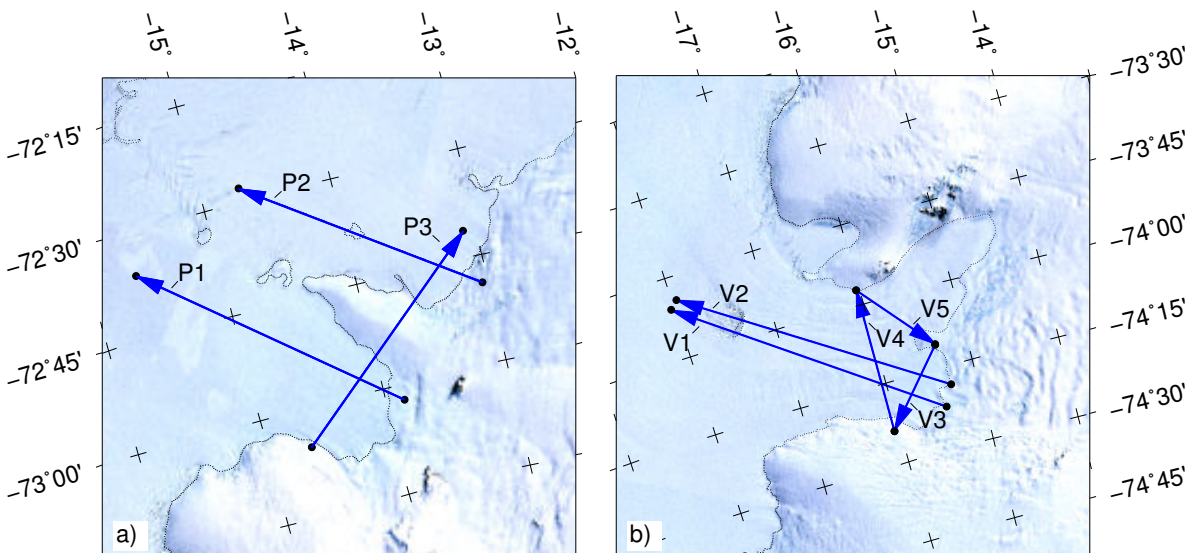


Abbildung 6.10: Geographische Lage der Profile P1–P3 im Bereich des Plogbreen (a) sowie der Profile V1–V5 für die Region des Veststraumen (b).

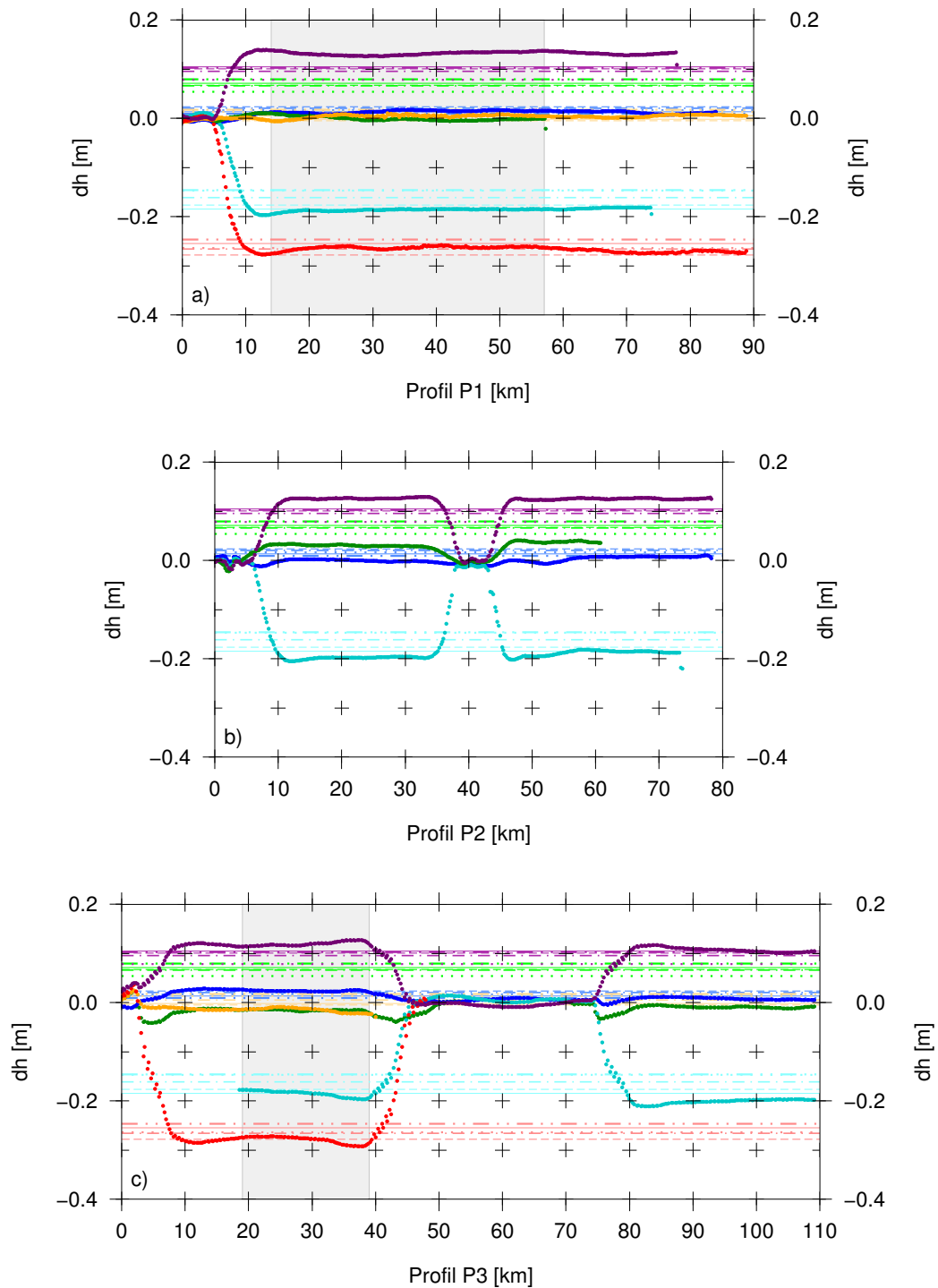


Abbildung 6.11: Vertikale Deformation der Aufsetzzone und Verschiebung des Schelfeises infolge von Ozeangezeiten im Bereich des Plogbreen (AALO1) entlang der Profile P1–P3 (a–c). InSAR-Messungen sind durch dicke Punkte dargestellt, jede Farbe repräsentiert die Differenz einer Spur (Farbkodierung siehe Tabelle A.7). Horizontal eingezeichnete Linien zeigen die aus Ozeangezeitenmodellen berechneten und mittels NCEP/NCAR um den IBE korrigierten Höhendifferenzen für das Modell NAO.99b (durchgezogene Linie), CATS 02.01 (gestrichelte Linie), FES2004 (gepunktete Linie), CADA 00.10 (Strich-Punkt-Linie) und TPXO.7.2 (Strich-Punkt-Punkt-Linie). Die hellgrau unterlegten Bereiche wurden zur Validierung der Höhenmodelle herangezogen.

Laufen die extrahierten Profile in den Abbildungen 6.11 und A.16 im aufliegenden Bereich nicht exakt auf Null zusammen, ist dies kein Fehler, sondern durch die Festlegung des Nullpunktes bedingt. Dieser wurde anhand aller flächig verfügbaren Phasenwerte und nicht speziell für diese Profile ermittelt. Abhängig von der Breite der AZ pegelt sich das Schelfeis ungefähr 10 km hinter der AL wieder im hydrostatischen Gleichgewicht ein und bewegt sich dann ohne stärkere interne Deformationen mit den Ozeangezeiten auf und ab, solange kein *rumple* dieses Gleichgewicht erneut unterbricht.

Für die geplante Bewertung von Ozeangezeitenmodellen sollen ausschließlich Profilmereiche genutzt werden, die keinen stärkeren internen Deformationen unterliegen und, darüber hinaus, alle verfügbaren Spuren enthalten. Diese zwei Kriterien werden von den in Abbildung 6.11 und Abbildung A.16 hellgrau unterlegten Bereichen erfüllt, weswegen diese die Datengrundlage für die Bewertung der Ozeangezeitenmodelle beider Regionen bilden.

6.2.4 Bewertung von Ozeangezeitenmodellen

Für jeden Profilmereich der hellgrau unterlegten Ausschnitte wurden Differenzen zwischen InSAR-Messungen und den IBE-korrigierten Prädiktionen verschiedener Ozeangezeitenmodelle gebildet. Daraus wurden anschließend RMS-Werte als „Qualitätsmerkmal“ berechnet. Tabelle 6.2 gibt eine Zusammenstellung für alle Spuren und Gezeitenmodelle. In der Bewertung der Modelle zeigt sich, dass das Modell NAO.99b mit einem mittleren RMS-Wert von 2.39 cm vor den Modellen CATS.02.01 (2.67 cm) und CADA 00.10 (2.77 cm) am besten abschneidet. Auffällig ist der große Unterschied von 2.8 mm im RMS-Mittelwert zwischen dem besten Modell NAO.99b und dem zweitbesten CATS.02.01. Die in der Tabelle nicht dargestellten, spurweisen Mittelwerte zeigen

Tabelle 6.2: Übersicht der RMS-Werte einzelner Spuren sowie der gesamten Region bezüglich unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle. Die Modelle sind nach dem Mittel der RMS-Werte in aufsteigender Reihenfolge sortiert, fett hervorgehobene Werte repräsentieren die Mittelwerte aller Spuren eines Modells. In der rechten Tabellenspalte sind die Vergleichswerte aus King und Padman (2005).

RMS [cm]	Plogbreen-Region						Veststraumen-Region					gesamt	King 2005
	A031G	D078G	D035G	D307G	A260G	D078G	A017G	A246G	D221G	D222G	D264G	Mittel	Schelf
NAO.99b	0.3	0.9	7.6	2.5	0.4	1.5	2.8	1.9	5.8	1.7	0.8	2.39	28.5
CATS.02.01	0.9	1.0	7.2	2.9	1.1	1.3	4.6	1.2	5.4	2.8	0.8	2.67	11.2
CADA 00.10	0.7	1.1	7.1	3.3	2.5	0.8	5.1	0.8	5.6	1.8	1.6	2.77	11.3
TPXO.7.2	0.7	2.1	8.5	2.7	4.0	2.2	2.8	0.9	3.7	2.6	0.9	2.81	—
CATS 2009a	1.4	0.9	6.6	2.4	1.1	0.8	5.0	2.4	5.3	3.0	2.1	2.82	—
TPXO.6.2	0.8	1.0	8.4	3.4	3.8	0.9	4.7	1.0	4.4	2.6	1.9	2.99	6.4
FES 99	0.9	1.7	8.0	3.2	3.2	1.0	3.1	1.3	6.4	2.4	1.8	3.00	11.5
TPXO.7.1	2.2	3.0	9.6	2.4	4.4	2.0	1.5	2.5	2.1	1.7	1.7	3.01	—
FES 2004	0.4	1.7	5.9	5.0	3.9	0.9	3.5	1.7	6.9	3.9	1.8	3.24	14.3
FES 95.2	1.1	5.7	6.1	1.1	1.7	2.4	1.1	1.1	8.8	3.5	4.0	3.31	—
GOT 00.2	0.3	5.8	5.2	2.6	2.3	2.7	3.1	0.7	6.4	2.7	5.0	3.36	18.4
SCHW 80	0.4	4.2	5.6	2.8	6.5	1.7	5.8	3.8	5.6	2.8	0.9	3.64	—

keine Unterschiede zwischen aufsteigenden und absteigenden Spuren. King und Padman (2005) bewerten Ozeangezeitenmodelle im Bereich der Antarktis mit GPS- und Druckpegelmessungen. In ihrer Untersuchung schneidet das Modell TPXO.6.2 am besten ab, während das NAO.99b-Modell weit zurückfällt. Die Reihenfolge der übrigen Modelle stimmt mit den hier ermittelten Ergebnissen überein. Die deutlich höheren RMS-Werte von King und Padman (2005) hängen mit der Nutzung direkter Höhenwerte anstelle von Höhendifferenzen zusammen. Die durchgängig aufgezeichneten Messreihen erlauben darüber hinaus eine Validierung aller Partialtiden, während in dieser Arbeit genutzte Messungen dem anfänglich beschriebenen Aliasing-Problem unterliegen. Die von King und Padman (2005) durchgeführten Analysen zeigen auch, dass die täglichen Perioden im Modell NAO.99b besonders schlecht repräsentiert sind. Aufgrund der Tatsache, dass die genutzten ERS-Daten eine Zeitdifferenz von exakt 24 h haben, können diese Anteile also nicht aufgelöst werden, wodurch das Modell in der vorliegenden Arbeit aufgrund der genutzten Methodik optimistischer eingeschätzt wird, als es der Realität entspricht.

Kapitel 7

Zusammenfassung

Mit der Weiterentwicklung von Sensoren und Methoden hat die Satellitenfernerkundung innerhalb der letzten 20 Jahre nicht nur einen großen Stellenwert in der Polarforschung errungen, sondern vor allem die Herangehensweisen an eine Vielzahl glaziologischer Probleme grundlegend verändert.

Die mittels Fernerkundung gewonnenen Informationen können dabei vielfältiger Art sein und reichen von Satellitenbildern unterschiedlicher Spektralbereiche über SAR-Bilder, die pixelweise Phasenmessungen gestatten, bis hin zu Altimeter-, Radiometer-, Mikrowellenradiometer- oder Spektromettermessungen, um nur einige zu nennen.

Mit fast jeder neu gestarteten Satellitenmission ergaben sich räumlich höher aufgelöste und genauere gesamtantarktische Produkte. Mithilfe von RADARSAT wurde beispielsweise erstmals eine vollständige und konsistente Abbildung der Antarktis generiert, welche später durch jeweils ein Bildmosaik aus MODIS- und LANDSAT-Daten ergänzt wurde. ERS-1/2-Altmetermessungen bildeten neben ICESat-Profilen lange Zeit eine wichtige Grundlage für Höhenmodelle und waren ebenfalls Basis für Untersuchungen zu Höhen- bzw. Volumenänderungen. Die Eisdynamik Antarktikas wurde neben vielen lokalen Studien im Rahmen der MAMM mittels *speckle-tracking* in RADARSAT-Daten für alle Küstenbereiche untersucht.

Neben all diesen, für den gesamten antarktischen Kontinent verfügbaren Produkten verbleibt eine große Menge aufgezeichneter Fernerkundungsdaten unausgewertet, aus denen sich jedoch in lokalen Studien wertvolle und tiefgreifende Informationen herausarbeiten lassen. In der vorliegenden Arbeit wurden primär SAR-Bilder, aber auch einige optische Aufnahmen sowie Altimetermessungen genutzt, um im Küstenbereich des Riiser-Larsen- und des Brunt-Schelfeises neue oder verbesserte Aussagen über Oberflächentopographie, Fließgeschwindigkeiten und ozeangezeitenbedingte Höhenänderungen im Bereich der Aufsetzzone treffen zu können, welche wiederum vor dem Hintergrund der Bestimmung von Massenflüssen und -bilanzen hinsichtlich klimatischer Veränderungen zu betrachten sind.

Oberflächentopographie

Aktuelle gesamtantarktische Höhenmodelle basieren entweder größtenteils auf der Datengrundlage altimetrischer Messungen oder werden mit Stereo-Korrelationen aus Nadir- und Rückblicken optischer Sensoren, z.B. ASTER¹ oder PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*)², berechnet. Das Messprinzip der Altimetrie ermöglicht eine

¹an Bord von Terra

²an Bord von ALOS

genaue Wiedergabe der Topographie entlang der hochfrequent abgetasteten Spuren, führt aber zu problematischen Datenlücken in den Maschen dazwischen. Die Stereo-Korrelation hingegen bietet flächendeckend eine sehr hohe Auflösung ($30\text{ m} \times 30\text{ m}$), benötigt aber eine entsprechende Textur, damit die Korrelationen erfolgreich sind. Dies ist im Bereich der Antarktis oft ein Problem, wodurch fleckenartige Artefakte im Höhenmodell auftreten. Eine starke Auflösungs- und Genauigkeitssteigerung gesamtantarktischer Modelle wird sich somit erst durch flächendeckende simultane³ interferometrische Messungen ergeben, wie sie bereits bei der *Shuttle Radar Topography Mission* mit einer globalen Abdeckung bis $\pm 60^\circ$ Breite durchgeführt wurden und infolge des kürzlich gestarteten Satelliten TanDEM-X innerhalb der nächsten zwei bis drei Jahre auch für die gesamte Antarktis verfügbar sein werden.

In dieser Arbeit wurden die *repeat-pass*-Interferometrie und die LASER-Altmetrie kombiniert, um im Arbeitsgebiet ein zirka $700\text{ km} \times 200\text{ km}$ großes Höhenmodell mit einer Auflösung von $60\text{ m} \times 60\text{ m}$ abzuleiten. Die über den Beobachtungszeitraum als konstant angenommene Eisdynamik wurde durch Doppeldifferenzbildung (identischer und benachbarter Spuren) eliminiert. Ein Teil der im Arbeitsgebiet verfügbaren ICESat-Spuren wurde selektiert und als Referenz für eine Basislinienverbesserung, in der auch der absolute Höhenbezug hergestellt wird, genutzt. Für die Bewertung der Genauigkeit wurden einerseits fehlertheoretische Untersuchungen durchgeführt, andererseits wurden Differenzen zu aktuellen Modellen, zu zuvor nicht genutzten ICESat-Spuren und zu einer vom AWI gemessenen GPS-Trajektorie gebildet. Die Standardabweichungen der ICESat-Spuren liegen in den meisten Bereichen zwischen 9.2 m und 16.8 m . Betrachtet man den Überlappungsbereich aller Modelle, ergibt sich für die ICESat-Spuren eine Standardabweichung von 10.35 m . Ein Vergleich mit der GPS-Trajektorie ergibt einen Wert von 8.83 m . In der Fehlerbetrachtung wurde weiterhin der Einfluss der geringfügig unterschiedlichen Blickrichtungen benachbarter Spuren abgeschätzt. Der Betrag dieses systematischen Höhenfehlers ist abhängig von der Länge der effektiven Basislinie und kann bei kurzen Basislinien Werte von über 100 m erreichen.

Aufgrund der Tatsache, dass nicht für jede Szene mehr als zwei Überflüge verfügbar waren, konnten auch nicht überall Doppeldifferenzen gebildet werden. Dennoch sollten aber alle mindestens zweimal überflogenen Bereiche auch in die Analyse des Bewegungsverhaltens einfließen. Aus diesem Grund wurde das in dieser Arbeit bestimmte Höhenmodell mit dem ebenfalls aus InSAR abgeleiteten Drews-Modell sowie mit dem auf LASER- und RADAR-Altmetrie basierenden Bamber-Modell (welches auch die schwimmenden Eisbereiche enthält) zusammengeführt.

Bestimmung horizontaler Fließgeschwindigkeiten

Die für die Berechnung von Massenflüssen nötige Kenntnis über das Fließverhalten wurde im Rahmen dieser Arbeit mit drei unterschiedlichen Methoden – *speckle-tracking*, *feature-tracking* und InSAR – bestimmt.

Das *feature-tracking*, welches sich bei günstigen Bedingungen auch über lange Zeitspannen (mehrere Jahre) nutzen lässt, wurde im gesamten Schelfeisbereich, insbesondere aber in der Region des Brunt-Schelfeises und der Stancomb-Wills-Eiszunge genutzt, um mithilfe geokodierter ERS-1/2-Bilder zu klären, ob die Stancomb-Wills-Eiszunge ebenfalls von dem für das Brunt-Schelfeis bekannten Geschwindigkeitsverlust betroffen ist oder nicht. Die Ergebnisse des *feature-tracking* zeigen Fließgeschwindigkeiten zwischen 300 m/Jahr und 1500 m/Jahr (Brunt-Schelfeis und Eiszunge), welche sich zwischen den Epochen 1991/1997 und 1997/2005 zwischen 30 m/Jahr und 90 m/Jahr verlangsamten. Dies trifft sowohl für das Brunt-Schelfeis als auch für die Eiszunge (insbesondere im landnäheren Teil) zu. Vergleicht man die Azimute der

³zur Eliminierung der Eisdynamik

Fließrichtungen beider Epochen, wird sichtbar, dass die Bewegungen im Bereich der Eiszunge zur zweiten Epoche um 3° bis 5° mehr nach Osten weisen, die im Brunt-Schelfeis hingegen aber annähernd konstant bleiben. In der Folge öffnet sich der zwischen Schelfeis und Eiszunge seit Jahren existierende Riss verstärkt.

Neben Betrag und Richtung wurde im LSM-Ansatz des *feature-tracking* auch eine Rotation geschätzt. Diese zeigt im Bereich der Eiszunge Verdrehungen nach Osten, während im Bereich des Brunt-Schelfeises Drehungen in westliche Richtung dominieren. Ein Vergleich der Rotationsgeschwindigkeiten beider Epochen lässt keine nennenswerte Veränderung erkennen.

Die ermittelten Fließgeschwindigkeiten erreichen aufgrund der langen Zeitbasis gegenüber anderen Verfahren eine sehr hohe absolute Genauigkeit. Sie passen hervorragend zu bisher veröffentlichten Fließgeschwindigkeiten, und die Fehlerbetrachtung zeigt, dass die bestimmten Geschwindigkeitsänderungen im Bereich der Stancomb-Wills-Eiszunge signifikant sind.

Um im Bereich des Plogbreen und des Veststraumen die Ergebnisse des ALOS-*speckle-tracking* von 2006/2007 mit ERS-InSAR- bzw. ERS-*feature-tracking*-Messungen von 1991 bis 1995 vergleichen bzw. kombinieren zu können, wurden neben RADAR-Daten auch LANDSAT-Daten (*Land Remote Sensing Satellite*) über die drei Zeiträume 1987–1989, 2000–2001 und 2008–2010 untersucht. Für diese Analyse wurde eine geringe Anzahl hochwertiger Merkmale (hervorragend erkennbar, über alle Zeiträume vorhanden, in mehrere kleinere Teilgruppen zerlegbar) selektiert und in allen Bildpaaren mittels *feature-tracking* verfolgt. Die Ergebnisse zeigen bei gleichbleibender Fließrichtung einen minimalen, jedoch nicht signifikanten Geschwindigkeitsanstieg zwischen 1 und maximal 11 m/Jahr (über den Zeitraum 1987 bis 2010), woraus abgeleitet wird, dass beide Regionen – Plogbreen und Veststraumen – für den Untersuchungszeitraum als stabil angesehen werden können.

Die ebenfalls in diesen Bereichen verfügbaren ALOS-Szenen (2006/2007) wurden genutzt, um flächendeckende Geschwindigkeitsinformationen, beginnend in aufliegenden Eisbereichen über die AZ hinweg bis auf das Schelfeis, durchgängig mittels *speckle-tracking* abzuleiten. Im Bereich des Plogbreen wurden auf dem Schelfeis Fließgeschwindigkeiten von bis zu 230 m/Jahr ermittelt, in der Veststraumen-Region werden an der Stelle des Zusammenfließens von Veststraumen und Veststraumen-Gletscher die höchsten Geschwindigkeiten von fast 260 m/Jahr erreicht.

Am intensivsten wurde jedoch InSAR zur Ableitung von Fließgeschwindigkeiten genutzt. Die zuvor bestimmte Oberflächentopographie wurde als Störgröße aus den Interferogrammen entfernt, und die aus aufsteigender und absteigender Satellitenbahn erfassten unterschiedlichen Bewegungsanteile wurden unter der Annahme eines oberflächenparallelen Fließens zu einem resultierenden Geschwindigkeitsvektor kombiniert. Alle separat ermittelten InSAR-Geschwindigkeitsfelder wurden mit den Ergebnissen des *speckle-* und *feature-tracking* in einer gesamten Lösung kombiniert.

Zur bestmöglichen Abschätzung des Fehlerhaushaltes wurde auf drei unterschiedliche Methoden zurückgegriffen. Erstens wurde eine theoretische Fehlerbetrachtung durchgeführt, die auf Basis der Aufnahmegeometrie ein Phasenrauschen des Interferogramms sowie mögliche Neigungsfehler des Höhenmodells auf Betrag und Richtung des Fließvektors fortpflanzt. Da jedoch nicht alle die Messung beeinflussenden Komponenten (wie zum Beispiel der verbleibende differentielle Orbitfehler) quantitativ bekannt sind oder bestimmt werden können, wurde zweitens betrachtet, wie groß zu erwartende systematische Effekte aus Orbit und Topographie (für entsprechende Basislinienlängen) maximal werden können. Drittens und letztens wurden sich überlappende Bereiche zur Bestimmung empirischer Fehlerwerte durch Differenzbildung herangezogen.

Das finale Geschwindigkeitsfeld erstreckt sich über einen ähnlichen Bereich wie das Höhenmodell (zirka $700 \text{ km} \times 200 \text{ km}$) und bietet bei einer räumlichen Auflösung von $120 \text{ m} \times 120 \text{ m}$ für aufliegende Bereiche (InSAR) bzw. $480 \text{ m} \times 480 \text{ m}$ (*feature-tracking*) oder $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$

(*speckle-tracking*) in Schelfeis-Regionen eine sehr konsistente Lösung, welche auch die im MAMM-Geschwindigkeitsfeld vorhandenen größeren Datenlücken schließt. Parallel dazu existiert, basierend auf den Fehlerbetrachtungen, eine Karte der zu erwartenden Genauigkeit. Basierend auf dem Phasenrauschen des Sensors von 40° und einem durchschnittlichen Neigungsfehler des Höhenmodells von 18.6% (± 8.83 m auf 60 m Entfernung) wurden anhand der Orbitgeometrien Fehler für Betrag und Richtung der ermittelten Fließgeschwindigkeiten berechnet. Auffallend hierbei ist, dass Geschwindigkeiten unter 4 m/Jahr mit dieser Methode nicht problemlos detektiert werden können. Empirisch ermittelte Fehlerwerte korrespondieren gut mit den theoretisch bestimmten Werten.

Analyse ozeangezeitenbedingter Höhenänderungen im Bereich der Aufsetzzone

Die infolge der Ozeangezeiten auftretenden Höhenänderungen (und Deformationen) im Bereich der Aufsetzzone sind bei den meisten interferometrischen Auswertungen störende Einflüsse, da diese bei Differenz- und Doppeldifferenzbildung ungleich große Anteile vertikaler Verschiebung enthalten und folglich nicht entfallen.

Dieser Effekt wurde aber für die Lagekartierung der Aufsetzzone genutzt, um für den gesamten Küstenbereich des Arbeitsgebietes aus allen verfügbaren Interferogrammen bzw. Doppeldifferenzen die obere und untere Grenze der Deformation abzuleiten. Die obere Grenze der Deformation kann als Aufsetzlinie betrachtet werden, insbesondere wenn man bedenkt, dass leichte Höhenunterschiede infolge der Ozeangezeiten deren Lokation ständig beeinflussen. Um dennoch Höhendifferenzen über die Aufsetzzone bestimmen zu können, müssen alle anderen Effekte, insbesondere die Fließbewegung, bekannt sein und entfernt werden.

Die aus ALOS-Daten mittels *speckle-tracking* bestimmten Fließgeschwindigkeiten im Bereich des Plogbreen und des Veststraumen wurden nun genutzt, um für alle auf- und absteigenden ERS-Bildpaare dieser Regionen entsprechende synthetische Interferogramme zur Korrektur des Geschwindigkeitsanteils zu berechnen. Nach Entfernen des Geschwindigkeitsanteils wurden die Differenzen in den aufliegenden Bereichen im Mittel auf Null referenziert und die verbleibenden Phasenwerte als Vertikalverschiebung interpretiert, wodurch sich absolute Höhenunterschiede im Bereich des Schelfeises ergeben. Diese wurden sowohl dreidimensional als auch in Form von Profilen dargestellt. Dabei werden nicht nur die unterschiedlichen Auslenkungen infolge der entsprechenden Ozeangezeiten gut erkennbar, auch das etwas tiefere „Eintauchen“ des Schelfeises unter das Niveau des hydrostatischen Gleichgewichts tritt klar ersichtlich hervor.

Bewertung von Ozeangezeitenmodellen anhand der gemessenen Höhenänderungen

Um den gemessenen Höhendifferenzen prädierte Differenzen unterschiedlicher Ozeangezeitenmodelle zum Zweck einer Bewertung gegenüberstellen zu können, wurde zuerst der Einfluss der Luftdruckänderungen (IBE) zwischen den Aufnahmen mittels NCEP/NCAR-Modell bestimmt und korrigiert. Alle sich vollständig im hydrostatischen Gleichgewicht befindenden Profilbereiche (die zusätzlich von allen Überflügen erfasst sein mussten) wurden für eine Differenzbildung genutzt, um nachfolgend anhand der Differenzprofile für jedes Modell einen RMS-Wert als Bewertungskriterium bestimmen zu können. Ermittelte RMS-Werte lagen zwischen 2.39 cm und 3.64 cm. Die vier besten Modelle (der Reihenfolge nach geordnet) sind: NAO.99b (2.39 cm), CATS.02.01 (2.67 cm), CADA.00.10 (2.77 cm) und TPXO.7.2 (2.81 cm). Abgesehen vom ersten Modell, welches bekanntermaßen im Bereich der Schelfeisregionen bei den täglichen Anteilen besonders schlecht ist, erscheint diese Reihenfolge plausibel. Bei der Bewertung muss jedoch bedacht werden, dass ERS in einem sonnensynchronen Orbit betrieben wird und folglich das Untersuchungsgebiet sekundengenau nach 24 Stunden erneut überfliegt. Liegt die Periode (oder

ein ganzzahliges Vielfaches dieser) einer Partialtide dicht an diesem Wert (wie z. B. $S_2 = 12$ h, $S_1 = 24$ h, $K_2 = 11.97$ h oder $K_1 = 23.93$ h), kommt es zu Aliasing-Effekten, wodurch diese Anteile nicht aufgelöst und demzufolge auch nicht bewertet werden können.

Die im Rahmen dieser Arbeit für das Küstengebiet des Riiser-Larsen- und des Brunt-Schelfeises ermittelten Ergebnisse der Oberflächentopographie, der Fließgeschwindigkeit und der Lokation der Aufsetzzone stellen hinsichtlich Auflösung, Genauigkeit und Konsistenz Verbesserungen aktueller Modelle dar. Die festgestellten Geschwindigkeitsänderungen im Bereich der Stancomb-Wills-Eiszunge waren zuvor nicht bekannt und können zu einem besseren Verständnis dieses Systems (insbesondere in Hinblick auf weitere Modellierungen dieses Bereichs) beitragen. Das Entfernen der Fließgeschwindigkeiten aus Interferogrammen mit dem Hintergrund der Berechnung von Höhendifferenzen im Schelfeisbereich eröffnet ebenfalls neue Möglichkeiten für die Bewertung von Ozeangezeitenmodellen. Die Nutzung von Differenzen anstelle von Doppeldifferenzen erlaubt hierbei eine andere Parametrisierung, welche unter Nutzung von SAR-Daten unterschiedlicher Missionen und variabler Aufnahmeblickwinkel (mit zahlreicheren Aufnahmemöglichkeiten) zur Lösung des Aliasing-Problems eine genauere Bestimmung von Ozeangezeiten im Bereich der Schelfeisgebiete erwarten lässt.

Literaturverzeichnis

- Abshire, J. B., Sun, X., Riris, H., Sirota, J. M., McGarry, J. F., Palm, S., Yi, D. und Liiva, P. (2005). Geoscience laser altimeter system (GLAS) on the ICESat Mission: On-orbit measurement performance. *Geophysical Research Letters*, 32:1–4.
- ADD Consortium (2008). *Antarctic Digital Database, Version 5.0. Database, Manual and Bibliography*. Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge.
<http://www.add.scar.org>, letzter Zugriff: 02.03.2010.
- Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Dupont, T. K., Parizek, B. R. und Pollard, D. (2007). Effect of sedimentation on ice sheet grounding line stability. *Science*, 315(5820):1838–1841.
- Anandakrishnan, S., Catania, G. A., Alley, R. B. und Horgan, H. J. (2007). Discovery of till deposition at the grounding line of Whillans ice stream. *Science*, 315(5820):1835–1838.
- Andersen, O. und Knudsen, P. (1997). Multi-satellite ocean tide modelling—the K1 constituent. *Progress In Oceanography*, 40(1-4):197–216. Tidal Science In Honour of David E. Cartwright.
- Antarctic Meteorological Research Center (2009). Antarctic Meteorological Research Center. Space Science and Engineering Center, University of Wisconsin - Madison.
<ftp://amrc.ssec.wisc.edu/archive/>, letzter Zugriff: 16.12.2009.
- Baek, S. (2006). *DEM generation and ocean tide modeling over Sulzberger ice shelf, West Antarctica, using synthetic aperture radar interferometry*. Dissertation, Ohio State University, Geodetic Science and Surveying.
- Baek, S., Shum, C., Lee, H., Yi, Y., Kwoun, O. Lu, Z. und Braun, A. (2005). Dem, tide and velocity over Sulzberger ice shelf, West Antarctica. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2005, IGARSS 2006, Proceedings IEEE International*, 4:2726–2728.
- Bähr, T. und Vögtle, H.-P. (1998). *Digitale Bildverarbeitung - Anwendung in Photogrammetrie, Kartographie und Fernerkundung*. Wichmann Verlag, 3. Ausg.
- Baltsavias, E. P. (1999). *Matching Verfahren und Automatische DTM Generierung*. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- Bamber, J., Gomez-Dans, J. und Griggs, J. (2009a). Antarctic 1 km digital elevation model (DEM) from combined ERS-1 radar and ICESat laser satellite altimetry. Boulder, Colorado USA, National Snow and Ice Data Center. Digital media.
<http://nsidc.org/data/nsidc-0422.html>, letzter Zugriff: 10.03.2010.
- Bamber, J. L. und Bindschadler, R. A. (1997). An improved elevation dataset for climate and ice-sheet modelling: validation with satellite imagery. *Annals of Glaciology*, 25:439–444.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L. und Griggs, J. A. (2009b). A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data. Part 1: Data and methods. *The Cryosphere*, 3(2):101–111.

- Bamler, R. (1999). The SRTM Mission: A world wide 30 m resolution DEM from SAR interferometry in 11 days. In *Photogrammetric Week 1999, 47. Photogrammetrische Woche, Universität Stuttgart*, S. 145–154.
- Bamler, R., Adam, N., Davidson, G. W. und Just, D. (1998). Noise induced slope distortion in 2D phase unwrapping by linear estimators with application to sar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):913–921.
- Bamler, R. und Hartl, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14(4):R1–R54.
- Baran, I., Stewart, M. P., Kampes, B. M., Perski, Z. und Lilly, P. (2003). A modification to the Goldstein radar interferogram filter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(9):2114–2118.
- Bindschadler, R., Vornberger, P., Fleming, A., Fox, A., Mullins, J., Binnie, D., Paulsen, S. J., Granne-man, B. und Gorodetzky, D. (2008). The Landsat image mosaic of Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 112(12):4214–4226.
- Bindschadler, R. A. und Scambos, T. A. (1991). Satellite-Image-Derived Velocity Field of an Antarctic Ice Stream. *Science*, 252(5003):242–246.
- Born, M., Wolf, E. und Bhatia, A. B. (1999). *Principle of Optics: Electromagnetic Theory of propagation, interference and diffraction of light*. Pergamon Press, New York, 7. Ausg.
- British Antarctic Survey (2005). Antarctic factsheet geographical statistics. British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council.
http://www.antarctica.ac.uk/about_antarctica/teacher_resources/resources/factsheets/factsheet_geostats_screen.pdf, letzter Zugriff 05.06.2009.
- Broeke, M. R. und Bintanja, R. (1995). Summertime atmospheric circulation in the vicinity of a blue ice area in Queen Maud Land, Antarctica. *Boundary-Layer Meteorology*, 72(4):411–438.
- Buckland, J. R., Huntley, J. M. und Turner, S. R. E. (1995). Unwrapping noisy phase maps by use of a minimum-cost-matching algorithm. *Applied Optics*, 34(23):5100–5108.
- Budd, W., Janssen, D. und Smith, I. (1984). A three-dimensional time-dependent model of the West Antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*, 5:29–36.
- Carrington, D. (2009). Scientists solve enigma of Antarctic cooling.
<http://www.guardian.co.uk/environment/2009/jan/21/global-warming-antarctica>, letzter Zugriff: 06.06.2010.
- Cartwright, D. und Ray, R. (1990). Oceanic tides from Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 95(C3):3069–3090.
- Chapin, E., Chan, S., Chapman, B., Chen, C., Martin, J., Michel, T., Muellerschoen, R., Pi, X. und Rosen, P. (2006). Impact of the ionosphere on an L-band space based radar. *IEEE Explore*, S. 51–58.
- Chen, C. W. (2001). *Statistical-cost network-flow approaches to two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry*. Dissertation, Stanford University.
- Costantini, M. (1998). A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):813–821.
- Costantini, M., Malvarosa, F., Minati, E. und Zappitelli, E. (2006). A Data Fusion Algorithm for DEM Mosaicking: Building a Global DEM with SRTM-X and ERS Data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2006, IGARSS 2006, Proceedings IEEE International*, S. 3861–3864.

- Cumming, I. G. und Wong, F. H. (2005). *Digital Processing of Synthetic Aperture Radar Data: Algorithms and Implementation*. Artech House Inc., Boston, London.
- Curlander, J. C. und McDonough, R. N. (1991). *Synthetic aperture radar: Systems and signal processing*. John Wiley & Sons, New York.
- Cusack, R., Huntley, J. M. und Goldrein, H. T. (1995). Improved noise-immune phase-unwrapping algorithm. *Applied Optics*, 34(5):781–789.
- Dammert, P. B. G. (1997). Accuracy of InSAR measurements in forested areas. In *Fringe96*. ESA SP-406, Vol II.
- DEOS (2004). ERS precise orbit determination.
<http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/faq.shtml>, letzter Zugriff: 12.01.2010.
- Ding, X., Li, Z., Zhu, J., Feng, G. und Long, J. (2008). Atmospheric effects on InSAR measurements and their mitigation. *Sensors*, 8(9):5426–5448.
- Doin, M., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O. und Doubre, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1):35–50. Advances in SAR interferometry, Fringe Workshop 2007.
- Drews, R., Rack, W., Wesche, C. und Helm, V. (2009). A spatially adjusted elevation model in Dronning Maud Land, Antarctica, based on differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(8):2501–2509.
- Egbert, G., Bennet, A. und Foreman, M. (1994). TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99:24821–24852.
- Egbert, G. und Erofeeva, S. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2):183–204.
- ERSDAC (2009). *ASTER global DEM validation summary report*.
- ESA (2007). *ASAR product handbook – the ASAR user guide (issue 2.2)*.
<http://envisat.esa.int/handbooks/asar/CNTR2-6-1-2-3.htm>, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Ewert, H. (2005). *Voruntersuchung von ICESat-Altimeterdaten für ein Gebiet der Antarktis*. Studienarbeit am Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Ewert, H. (2006). *Auswertung und Interpretation von Laseraltimeterdaten des Satelliten ICESat in einer Region der Antarktis*. Diplomarbeit am Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Ferretti, A., Prati, C. und Rocca, F. (1999). Multibaseline InSAR DEM reconstruction: The wavelet approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(2):705–715.
- Ferretti, A., Prati, C. und Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5):2202–2212.
- Förstner, W. (1982). On the geometric precision of digital correlation. In International Archives of Photogrammetry, Hrsg., *Proceedings of the ISPRS Symposium - Mathematical Models, Accuracy Aspects and Quality Control*, Band 24(3), S. 176–189.
- Foster, J., Brooks, B., Cherubini, T., Shacat, C., Businger, S. und Werner, C. L. (2006). Mitigating atmospheric noise for InSAR using a high resolution weather model. *Geophysical Research Letters*, 33:1–5.

- Foster, M. R. und Guinzy, N. J. (1967). The coefficient of coherence: Its estimation and use in geophysical data processing. *Geophysics*, 32(4):602–616.
- Fox, A. und Cooper, A. (1994). Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database. *Polar Record*, 30(174):201–206.
- Fricker, H. A., Allison, I., Craven, M., Hyland, G., Ruddell, A., Young, N., Coleman, R., King, M., Krebs, K. und Popov, S. (2002). Redefinition of the Amery ice shelf, East Antarctica grounding zone. *Journal of Geophysical Research*, 107(B5):1–9.
- Fricker, H. A., Borsa, A., Minster, B., Carabajal, C., Quinn, K. und Bills, B. (2005). Assessment of ICESat performance at the salar de Uyuni, Bolivia. *Geophysical Research Letters*, 32:1–5.
- Fricker, H. A. und Padman, L. (2006). Ice shelf grounding zone structure from ICESat laser altimetry. *Geophysical Research Letters*, 33:1–5.
- Gamma (2006). *Documentation - Users Guide, Gamma Remote Sensing Software*. Gamma Remote Sensing AG.
- Gatelli, F., Guamieri, A., Parizzi, F., Pasquali, P., Prati, C. und Rocca, F. (1994). The wavenumber shift in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(4):855–865.
- Gebler, S. (2009). *Fließlinien des Antarktischen und des Grönländischen Eisschildes: Berechnung und Interpretation*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Ghiglia, D. C. und Pritt, M. D. (1998). *Two-dimensional phase unwrapping: Theory, algorithms and software*. John Wiley & Sons.
- Glasser, N. und Scambos, T. (2008). A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice-shelf collapse. *Journal of Glaciology*, 54:3–16.
- Goldstein, R. (1995). Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 22:2517–2520.
- Goldstein, R. M., Engelhardt, H., Kamb, B. und Frolich, R. M. (1993). Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, 262:1525–1534.
- Goldstein, R. M. und Werner, C. L. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21):4035–4038.
- Goldstein, R. M. und Zebker, H. A. (1987). Interferometric radar measurements of ocean surface currents. *Nature*, 328:707–709.
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A. und Werner, C. L. (1988). Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23:713–720.
- Gray, A. L., Mattar, K. E., Geudtner, D. und Vachon, P. W. (1997). Experiments at CCRS using ERS tandem mode data. In T.-D. Guyenne & D. Danesy, Hrsg., *Third ERS Symposium*, Band 414 von *ESA Special Publication*, S. 1001.
- Gray, A. L., Mattar, K. E. und Sofko, G. (2000). Influence of ionospheric electron density fluctuations on satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 27:1451–1454.
- Gray, L. und Short, N. (2001). *Dynamics of the Stancomb-Wills glacier tongue and the Brunt ice shelf*. Canada Centre for Remote Sensing.
- Griggs, J. A. und Bamber, J. (2009). A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data. Part 2: Validation and error estimates. *The Cryosphere*, 3(2):113–123.

- Grün, A. (1985). Adaptive least squares correlation: A powerful image matching technique. *South African Journal of Photogrammetry, Remote Sensing & Cartography*, 14(3):175–187.
- Guarnieri, A. M. und Prati, C. (1997). SAR interferometry: A quick and dirty coherence estimator for data browsing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3):660–669.
- Hagberg, J., Ulander, L. und Askne, J. (1995). Repeat-pass SAR interferometry over forested terrain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(2):331–340.
- Hajnsek, I., Schulze, D., Busche, T., Zink, M., Krieger, G. und Moreira, A. (2010). *Status of the TanDEM-X mission*. Vortrag, SPIRIT Workshop, Toulouse.
- Hamidi, S. und Masnadi-Shirazi, M. (2008). *Implementation of Range Doppler Algorithm for spaceborn SAR by compensating range cell migration*. International Association of Science And Technology for Development – Proceedings of the 5th IASTED International Conference on Antennas, Radar and Wave Propagation, Baltimore, Maryland.
- Hanssen, R. und Feijt, A. (1996). A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. In *ERS SAR interferometry, Proceedings of the Fringe Workshop 1996*, Band ESA SP-406. Paris: European Space Agency.
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Hedfors, J. und Pohjola, V. A. (2004). Ice flux of Plogbreen, a small ice stream in Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 39(1):409–416.
- Hein, A. (2004). *Processing of SAR Data*. Springer Verlag Heidelberg New York.
- Helmert, F. R. (1880). *Die mathematischen und physikalischen Theorien der Höheren Geodäsie*, Band 1. Teubner Verlag Leipzig.
- Herring, T. und Quinn, K. (1999). Atmospheric delay correction to GLAS laser altimeter ranges. Geoscience laser altimeter system (GLAS) – algorithm theoretical basis document, version 1.2. http://krsc.kari.re.kr/satellite/dwd/satellite_04/GLAS/ATBD-GLAS-06.pdf, letzter Zugriff: 02.02.2010.
- Hines, K., Bromwich, D. und Marshall, G. (1999). Artificial surface pressure trends in the NCEP-NCAR reanalysis over the southern ocean and Antarctica. *Journal of Climate*, 13:3940–3952.
- Hoen (2001). *A correlation based approach to modelling interferometric radar observations of the Greenlandic ice sheet*. Dissertation, Stanford University.
- Hoen, E. W. und Zebker, H. A. (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.
- Holmes, R., Stearns, C. und Weidner, G. (1997). Antarctic automatic weather stations: 1995–1996. *Antarctic Journal of the US*, 33:171–174.
- Holmlund, P., Brown, I., J-O., N. und R., P. (2003). Balanced flow of the Veststraumen ice stream, Dronning Maud Land, Antarctica. *IGS-SCAR Meeting, Milano August 2003*. Poster, International Symposium on Antarctic Glaciology http://people.su.se/~brown/resources/milano_poster.pdf, letzter Zugriff: 02.03.2010.
- Hulbe, C., Johnston, R., Joughin, I. und Scambos, T. (2005). Marine ice modification of fringing ice shelf flow. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(3):323–330.

- Humbert, A., Kleiner, T., Mohrholz, C., Oelke, C., Greve, R. und Lange, M. (2009). A comparative modeling study of the Brunt Ice Shelf/Stancomb-Wills Ice Tongue system, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 55:53–65.
- Huybrechts, P. (1992). *The Antarctic ice sheet and environmental change – a three-dimensional modelling study*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Berichte zur Polarforschung Nr. 99, 0176-5027.
- IfAG (1988). Landsat-Satellitenbildkarten, 1:250.000.
http://www.bkg.bund.de/nn_147094/DE/Bundesamt/Kostenlose-Karten/Antarktis-Karten/Antarktis-Karten_2BExpeditionen.html, letzter Zugriff: 06.06.2009.
- Jezek, K., Farness, K., Carande, R., Wu, X. und Labelle-Hamer, N. (2003). RADARSAT-1 synthetic aperture radar observations of Antarctica: Modified antarctic mapping mission, 2000. *Radio Science*, 38(4):8067.
- Jezek, K. und RAMP Product Team (2002). RAMP AMM-1 SAR image mosaic of Antarctica. Alaska SAR Facility Fairbanks in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media.
<http://bprc.osu.edu/rs1/radarsat/data/>, letzter Zugriff: 02.03.2010.
- Jezek, K. C. (1999). Glaciological properties of the Antarctic ice sheet from RADARSAT-1 synthetic aperture radar imagery. *Annals of Glaciology*, 29(1):286–290.
- Joughin, I. (1995). *Estimation of ice-sheet topography and motion using interferometric synthetic aperture radar*. Dissertation, Department of Electrical Engineering University of Washington.
- Joughin, I. (2002). Ice-sheet velocity mapping: a combined interferometric and speckle-tracking approach. *Annals of Glaciology*, 34(1):195–201.
- Joughin, I., Kwok, R. und 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., Winebrenner, D., Fahnestock, M., Kwok, R. und Krabill, W. (1996). Measurement of ice sheet topography using satellite radar interferometry. *Journal of Glaciology*, 42(140):10–22.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, C. K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. und Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–472.
<http://www.cdc.noaa.gov/data/reanalysis/>, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Kampes, B. (1999). *Delft object-oriented radar interferometric software: Users manual and technical documentation*. Delft University of Technology, Delft, 1.2 Ausg.
- Kantha, L. (1995). Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides. Model description and scientific results for TOPEX/Poseidon. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12):25283–25308.
- King, M. A. und Padman, L. (2005). Accuracy assessment of ocean tide models around Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 32(23):1–4.
- Knöpfle, W., Strunz, G. und Roth, A. (1998). Mosaicking of digital elevation models derived by SAR Interferometry. *IAPRS, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 32(4):306–313.
- Kohlhase, A., Feigl, K. und Massonnet, D. (2003a). Applying differential InSAR to orbital dynamics: A new approach for estimating ERS trajectories. *Journal of Geodesy*, 77(9):493–502.

- Kohlhase, A., Feigl, K., Massonnet, D. und Ferretti, A. (2003b). Estimating orbital trajectories from fringe gradients in SAR interferograms for measuring crustal strain. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2003, IGARSS 2003, Proceedings IEEE International*, S. 3808–3810.
- Krieger, G., Fiedler, H., Hajnsek, I., Eineder, M., Werner, M. und Moreira, A. (2005). TanDEM-X: Mission concept and performance analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 7:4890–4893.
- Krieger, G., Fiedler, H., Zink, M., Hajnsek, I., Younis, M., Huber, S., Bachmann, M., Gonzalez, J., Werner, M. und Moreira, A. (2007). TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry. *IET Conference Publications*, 2007(CP530):1–5.
- Kwok, R. und Fahnestock, M. A. (1996). Ice sheet motion and topography from radar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(1):189–200.
- Lang, H. und Welch, R. (1999). *Algorithm theoretical basis document for ASTER digital elevation models*. JPL – Version 3.0.
- Le Provost, C., Genco, M. L., Lyard, F., Vincent, P. und Canceil, P. (1994). Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12):24777–24797.
- Lee, S., Baek, S. und Shum, C. K. (2005). Multi-temporal, multi-resolution data fusion for Antarctica DEM determination using InSAR and altimetry. In *International geoscience and remote sensing symposium*, Band 4, S. 2827–2829.
- Lefèvre, F., Lyard, F. und Le Provost, C. (2002). FES99: A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19:1345–1356.
- Legrésy, B. und Rémy, F. (1997). Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 43(144):265–275.
- Lewis, J. P. (1995). Fast normalized cross-correlation.
<http://www.idiom.com/~zilla/Papers/nvisionInterface/nip.html>, letzter Zugriff: 14.01.2010.
- Li, Z., Ding, X., Huang, C., Wadge, G. und Zheng, D. (2006). Modeling of atmospheric effects on InSAR measurements by incorporating terrain elevation information. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(11):1189–1194.
- Li, Z., Ding, X., Huang, C., Zou, Z. und Chen, Y. (2007). Atmospheric effects on repeat-pass InSAR measurements over Shanghai region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(12):1344–1356.
- Li, Z., Muller, J. und Cross, P. (2003). Tropospheric correction techniques in repeat-pass SAR interferometry. In *Proceedings of the FRINGE workshop 2003*. ESA, ESRIN, Frascati, Italy.
- Li, Z., Muller, J.-P., Cross, P. und Fielding, E. J. (2005). Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration. *Journal of Geophysical Research*, 110:1–10.
- LIMA Project (2009). Landsat image mosaic of Antarctica. Digital Library. U.S. Geological Survey, British Antarctic Survey and National Aeronautics and Space Administration.
<http://lima.usgs.gov/index.php>, letzter Zugriff: 02.03.2010.
- Limbert, D. (1964). *The absolute and relative movement and regime of the Brunt ice shelf near Halley bay*. British Antarctic Survey Bulletin, Nummer 3:1-11.
- Liu, H. und Jezek, K. (2004). A complete high-resolution coastline of Antarctica extracted from orthorectified RADARSAT SAR imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70(5):605–616.

- Liu, H., Jezek, K., Li, B. und Zhao, Z. (2001). Radarsat Antarctic mapping project digital elevation model, version 2. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/RAMP/DEM_V2/, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Liu, H., Jezek, K. C. und Li, B. (1999). Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical Research*, 104(B10):23199–23213.
- Liu, J., Kuga, Y., Ishimaru, A., Pi, X. und Freeman, A. (2003). Ionospheric effects on SAR imaging: A numerical study. *IEEE Transactions, Geoscience and Remote Sensing*, 41(5):939–947.
- Lucas, B. D. und Kanade, T. (1981). An iterative image registration technique with an application to stereo vision. In *Proceedings of International Joint Conference on Artificial Intelligence*, S. 674–679.
- Lucchitta, B. K. und Rosanova, C. E. (1997). Velocities of Pine Island and Thwaites Glacier, West Antarctica from ERS-1 SAR images. In *Third ERS Symposium, Florence, Italy, 17-21 March, 1997*.
- Luhmann, T. (2003). *Nahbereichsphotogrammetrie: Grundlagen, Methoden und Anwendungen*. Wichmann Verlag, 2. Auflage.
- Luthcke, S. B., Rowlands, D. D., Williams, T. A. und Sirota, M. (2005). Reduction of ICESat systematic geolocation errors and the impact on ice sheet elevation change detection. *Geophysical Research Letters*, 32:1–4.
- Lyard, F., Lefèvre, F., Letellier, T. und Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56:394–415.
- Lythe, M. B., Vaughan, D. G. und the BEDMAP Consortium (2000). BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106:335–351.
- Masolov, V. N., Popov, S. V., Lukin, V. V., Sheremetyev, A. N. und Popkov, A. M. (2006). *Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica*, S. 135–140. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M. und Adragna, F. (1994). Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature*, 369:227–230.
- Massonnet, D. und Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4):441–500.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T. und Masatsugu, O. (2000). Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/Poseidon altimeter data into a hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56(5):567–581.
- McCarthy, D. D. und Petit, G. (2004). IERS technical note No. 32, IERS conventions (2003). International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS), Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main. <ftp://tai.bipm.org/iers/conv2003/tn32.pdf>, letzter Zugriff: 02.02.2010.
- Metzig, R., Dietrich, R., Korth, W., Perl, J., Hartmann, R. und Winzer, W. (2000). Horizontal ice velocity estimation and grounding zone detection in the surroundings of Schirmacherøase, Antarctica, using SAR interferometry. *Polarforschung*, 67(1/2):7–14.
- Meyer, F. (2004). *Simultane Schätzung von Topographie und Dynamik polarer Gletscher aus multi-temporalen SAR Interferogrammen*. Dissertation, Technische Universität München.
- Meyer, F., Bamler, R., Jakowski, N. und Fritz, T. (2006). The potential of low-frequency SAR systems for mapping ionospheric TEC distributions. *IEEE Letters on Geoscience and Remote Sensing*, 3(4):560–564.

- Meyer, F. und Nicoll, J. (2008). The impact of the ionosphere on interferometric SAR processing. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2008, IGARSS 2008, Proceedings IEEE International*, 2:391–394.
- Mittermayer, J. (2000). *Hochauflösende Verarbeitung von Radardaten mit synthetischer Apertur*. Dissertation, Fachbereich Elektrotechnik und Informatik der Universität-Gesamthochschule Siegen.
- Nakamura, K., Doi, K. und Shibuya, K. (2007). Estimation of seasonal changes in the flow of Shirase Glacier using JERS-1/SAR image correlation. *Polar Science*, 1(2-4):73–83.
- Nakamura, K., Doi, K. und Shibuya, K. (2010). Fluctuations in the flow velocity of the Antarctic Shirase Glacier over an 11-year period. *Polar Science*, In Press, Corrected Proof:1–13.
- Nolan, M. und Fatland, D. R. (2003). Penetration depth as a DInSAR observable and proxy for soil moisture. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(3):532–537.
- Oerlemans, J. und van der Veen (1984). *Ice sheets and climate*. D. Reidl Publishing Company, Dordrecht, Netherlands.
- Oveisgharan, S. und Zebker, H. A. (2007). Estimating snow accumulation from InSAR correlation observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(1):10–20.
- Padman, L., Fricker, H., Coleman, R., Howard, S. und Erofeeva, S. (2002). A new tidal model for the Antarctic ice shelves and seas. *Annals of Glaciology*, 34:247–254.
- Parke, M., Stewart, R., Farless, D. und Cartwright, D. (1987). On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. *Journal of Geophysical Research*, 92(C11):11693–11707.
- Phillips, H., Ridgway, J., Minster, J.-B., Yi, D. und Bentley, C. (1999). Tidal corrections. Geoscience laser altimeter system (GLAS), algorithm theoretical basis document, version 2.0. http://www.csr.utexas.edu/glas/pdf/Tide_ATBD_v21.0.pdf, letzter Zugriff: 02.02.2010.
- Potuckova, M. (2006). *Image matching and its applications in photogrammetry*. Dissertation, Aalborg University.
- Pugh, D. (1988). *Tides, Surges and Mean Sea-Level. A Handbook for Engineers and Scientists*. John Wiley und Sons Inc.
- Puysségur, B., Michel, R. und Avouac, J.-P. (2007). Tropospheric phase delay in interferometric synthetic aperture radar estimated from meteorological model and multispectral imagery. *Journal of Geophysical Research*, 112:1–12.
- Quinn, K. J. (2000). Atmospheric delay correction. ICESat Team Paper. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology. http://www-gpsg.mit.edu/~katyq/laseralt/team_paper.pdf, letzter Zugriff: 02.02.2010.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A. und Bamler, R. (2003). The shuttle radar topography mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(4):241–262.
- Rabus, B. T. und Lang, O. (2002). On the representation of ice-shelf grounding zones in SAR interferograms. *Journal of Glaciology*, 48(162):345–356.
- Rack, W., Doake, C., Rott, H., Siegel, A. und Skvarca, P. (2000). Interferometric analysis of the deformation pattern of the northern larsen ice shelf, antarctic peninsula, compared to field measurements and numerical modeling. *Annals of Glaciology*, 31:205–210.

- Ray, R. (1999). A global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: GOT99.2. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, NASA/TM-1999-209478. http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19990089548_1999150788.pdf, letzter Zugriff: 02.02.2010.
- Rémy, F., Shaeffer, P. und Legrésy, B. (1999). Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets. *Geophysical Journal International*, 139:645–656.
- Rignot, E. (1998a). Hinge-line migration of Petermann Gletscher, North Greenland, detected using satellite-radar interferometry. *Journal of Glaciology*, 44(148):469–476.
- Rignot, E. (2008). Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data. *Geophysical Research Letters*, 35(12):L12505.
- Rignot, E., Bamber, J. L., van den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W. J. und van Meijgaard, E. (2008). Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1(2):106–110.
- Rignot, E., Echelmeyer, K. und Krabill, W. (2001). Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters*, 28:3501–3504.
- Rignot, E. und Jacobs, S. S. (2002). Rapid Bottom Melting Widespread near Antarctic Ice Sheet Grounding Lines. *Science*, 296(5575):2020–2023, doi: 10.1126/science.1070942.
- Rignot, E., Padman, L., MacAyeal, D. R. und Schmelz, M. (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 Geophysical Research*, 105(C8):19615–19630.
- Rignot, E. J. (1998b). Fast recession of a West Antarctic glacier. *Science*, 281:549–551.
- Rignot, E. J. (1998c). Radar interferometry detection of hinge-line migration on Rutford ice stream and Carlson inlet, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27:25–32.
- Rim, H.-J., Yoon, S.-P., Kim, Y. und Schutz, B. E. (2005). ICESat precision orbit determination over solar storm period. *Advances in the Astronautical Sciences*, 120(1):579–588.
- Rosen, P. und Zebker, H. (2007). Atmospheric artifacts in interferometric SAR surface deformation and topographic maps. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.37.4849>, letzter Zugriff: 28.04.2010.
- Rosenau, R. (2008). *Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten grönländischer Gletscher mittels Feature Tracking in Satellitenbildern*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, Technische Universität Dresden.
- Rosmorduc, V., J., Benveniste, O., Lauret, C., Maheu, M., Milagro, N. und Picot (2009). *Radar altimetry tutorial*. Collecte Localisation Satellites (CLS), Toulouse. <http://www.altimetry.info>, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Rummel, R. und Sanso, F. (1993). Principle of satellite altimetry and elimination of radial orbit errors. In *Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography*, Band 50 von *Lecture Notes in Earth Sciences*, S. 190–241. Springer Berlin / Heidelberg. 10.1007/BFb0117929.
- SCAR (2009). A catalogue of Antarctic names from the SCAR composite gazetteer of Antarctica. <http://data.aad.gov.au/aadc/gaz/>, letzter Zugriff: 08.10.2009.
- Scharroo, R. und Visser, P. (1998). Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research*, 103:8113–8127.

- Schutz, B. E., Zwally, H. J., Shuman, C. A., Hancock, D. und DiMarzio, J. P. (2005). Overview of the ICESat mission. *Geophysical Research Letters*, 32.
- Schwiderski, E. (1980). Ocean tides – Part I: Global ocean tidal equations. *Marine Geodesy*, 3(1-4):161–217.
- Seymour, M. S. und Cumming, I. G. (1994). Maximum likelihood estimation for SAR interferometry. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 1994, IGARSS 1994, Proceedings IEEE International*, S. 2272–2275.
- Sharov, A., Gutjahr, K., Meyer, F. und Schardt, M. (2002). Methodical alternatives to the glacier motion measurement from differential SAR interferometry. In *Proceedings of the ISPRS Commission III Conference, 2002*, S. 324–329.
- Sharov, A., Gutjahr, K. und Pellikka, P. (2004). Phase gradient approach to the evaluation and mapping of glacier rheology from multi-pass SAR. *Series for Remote Sensing*, 3:154–165.
- Short, N. und Gray, A. (2005). Glacier dynamics in the Canadian high Arctic from RADARSAT-1 speckle tracking. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 31(3):225–239.
- Shum, C. K., Woodworth, P. L., Andersen, O. B., Egbert, G. D., Francis, O., King, C., Klosko, S. M., Le Provost, C., Li, X., Molines, J.-M., Parke, M. E., Ray, R. D., Schlax, M. G., Stammer, D., Tierney, C. C., Vincent, P. und Wunsch, C. I. (1997). Accuracy assessment of recent ocean tide models. *Journal of Geophysical Research*, 102(C11):25173–25194.
- Simmons, D. (1986). Flow of the Brunt ice shelf, Antarctica, derived from LANDSAT images 1974–85. *Journal of Glaciology*, 32(111):252–254.
- Simmons, D. und Rouse, J. (1984). Accelerating flow of the Brunt ice shelf, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 30(106):377–380.
- Smith, A. M. (1986). Ice rumples on Ronne ice shelf, Antarctica. *British Antarctic Survey Bulletin*, 72:47–52.
- Smith, A. M. (1991). The use of tiltmeters to study the dynamics of Antarctic ice-shelf grounding lines. *Journal of Glaciology*, 37:51–58.
- Smith, B. E., Bentley, C. R. und Raymond, C. F. (2005). Recent elevation changes on the ice streams and ridges of the Ross embayment from ICESat crossovers. *Geophysical Research Letters*, 32:1–5.
- Smith, W. H. F. und Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3):293–305.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. und Miller, H. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Spinhirne, J. D., Palm, S. P., Hart, W. D., Hlavka, D. L. und Welton, E. J. (2005). Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results. *Geophysical Research Letters*, 32:1–5.
- Stephenson, S. (1984). Glacier flexure and the position of grounding lines: Measurements by tiltmeter on Rutford ice stream, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 5:165–169.
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U. und Werner, C. (2002). Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11):2384–2391.

- Sun, G. und Ranson, K. (1997). Digital elevation models from SIR-C interferometric and shuttle laser altimeter (SLA) data. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 1997, IGARSS 1997, Proceedings IEEE International*, 1:460–462.
- Takanezawa, T., Matsumoto, K., Ooe, M. und Naito, I. (2001). Effect of the long-period ocean tide on earth rotation, gravity and crustal deformation predicted by a global barotropic model – periods from Mtm to Sa. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 47(1):545–550.
- Tarayre, H. und Massonnet, D. (1994). Effects of a refractive atmosphere on interferometric processing. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 1994, IGARSS 1994, Proceedings IEEE International*, 2:717–719.
- Tarayre, H. und Massonnet, D. (1996). Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry. *Geophysical Research Letters*, 23(9):989–992.
- Thomas, R. H. (1979). Ice shelves: A review. *Journal of Glaciology*, 24(90):273–286.
- Thompson, D., Graber, H. und Carande, R. (1994). Measurements of ocean currents with SAR interferometry and HF radar. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 1994, IGARSS 1994, Proceedings IEEE International*, 4:2020–2022.
- Touzi, R., Lopes, A., Bruniquel, J. und Vachon, P. W. (1999). Coherence estimation for SAR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1(37):135–149.
- Trenberth, K. und Caron, K. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14:3433–3443.
- Tsutomu, Y., Koichiro, D. und Kazuo, S. (2010). Combined use of insar and glas data to produce an accurate dem of the antarctic ice sheet: Example from the breivika-asuka station area. *Polar Science*, 4(1):1–17.
- Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P., di Priso, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Mayewski, P. und Summerhayes, C., Hrsg. (2009). *Antarctic Climate Change and the Environment*. Scientific Committee on Antarctic Research, Scott Polar Research Institute, Lensfield Road, Cambridge, UK.
- Turner, J., Colwell, S., Marshall, G., Lachlan-Cope, T., Carleton, A., Jones, P., Lagun, V., Reid, P. und Iagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25(3):279–294.
- Vaughan, D., Bamber, J. L., Giovinetto, M., Russell, J. und Cooper, A. (1999). Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of Climate*, 12(4):933–946.
- Vaughan, D., Hugh, F. J., Ferraccioli, F., Frearson, N., O’Hare, A., Mach, D., Holt, J. W., Blankenship, D. D., Morse, D. L. und Young, D. A. (2006). New boundary conditions for the West Antarctic ice sheet: Subglacial topography beneath Pine Island glacier. *Geophysical Research Letters*, 33:1–4.
- Vaughan, D. G. (1994). Investigating tidal flexure on an ice shelf using kinematic GPS. *Annals of Glaciology*, 20:372–376.
- Vaughan, D. G. (1995). Tidal flexure at ice shelf margins. *Journal of Geophysical Research*, 100(4):6213–6224.
- Vaughan, D. G. und Doake, C. S. M. (1996). Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379(6563):328–331.
- Visser, P., Scharroo, R., Floberghagen, R. und Ambrosius, B. (1997). Impact of PRARE on ERS-2 orbit determination. In *Proceedings of the 12th International Space Flight Dynamics Symposium, Darmstadt, 1997*, Band SP-403 von *ESA Special Publication*, S. 115.

- Weber, M. (2004). Autotrace Version 0.31.1.
<http://autotrace.sourceforge.net>, letzter Zugriff: 04.06.2009.
- Webley, P. W., Bingley, R. M., Dodson, A. H., Wadge, G., Waugh, S. J. und James, I. N. (2002). Atmospheric water vapour correction to InSAR surface motion measurements on mountains: Results from a dense GPS network on mount Etna. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(4-5):363–370.
- Webley, P. W., Wadge, G. und James, I. N. (2004). Determining radio wave delay by non-hydrostatic atmospheric modelling of water vapour over mountains. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(2-3):139 – 148.
- Weertman, J. (1974). Stability of the junction of an ice sheet and ice shelf. *Journal of Glaciology*, 13(67):3–11.
- Wegmueller, U., Werner, C., Strozzi, T. und Wiesmann, A. (2006). Ionospheric electron concentration effects on SAR and InSAR. *Geoscience and Remote Sensing Symposium 2006, IGARSS 2006, Proceedings IEEE International*, S. 3731–3734.
- Wernicke, A., Joost, R. und Ehlert, U. (2009). *GNU Image Manipulation Program Benutzerhandbuch*.
<http://www.gimp.org/>, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Wesche, C. (2009). *Evaluation and application of GPS and altimetry data over central Dronning Maud Land, Antarctica: Annual elevation change, a digital elevation model and surface flow velocity*. Dissertation, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften.
- Wessel, P. und Smith, W. H. F. (2010). *Generic Mapping Tools, Verison 4.5.3 – Online Manual Pages*.
<http://gmt.soest.hawaii.edu/gmt/doc/gmt/html/man/surface.html>, letzter Zugriff: 01.08.2010.
- Westfeld, P. (2005). *Entwicklung von Verfahren zur räumlich und zeitlich aufgelösten 2D-Bewegungsanalyse in der Glaziologie*. Diplomarbeit, Technische Universität Dresden. Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung.
- Williams, S., Bock, Y. und Fang, P. (1998). Integrated satellite interferometry: Tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products. *Journal of Geophysical Research*, 103:52–67.
- Wingham, D. J., Wallis, D. W. und Shepherd, A. (2009). Spatial and temporal evolution of Pine Island glacier thinning, 1995–2006. *Geophysical Research Letters*, 36(17):1–5.
- Wuite, J. und Jezek, K. (2009). Evidence of past fluctuations on Stancomb-Wills ice tongue, Antarctica, preserved by relict flow stripes. *Journal of Glaciology*, 55(190):239–244.
- Xu, C., Wang, H., Ge, L., Yonezawa, C. und Cheng, P. (2006). InSAR tropospheric delay mitigation by GPS observations: A case study in Tokyo area. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(6):629–638.
- Yamanokuchi, T., Doi, K. und Shibuya, K. (2005). Validation of grounding line of the East Antarctic ice sheet derived by ERS-1/2 interferometric SAR data. *Polar Geoscience*, 18:1–14.
- Yamanokuchi, T., Doi, K. und Shibuya, K. (2009). InSAR Grounding Line Database Version 1.0.
http://www.restec.or.jp/research/InSAR_GL_main.html, letzter Zugriff: 06.06.2009.
- Zebker, H. A. und Goldstein, R. M. (1986). Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *Journal of Geophysical Research*, 91:4993–4999.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A. und Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research*, 102:7547–7563.

- Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A. und Hensley, S. (1994). Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(4):823–836.
- ZheltoV, S. Y. und SibirYakov, A. V. (1997). Adaptive subpixel cross-correlation in a point correspondence problem. *Optical 3D Measurement Techniques*, S. 1–11.
<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.11.6857>, letzter Zugriff: 02.06.2009.
- Zwally, H., Jay, H., Major, J., Brenner, A., Martin, T. und Bindschadler, R. (1987). *Ice measurements by Geosat radar altimetry*. The Navy Geosat Mission, Technical Digest, Band 8, 251–254, Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory, Washington.
- Zwally, H. J., Bindschadler, R. A., Brenner, A. C., Martin, T. V. und Thomas, R. H. (1983). Surface elevation contours of Greenland and Antarctic ice sheets. *Journal of Geophysical Research*, 88(C3):1589–1596.
- Zwally, H. J., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., Bufton, J., Dezio, J., Hancock, D., Harding, D., Herring, T., Minster, B., Quinn, K., Palm, S., Spinhirne, J. und Thomas, R. (2002). ICESat’s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3-4):405–445.

Anhang A

A.1 Ergänzende Abbildungen und Tabellen

Während der Beschreibung von Daten und Ergebnissen ist es unumgänglich, Bezug auf die unterschiedlichen Satellitenspuren zu nehmen. Das Gleiche gilt natürlich auch während der Prozessierung der Daten, in welcher möglichst aussagekräftige Abkürzungen den Überblick erleichtern. Um die nachstehenden Abbildungen und Tabellen besser verstehen zu können, soll kurz erläutert werden, wie sich die alphanumerischen Spur-IDs (z. B. A317G) zusammensetzen und welche Informationen sie enthalten:

1. Der erste Buchstabe zeigt die Flugrichtung der Spur an, wobei „A“ für aufsteigend (*ascending*) und „D“ für absteigend (*descending*) steht.
2. Die nächsten drei Zahlen entsprechen dem *track* (Spurkennung der ESA).
3. Der letzte Buchstabe zeigt an, in welcher ERS-Phase die Spur aufgezeichnet wurde. Neben einem Aufnahmezeitfenster definiert sich hiermit vor allem der Wiederholorbit, der zwischen den Phasen wechselt. Dies ist entscheidend, da z. B. die sonst deckungsgleich verlaufende aufsteigende Spur 032 als A032A andere Bereiche der Erdoberfläche abdeckt als die Spur A032G (vergleiche Abbildung A.1, Spurnummern 16 und 19), weswegen diese unterschieden werden müssen. Namen, Zeiträume und Wiederholorbits der einzelnen ERS-Phasen sind folgende:
 - A = *commissioning phase*; 25.07.1991 – 10.12.1991; 3-Tage-Wiederholorbit nur für das *feature-tracking* verfügbar **oder**
A = *multi-disciplinary phase*; 29.04.1996 – heute; 35-Tage-Wiederholorbit nur für die InSAR-Prozessierung verfügbar
 - D = *second ice phase*; 23.12.1993 – 10.04.1994; 3-Tage-Wiederholorbit
 - G = *tandem phase*; 21.03.1995 – 05.06.1996; 35-Tage-Wiederholorbit

Die zwei genutzten aufsteigenden ALOS-Spuren sind mit AALO1 und AALO2 bezeichnet worden. Die beim Vergleich der Fließgeschwindigkeitsänderungen herangezogenen *feature-tracking*-Ergebnisse von RADARSAT werden als RSAT1 bzw. RSAT2 referenziert. Neben den Spur-IDs wurden weiterhin zweistellige Spurnummern benötigt und vergeben. Diese Zahlen wachsen bei aufsteigenden Satellitenspuren von Ost nach West an und sind alle kleiner 20. Absteigende Satellitenspuren hingegen liegen über 20, wobei sich deren Nummern von Süd nach Nord vergrößern.

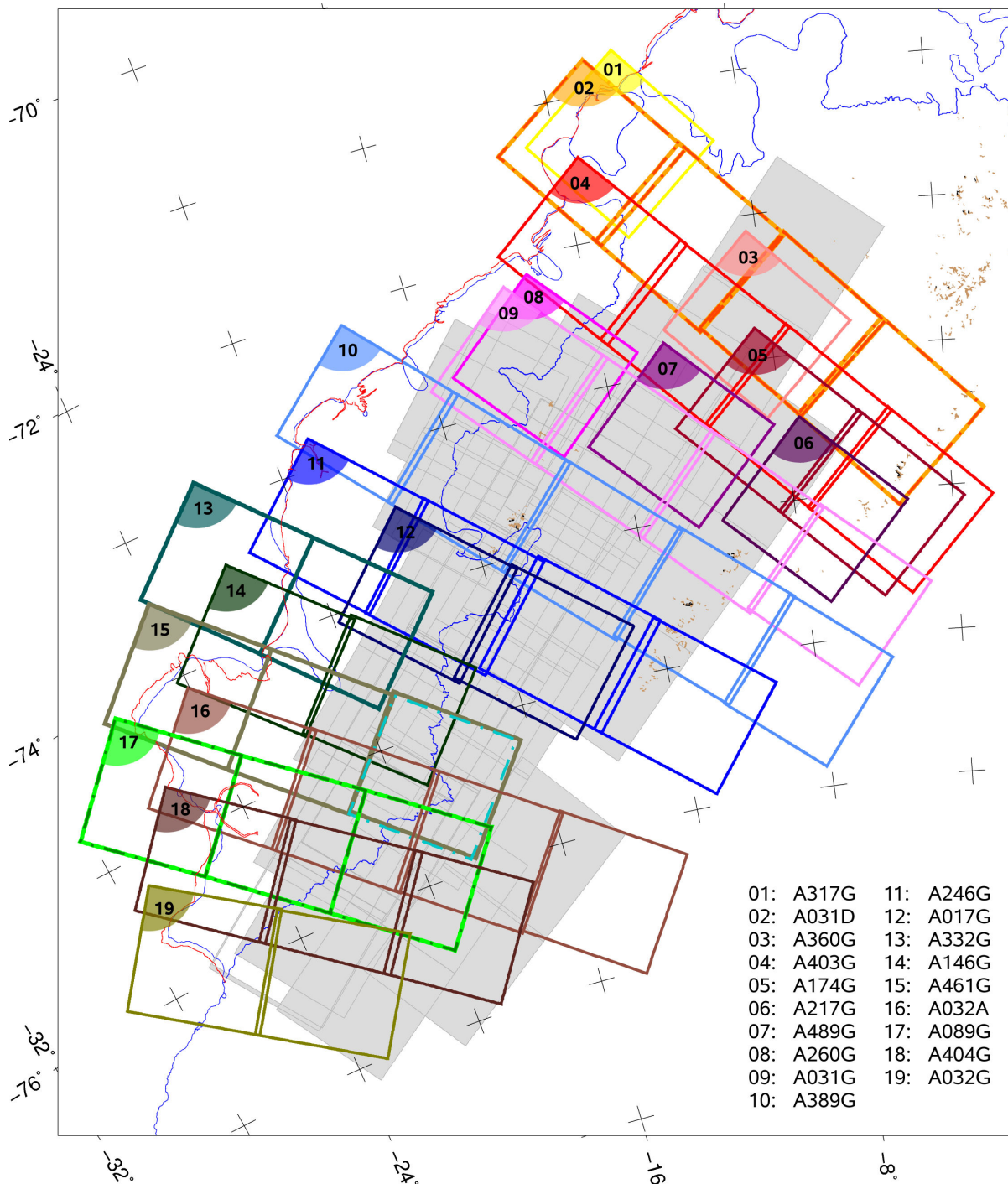


Abbildung A.1: Darstellung analysierter aufsteigender Satellitenspuren (farbig), absteigende Spuren hellgrau unterlegt. Szenen, die vierfach überflogen wurden, sind durch Strich-Punkt-Linien gekennzeichnet, der Bezug zwischen Spurnummern und Spur-IDs ist unten rechts aufgeschlüsselt. Der blau eingezeichnete Verlauf der Aufsetzlinie bzw. Frontlage entspricht der ADD 5.0 (ADD Consortium, 2008), die rote, aktuellere Frontlage wurde aus MODIS-Daten digitalisiert.

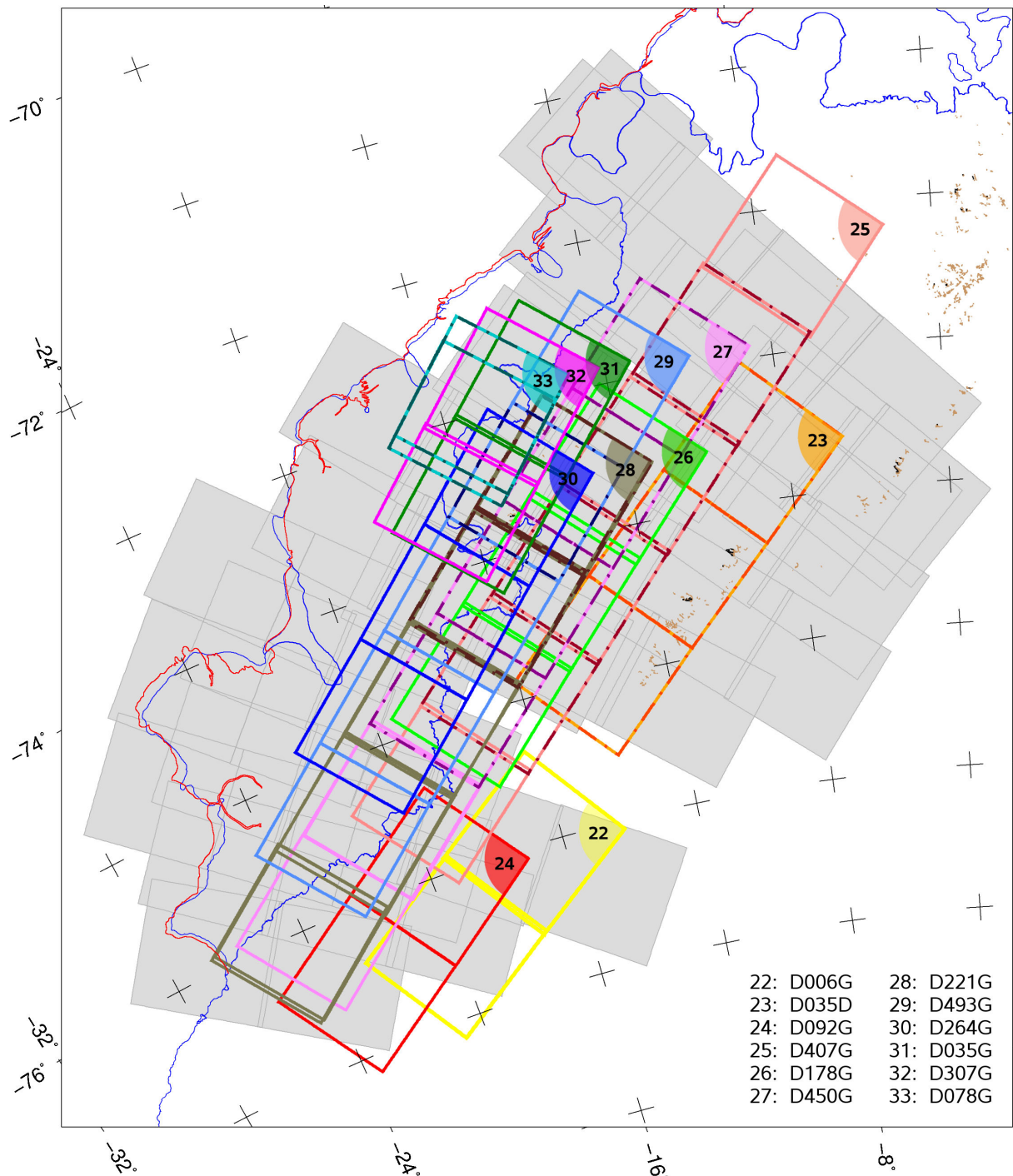


Abbildung A.2: Darstellung analysierter absteigender Satellitenspuren (farbig), aufsteigende Spuren hellgrau unterlegt. Szenen, die vierfach überflogen wurden, sind durch Strich-Punkt-Linien gekennzeichnet, der Bezug zwischen Spurnummern und Spur-IDs ist unten rechts aufgeschlüsselt. Der blau eingezeichnete Verlauf der Aufsetzlinie bzw. Frontlage entspricht der ADD 5.0 (ADD Consortium, 2008), die rote, aktuellere Frontlage wurde aus MODIS-Daten digitalisiert.

Tabelle A.1: Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen aufsteigender Satellitenbahnen. Hellgrau unterlegte Spurkombinationen zeigen Doppeldifferenzen identischer Spuren, die im Satellitenbildsystem gebildet wurden. Alle weiteren Doppeldifferenzen sind Kombinationen benachbarter, sich überlappender Spurpaare, deren Doppeldifferenzen nach einer Georeferenzierung berechnet wurden. Die Kombination mit dem DEM-ID „L“ wurde nicht für die Berechnungen verwendet und ist deswegen nicht aufgeführt (siehe Kapitel 4.4).

SAR-Szenen aus aufsteigenden Satellitenbahnen								
DEM-ID	Referenz		Master			Slave		
	Spur-Nr.	Spur-ID	Datum	Orbit	Sensor	Datum	Orbit	Sensor
A	02	A031D	18.03.1994	13962	ERS-1	15.03.1994	13919	ERS-1
	02	A031D	09.03.1994	13833	ERS-1	06.03.1994	13790	ERS-1
B	02	A031D	12.03.1994	13876	ERS-1	09.03.1994	13833	ERS-1
	02	A031D	09.03.1994	13833	ERS-1	06.03.1994	13790	ERS-1
C	04	A403G	09.11.1999	23804	ERS-2	08.11.1999	43477	ERS-1
	03	A360G	16.03.1996	04723	ERS-2	15.03.1996	24396	ERS-1
D	04	A403G	09.11.1999	23804	ERS-2	08.11.1999	43477	ERS-1
	05	A174G	03.03.1996	04537	ERS-2	02.03.1996	24210	ERS-1
E	04	A403G	09.11.1999	23804	ERS-2	08.11.1999	43477	ERS-1
	06	A217G	18.10.1995	02576	ERS-2	17.10.1995	22249	ERS-1
F	05	A174G	03.03.1996	04537	ERS-2	02.03.1996	24210	ERS-1
	06	A217G	18.10.1995	02576	ERS-2	17.10.1995	22249	ERS-1
G	09	A031G	09.11.1995	02891	ERS-2	08.11.1995	22564	ERS-1
	06	A217G	18.10.1995	02576	ERS-2	17.10.1995	22249	ERS-1
H	09	A031G	09.11.1995	02891	ERS-2	08.11.1995	22564	ERS-1
	08	A260G	21.10.1995	02619	ERS-2	20.10.1995	22292	ERS-1
I	15	A461G	23.03.1996	04824	ERS-2	22.03.1996	24497	ERS-1
	15	A461G	04.11.1995	02820	ERS-2	03.11.1995	22493	ERS-1
J	17	A089G	26.02.1996	04452	ERS-2	25.02.1996	24125	ERS-1
	17	A089G	13.11.1995	02949	ERS-2	12.11.1995	22622	ERS-1
K	19	A032G	09.11.1995	02892	ERS-2	08.11.1995	22565	ERS-1
	18	A404G	31.10.1995	02763	ERS-2	30.10.1995	22436	ERS-1

Tabelle A.2: Übersicht der zur Topographieberechnung genutzten SAR-Szenen absteigender Satellitenbahnen. Hellgrau unterlegte Spurkombinationen zeigen Doppeldifferenzen identischer Spuren, die im Satellitenbildsystem gebildet wurden. Alle weiteren Doppeldifferenzen sind Kombinationen benachbarter, sich überlappender Spurpaare, deren Doppeldifferenzen nach einer Georeferenzierung berechnet wurden. Die Kombinationen mit dem DEM-ID „U“ und „W“ wurden nicht für die Berechnungen verwendet und sind deswegen nicht aufgeführt (siehe Kapitel 4.4).

SAR-Szenen aus absteigenden Satellitenbahnen								
DEM-ID	Referenz		Master			Slave		
	Spur-Nr.	Spur-ID	Datum	Orbit	Sensor	Datum	Orbit	Sensor
M	23	D035D	18.03.1994	13966	ERS-1	15.03.1994	13923	ERS-1
	23	D035D	15.03.1994	13923	ERS-1	12.03.1994	13880	ERS-1
N	24	D092G	13.11.1995	02952	ERS-2	12.11.1995	22625	ERS-1
	27	D450G	03.11.1995	02809	ERS-2	02.11.1995	22482	ERS-1
O	24	D092G	13.11.1995	02952	ERS-2	12.11.1995	22625	ERS-1
	27	D450G	03.11.1995	02809	ERS-2	02.11.1995	22482	ERS-1
P	25	D407G	19.03.1996	04770	ERS-2	18.03.1996	24443	ERS-1
	25	D407G	31.10.1995	02766	ERS-2	30.10.1995	22439	ERS-1
Q	25	D407G	19.03.1996	04770	ERS-2	18.03.1996	24443	ERS-1
	25	D407G	31.10.1995	02766	ERS-2	30.10.1995	22439	ERS-1
R	26	D178G	07.04.1996	05042	ERS-2	06.04.1996	24715	ERS-1
	25	D407G	31.10.1995	02766	ERS-2	30.10.1995	22439	ERS-1
S	26	D178G	07.04.1996	05042	ERS-2	06.04.1996	24715	ERS-1
	25	D407G	31.10.1995	02766	ERS-2	30.10.1995	22439	ERS-1
T	26	D178G	07.04.1996	05042	ERS-2	06.04.1996	24715	ERS-1
	27	D450G	03.11.1995	02809	ERS-2	02.11.1995	22482	ERS-1
V	29	D493G	19.02.1996	04355	ERS-2	18.02.1996	24028	ERS-1
	29	D493G	06.11.1995	02852	ERS-2	05.11.1995	22525	ERS-1
X	31	D035G	09.11.1995	02895	ERS-2	08.11.1995	22568	ERS-1
	30	D264G	21.10.1995	02623	ERS-2	20.10.1995	22296	ERS-1
Y	32	D307G	24.10.1995	02666	ERS-2	23.10.1995	22339	ERS-1
	30	D264G	21.10.1995	02623	ERS-2	20.10.1995	22296	ERS-1
Z	31	D035G	09.11.1995	02895	ERS-2	08.11.1995	22568	ERS-1
	32	D307G	24.10.1995	02666	ERS-2	23.10.1995	22339	ERS-1

Table A.3: Detaillierte Übersicht aller SAR-Szenen aufsteigender Satellitenspuren, die zur Topographieberechnung verwendet wurden. Hellgrau unterlegte Spurkombinationen zeigen Doppeldivergenzen identischer Spuren, die im Satellitenbildsystem gebildet wurden. Alle weiteren Doppeldivergenzen sind Kombinationen benachbarter, sich überlappender Spurpaare, deren Doppeldivergenzen nach einer Georeferenzierung berechnet wurden. Die Spalte ($RM/Stopo$) zeigt den RMS der verbleibenden Differenzen eines jeden Höhenmodells bezüglich der für die Kalibrierung genutzten ICESat-Spuren. Schwarz gefüllte Punkte unter den vierstelligen *frame*-Nummern zeigen an, dass diese *frames* in der Berechnung genutzt wurden.

Referenz		Frames										Daten		Interferogramm			Doppeldivergenz					
DEM ID	Spur Nr.	Spur ID	5553	5571	5589	5607	5625	5643	5661	5679	5697	Typ	$\hat{\gamma}_{IFG}$	B_{total} [m]	B_{\perp} [m]	Ref. [M,S]	ΔB_{\perp} [m]	$h_{2\pi}$ [m]	$\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{\phi_0}$ [m]	$\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{B_{\perp}}$ [m]	ICESat [Anzahl]	$RM/Stopo$ [m]
A	02	A031D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.74	50.07	-46.43	M	-105.37	86.24	0.54	0.16	7915	10.43
	02	A031D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.61	89.72	58.94	S						
B	02	A031D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	RAW	0.58	51.44	-47.45	M	-76.29	116.81	0.83	0.21	5264	18.48
	02	A031D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	RAW	0.61	32.59	28.84	S						
C	04	A403G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.81	102.42	99.33	M	133.55	66.60	0.50	0.06	2551	3.85
	03	A360G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.55	36.39	-34.22	S						
D	04	A403G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.81	147.37	133.99	M	163.95	57.15	2.01	0.24	7541	6.73
	05	A174G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.58	31.37	-29.97	S						
E	04	A403G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.81	57.23	52.15	M	81.42	115.40	1.60	0.19	2425	10.70
	06	A217G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.69	30.46	-29.27	S						
F	05	A174G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.58	147.80	135.51	M	83.03	99.35	0.52	0.11	3039	5.37
	06	A217G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.69	57.47	52.49	S						
G	09	A031G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.82	3.54	-2.70	M	-56.61	149.53	1.92	0.08	2275	10.05
	06	A217G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.69	58.29	53.91	S						
H	09	A031G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.82	14.19	-13.53	M	-50.72	182.35	0.35	0.06	1260	11.01
	08	A260G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.74	41.01	37.19	S						
I	15	A461G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.68	40.29	-37.92	M	-35.09	282.06	0.47	0.05	1348	11.81
	15	A461G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.80	3.72	-2.83	S						
J	17	A089G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.54	26.88	-25.36	M	-154.95	59.24	0.88	0.13	2101	6.82
	17	A089G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.70	147.02	129.58	S						
K	19	A032G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.73	17.24	14.50	M	30.41	298.13	0.33	0.04	770	13.99
	18	A404G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	SLC	0.67	15.93	-15.91	S						

Tabelle A.4: Detaillierte Übersicht aller SAR-Szenen absteigender Satellitenspuren, die zur Topographieberechnung verwendet wurden. Hellgrau unterlegte Spurkombinationen zeigen Doppeldifferenzen identischer Spuren, die im Satellitenbildsystem gebildet wurden. Alle weiteren Doppeldifferenzen sind Kombinationen benachbarter, sich überlappender Spurpaare, deren Doppeldifferenzen nach einer Georeferenzierung berechnet wurden. Die Spalte (*RMStopo*) zeigt den RMS der verbleibenden Differenzen eines jeden Höhenmodells bezüglich der für die Kalibrierung genutzten ICESat-Spuren. Schwarz gefüllte Punkte unter den vierstelligen *frame*-Nummern zeigen an, dass diese *frames* in der Berechnung genutzt wurden.

Referenz		SAR-Szenen aus absteigenden Satellitenbahnen										Doppeldifferenz														
DEM ID	Spur Nr.	Spur ID	Frames										Interferogramm				RMS_{topo} [m]									
			5533	5571	5589	5607	5625	5643	5661	5679	5697	Daten	Typ		$\hat{\gamma}_{IFG}$	B_{total} [m]		B_{\perp} [m]	Ref. [M,S]	ΔB_{\perp} [m]	$h_{2\pi}$ [m]	$\bar{\sigma}_{\Delta B_{\perp}}^{\phi_0}$ [m]	$\sigma_{\Delta B_{\perp}}^{B_v}$ [m]	ICESat [Anzahl]		
M	23	D035D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	97.29	94.08	0.34	0.14	9291	9.84
	23	D035D	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
N	24	D092G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	72.95	142.48	0.22	0.07	1178	9.80	
	27	D450G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
O	24	D092G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	75.24	138.26	0.64	0.09	1473	14.14	
	27	D450G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
P	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	-174.24	40.31	1.35	0.13	1737	4.17	
	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
Q	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	63.00	61.70	1.39	0.14	8454	4.50	
	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S	-176.70	39.66	1.39	0.14	8454	4.50	
R	26	D178G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	47.06	188.27	0.53	0.07	2107	8.66	
	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
S	26	D178G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	46.49	189.45	0.44	0.10	1879	15.39	
	25	D407G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
T	26	D178G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	32.63	287.52	0.33	0.05	3489	11.94	
	27	D450G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
V	29	D493G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	-127.84	71.18	0.45	0.19	2203	11.90	
	29	D493G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
X	31	D035G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	172.18	51.96	0.44	0.17	1389	6.54	
	30	D264G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
Y	32	D307G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	-70.28	132.11	0.46	0.06	673	5.46	
	30	D264G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							
Z	31	D035G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	M	102.83	89.23	0.27	0.14	2066	11.60	
	32	D307G	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	S							

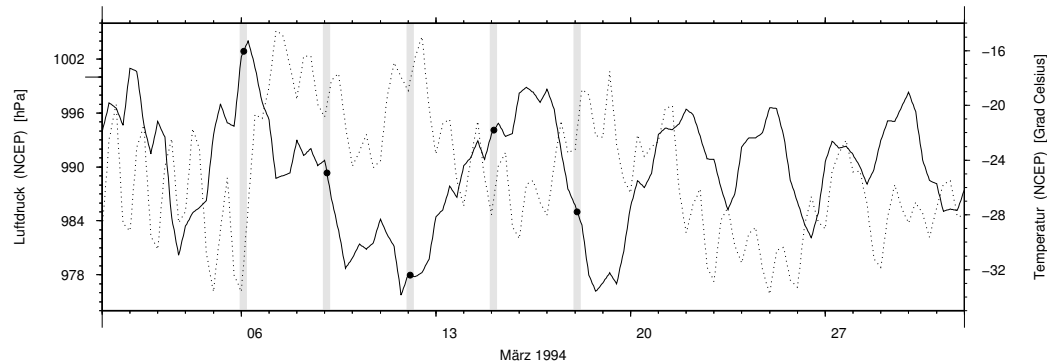


Abbildung A.3: Auf die Szenenmitte interpolierter Verlauf der Luftdruckkurve (durchgezogene Linie) und der Temperaturkurve (gepunktete Linie) für März 1994. Vertikale hellgraue Balken verdeutlichen die Aufnahmezeitpunkte aller aus Spur A031D verfügbaren SAR-Szenen. Die am 12.03.1994 um 01:39 Uhr UTC (*Universal Time Coordinated*) aufgenommene Szene erzeugt hierbei wellenartige Störungen (vergleiche Abbildung 2.7) unabhängig davon, ob sie mit der Szene vom 9. oder 15. März kombiniert wird. Aufgrund der Tatsache, dass der Aufnahmezeitpunkt nahezu mit einem Minimum des Luftdrucks koinzidiert, scheint es sehr wahrscheinlich, dass entweder eine Gewitterfront oder starke Wolkenbänder abweichende troposphärische Laufzeitverzögerungen in der Aufnahme vom 12. März verursachen.

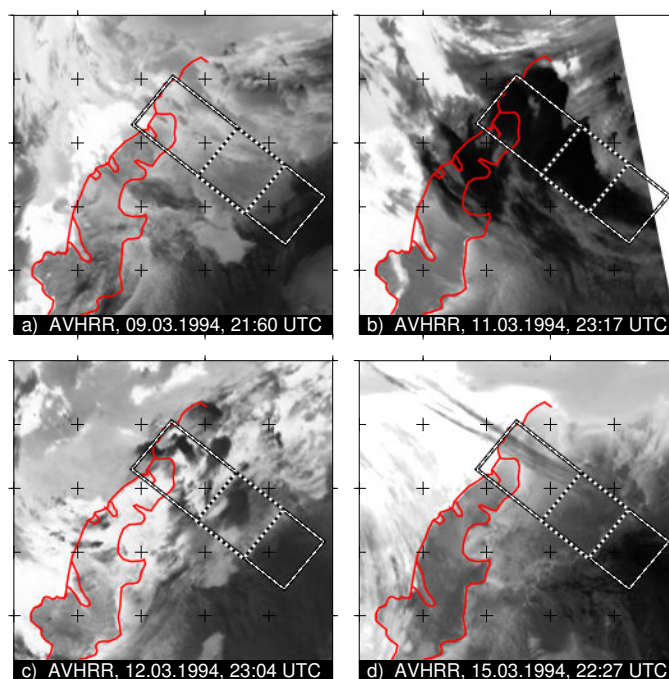


Abbildung A.4: AVHRR-Bilder (Kanal 4, fernes Infrarot, $10.30\ \mu\text{m} - 11.30\ \mu\text{m}$) des Arbeitsgebietes für die Zeitpunkte des 9./11./12. und 15. März 1994 (**a-d**). Obwohl die Interpretation derartiger Bilder ohne fundierte meteorologische Informationen schwierig ist, sind Grauwerte vom Reflexionsverhalten der Bedeckung und somit von der Durchlässigkeit der Bewölkung abhängig. Wenngleich sich diese für die unterschiedlichen Wellenlängen des fernen Infrarotes und der Mikrowellen unterscheiden, ergeben sich zumindest Anhaltspunkte über zeitlich-räumliche Variationen. Insbesondere bei der betroffenen Szene (schwarz-weiß-gepunkteter Rahmen) ist ersichtlich, dass knapp 2.5 Stunden vor der SAR-Aufnahme (Teilabbildung **b**) deutlich dunklere Bereiche (und somit vermutlich dichtere Wolken) vorhanden waren, als dies am 9. oder 15. März der Fall war.

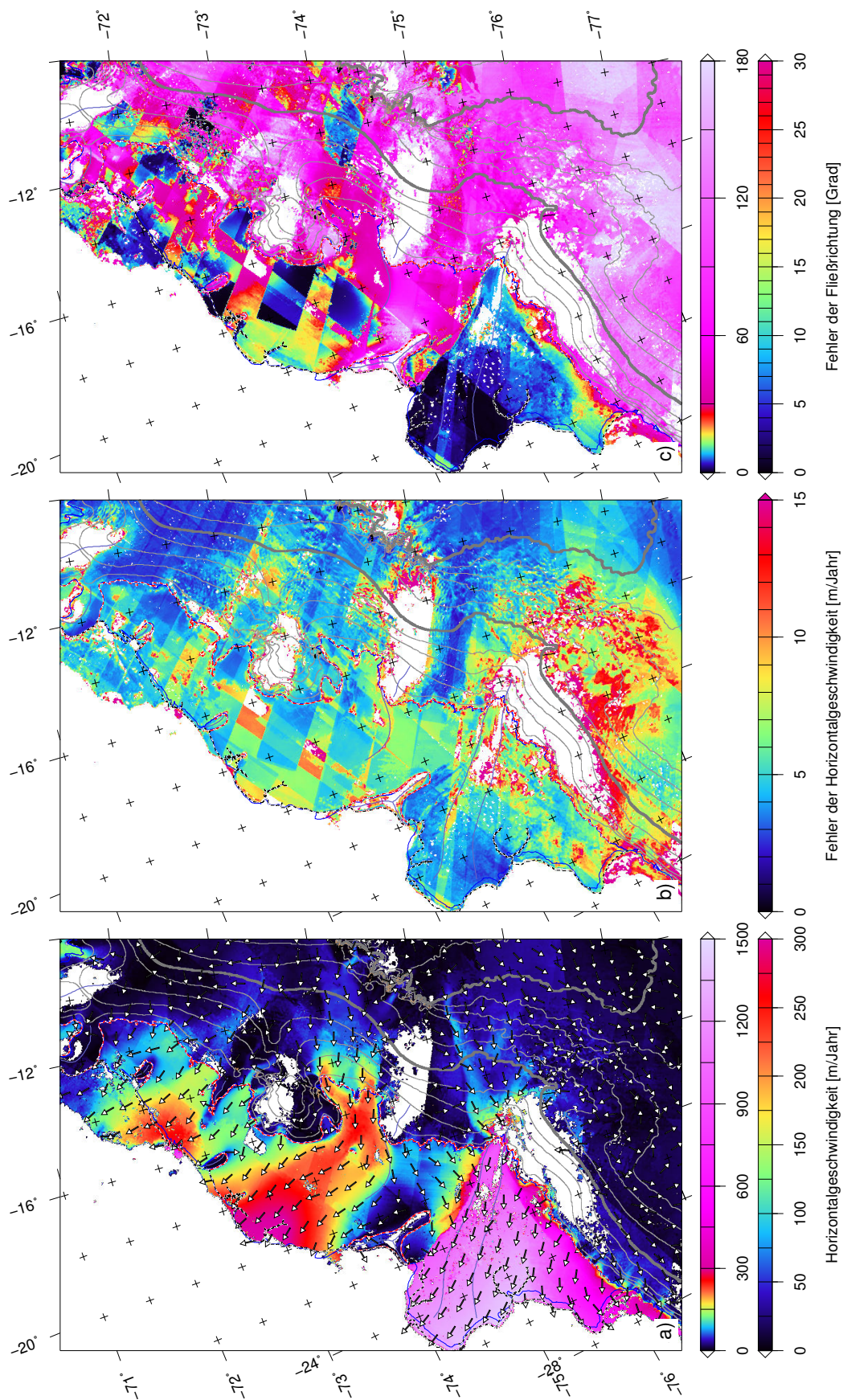


Abbildung A.5: Fließgeschwindigkeiten und -richtungen des MAMM-Geschwindigkeitsfeldes (*Modified Antarctic Mapping Mission*) im Bereich des Arbeitsgebietes (a), welche größtenteils durch *speckle-tracking* in RADARSAT-Daten ermittelt wurden. Auffallend sind die großen „weißen“ Flecken, in denen es vermutlich Kohärenzprobleme gab. Schnittkanten mit Geschwindigkeitsunterschieden von bis zu 100 m/Jahr (Sprünge von „grün“ auf „orange“) werden auf dem Schelfeis sichtbar, obwohl diese Regionen im Fehler der Horizontalgeschwindigkeit (b) nur Fehler von 10 m/Jahr bis 15 m/Jahr wiedergeben. Der Fehler der Fließrichtung ist in c gegeben und steigt verständlicherweise mit sinkender Fließgeschwindigkeit an (bei einer Fließgeschwindigkeit von Null ist die Richtung undefiniert).

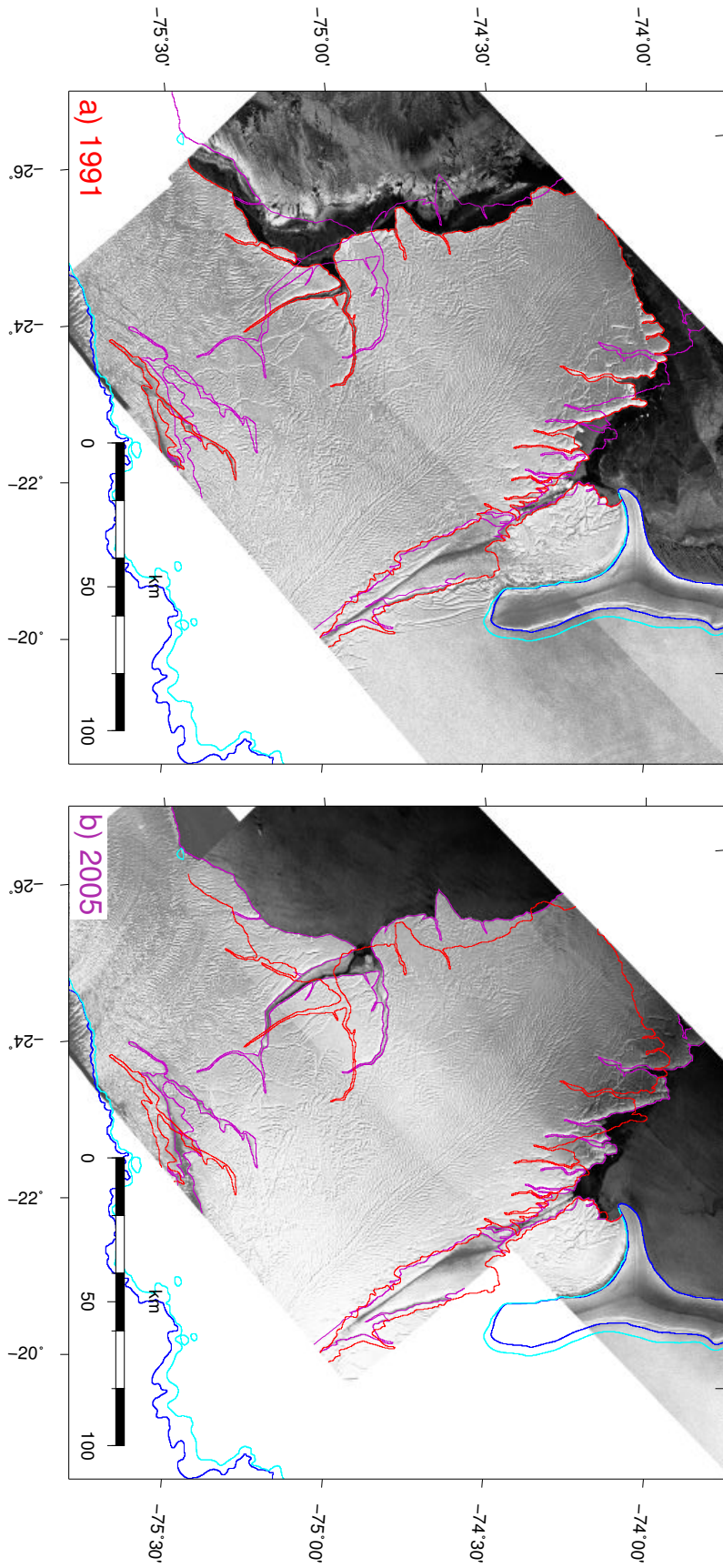


Abbildung A.6: Vergleich der ERS-Amplitudenbilder der Stancomb-Wills-Eiszunge und des Brunt-Schelfeises von 1991 (a) und 2005 (b). Die Frontlagen von 1991 sind in beiden Abbildungen in Rot, die von 2005 in Violett eingetragen. Die Lokation der Aufsetzzone wird durch die dunkelblauen (obere Grenze der Deformation) und hellblauen (untere Grenze der Deformation) Polygone angezeigt. Die Strukturen der Eiszunge sind über den Beobachtungszeitraum von reichlich 13 Jahren sehr gut erhalten geblieben, wodurch sich diese hervorragend mittels *feature-tracking* verfolgen lassen.

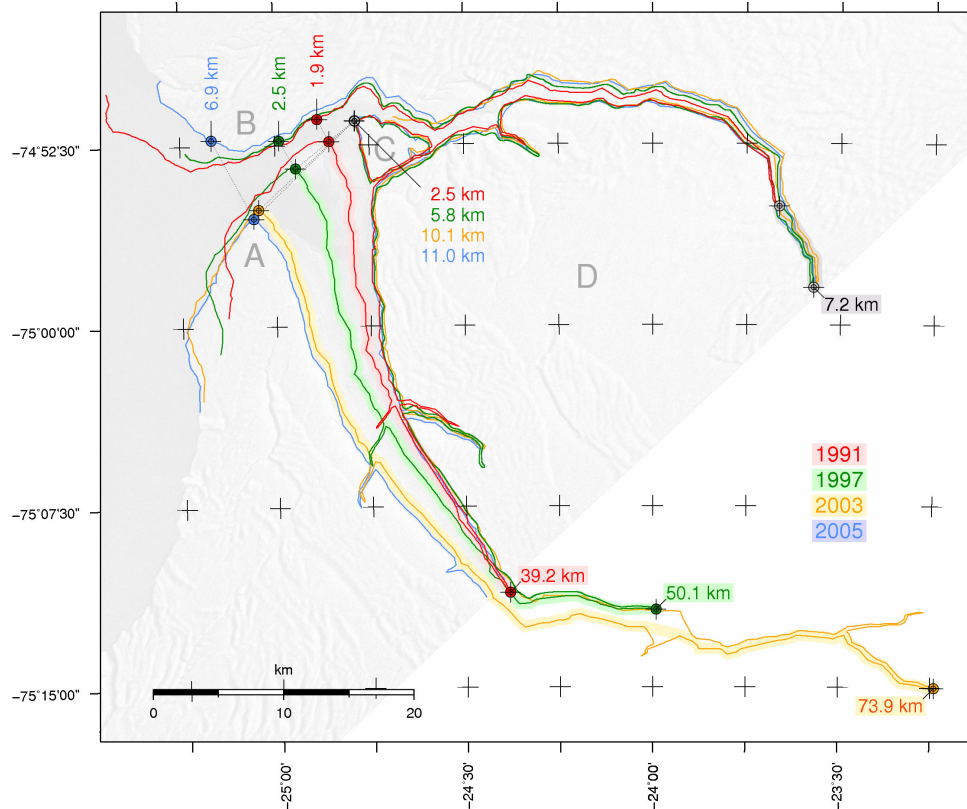


Abbildung A.7: Veränderung der Rissgröße zwischen Brunt-Schelfeis und Stancomb-Wills-Eiszunge von 1991 bis 2005. Der Bereich des Risses zwischen Brunt-Schelfeis und Stancomb-Wills-Eiszunge wurde in vier Segmente (A-D) untergliedert. Die bereits geokodierten ERS-Daten von 1991, 1997, 2003 und 2005 wurden durch zwei Translationen und eine Rotation so aufeinander angepasst, dass diese bestmöglich mit Segment D (2005) übereinstimmen. Anschließend wurden die Bruchkanten digitalisiert und die in Tabelle A.5 aufgeführten Abstände zwischen den einzelnen Segmenten ermittelt.

Tabelle A.5: Veränderung der Rissgröße zwischen Brunt-Schelfeis und Stancomb-Wills-Eiszunge von 1991 bis 2005. Die aufgeführten Entfernungen wurden zwischen den in Abbildung A.7 dargestellten Zielmarken gemessen. Da die Segmente C und D fest verbunden sind, wurde die Länge des Risses B/D bis auf die Spitze von Segment C gemessen.

Zeit		Breite				Länge			
		Riss A/B		Riss A/C		Riss A/D		Riss B/D	
Datum [TT.MM.JJJJ]	Zeitbasis [Jahre]	Breite [km]	Änderung [km/Jahr]	Breite [km]	Änderung [km/Jahr]	Länge [km]	Änderung [km]	Länge [km]	Änderung [km]
12.10.1991		1.9		2.5		39.2		42.6	
		5.72	≈0.1		≈0.58		+10.9		+7.2
29.06.1997		2.5		5.8		50.1		49.8	
		6.42			≈0.67		+23.8		±0.0
30.11.2003		k.A.	≈0.58	10.1		73.9		49.8	
		1.12			≈0.80		k.A.		±0.0
13.01.2005		6.9		11.0		k.A.		49.8	

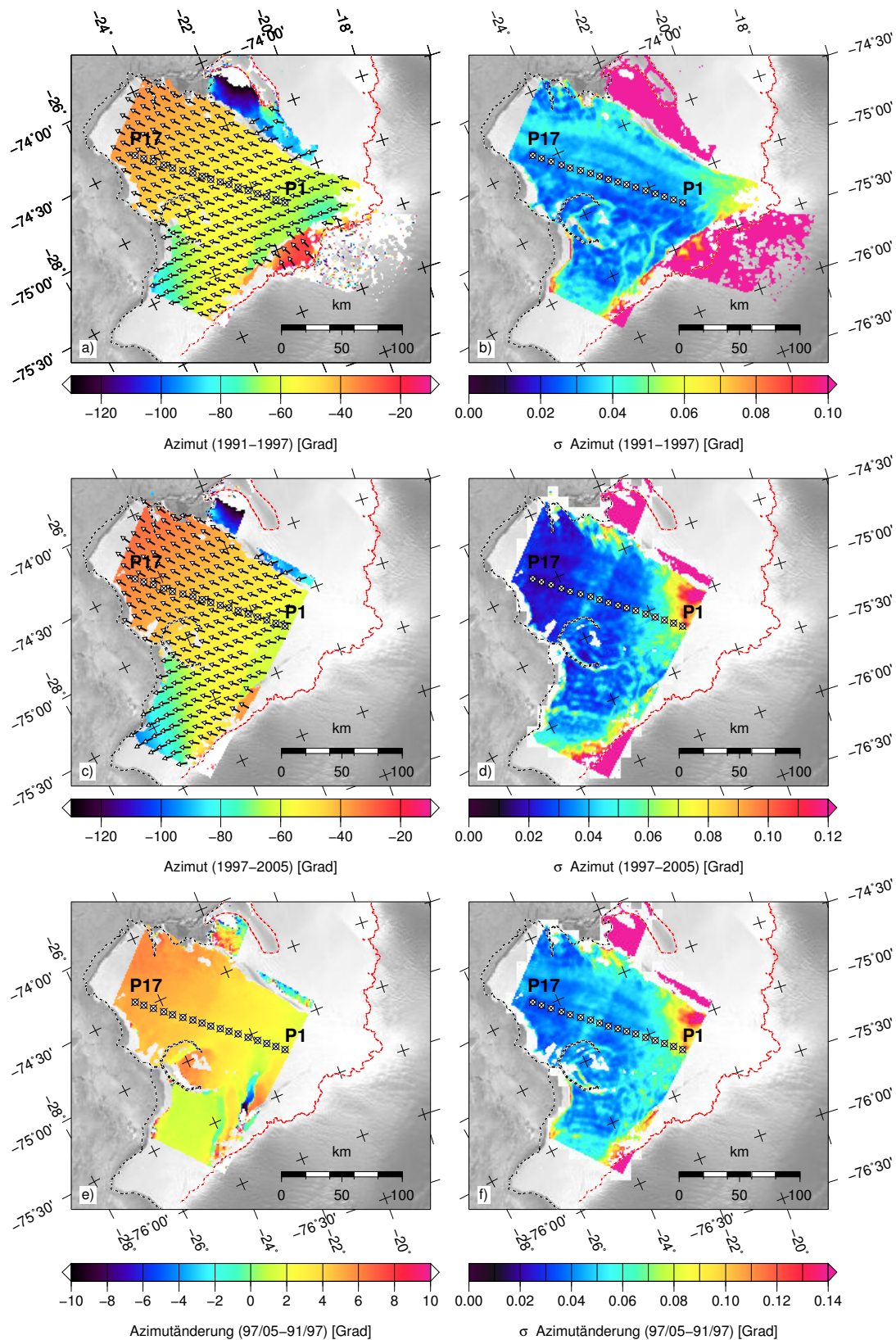


Abbildung A.8: Azimute der aus *feature-tracking* bestimmten Fließrichtungen für die Zeiträume 1991 bis 1997 (a) und 1997 bis 2005 (c) sowie die aus den mittleren Fehlern des LSM durch Fehlerfortpflanzung ermittelte Genauigkeit der Fließrichtung (b und d). Die Fließrichtungsänderungen zwischen den Epochen sind in Teilabbildung e und deren Genauigkeit in f dargestellt.

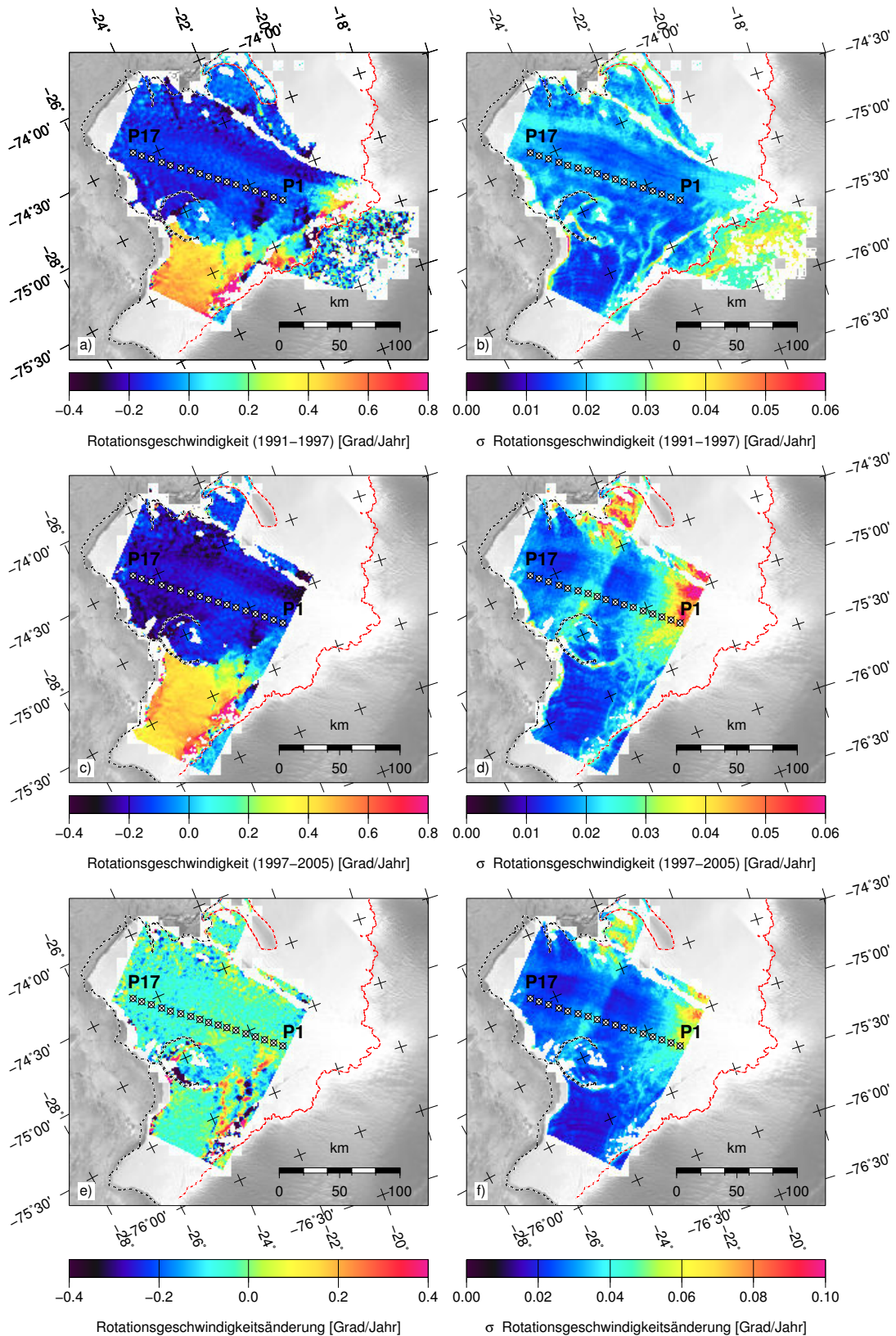


Abbildung A.9: Rotationsgeschwindigkeiten für die Zeiträume 1991 bis 1997 (a) und 1997 bis 2005 (c) sowie deren Änderungen (e). Um die in den unterschiedlich langen Beobachtungszeiträumen (5.6 Jahre bzw. 7.9 Jahre) ermittelten Rotationen miteinander vergleichen zu können, wurden diese in Rotationsgeschwindigkeiten umgerechnet. Deren Genauigkeit ist in den Teilabbildungen b und d dargestellt. Bei der Differenzbildung (e bzw. f) wurden keine signifikanten Veränderungen aufgedeckt.

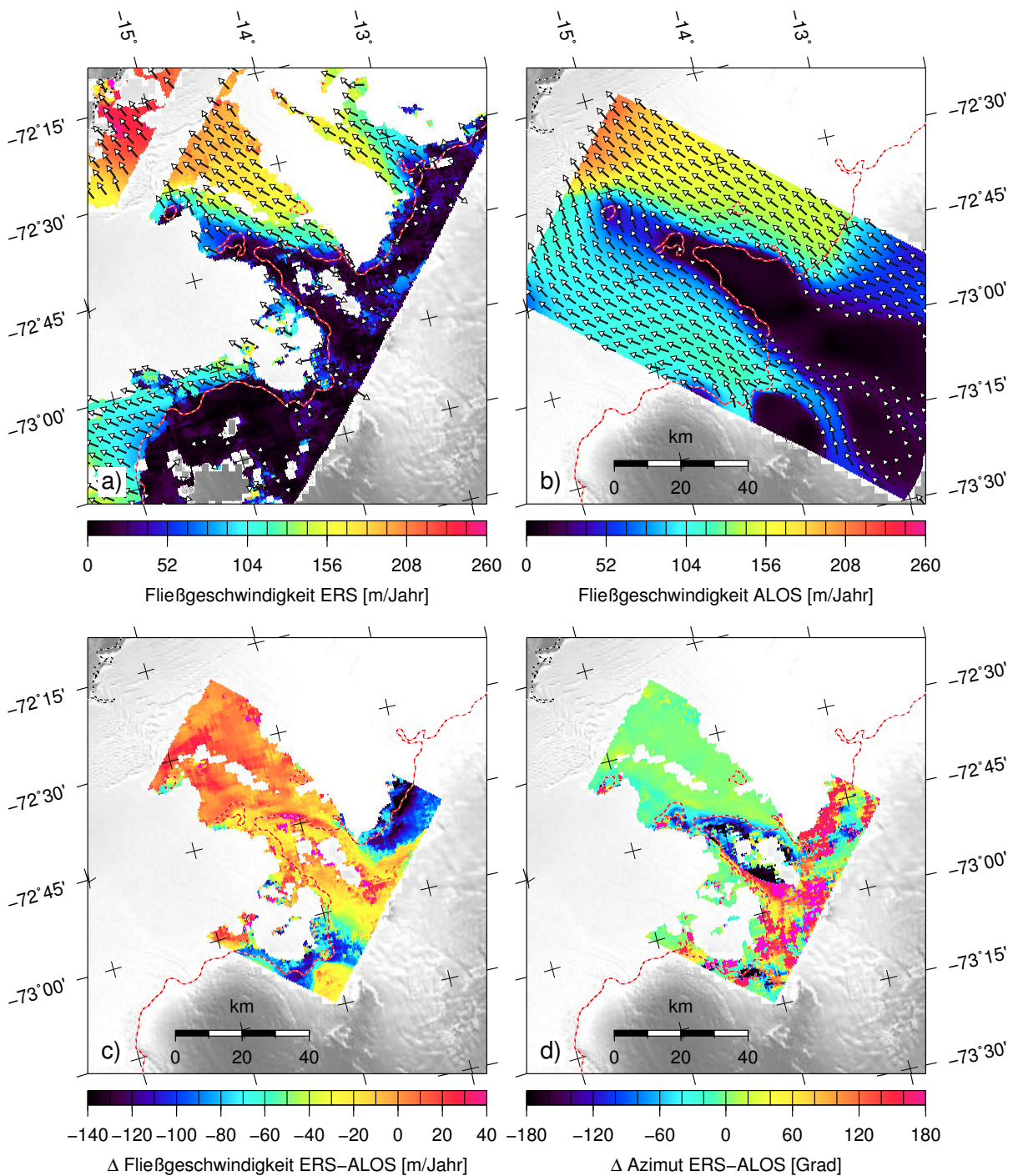


Abbildung A.10: Vergleich der Ergebnisse des ERS-*feature-tracking* und des ALOS-*speckle-tracking* im Bereich des Plogbreen. Die Fließgeschwindigkeiten des *feature-tracking* (a) basieren auf ERS-Daten vom 16.07.1992 und 29.06.1997. Die Ergebnisse des *speckle-tracking* (b) wurden aus ALOS-Daten vom 02.12.2006 und 17.01.2007 gewonnen. Die Differenzen der Fließgeschwindigkeiten sind in Teilabbildung c), die der Fließrichtung in d) gegeben. Die Differenzbildung zeigt, dass das *feature-tracking* die Fließgeschwindigkeiten der Eisströme aufgrund geringer Textur nicht korrekt erfasst. Sollen die Mittelwerte der Ost- und Nordkomponente zweier Verfahren aufeinander angepasst werden, sind diese Areale zuvor auszuschließen.

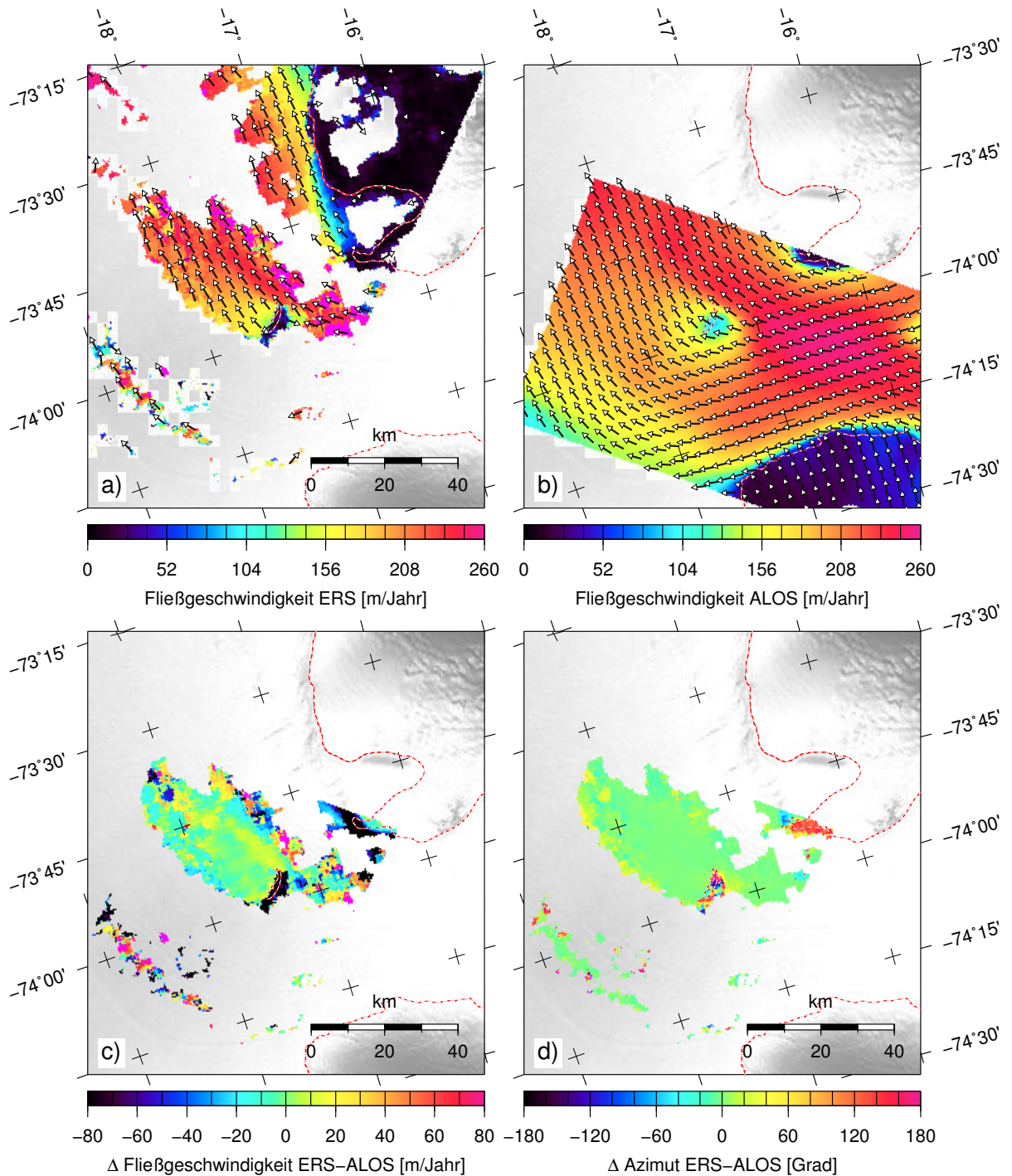


Abbildung A.11: Vergleich der Ergebnisse des ERS-*feature-tracking* und des ALOS-*speckle-tracking* im Bereich des Vestraumen. Die Fließgeschwindigkeiten des *feature-tracking* (a) basieren auf ERS-Daten vom 16.07.1992 und 29.06.1997. Die Ergebnisse des *speckle-tracking* (b) wurden aus ALOS-Daten vom 28.11.2006 und 13.01.2007 gewonnen. Die Differenzen der Fließgeschwindigkeiten sind in Teilabbildung c), die der Fließrichtung in d) gegeben.

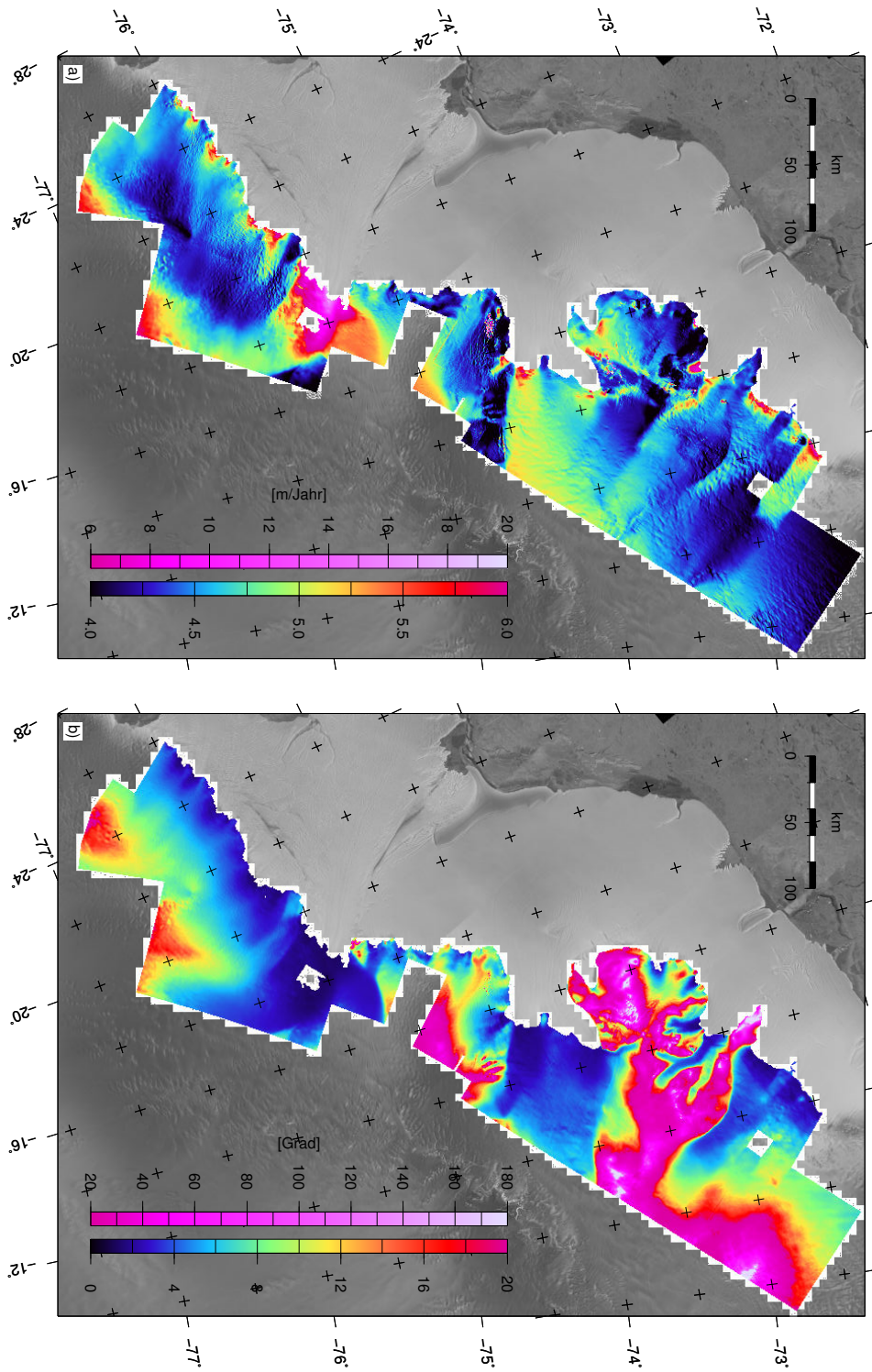


Abbildung A.12: Ergebnisse der theoretischen Fehlerbetrachtung. Es wurde ein Phasenrauschen von 40° in beiden Interferogrammen (aufsteigend und absteigend) sowie ein Neigungfehler des Höhenmodells von 18,6% ($\pm 8,83$ m auf 60 m Entfernung) angenommen. Die auf den jeweiligen Orbitgeometrien und der Geländeneigung (vergleiche Abbildung 2.6) basierende Fehlerfortpflanzung ergibt für die Fließgeschwindigkeiten die in Teilabbildung a) dargestellte Genauigkeit. Teilabbildung b) zeigt die Genauigkeit der Fließrichtungen. Der Fehler der Fließgeschwindigkeit steigt mit deren Betrag an, während die Richtungsdefinition bei kleineren Geschwindigkeiten schwächer wird, was zum Anstieg des Richtungsfehlers führt. Auffallend ist, dass unter den genannten Annahmen Fließgeschwindigkeiten von < 4 m/Jahr nicht aufgelöst werden können. Systematische Fehler infolge einer inkorrekten Basislinienlänge sind in dieser Untersuchung nicht enthalten.

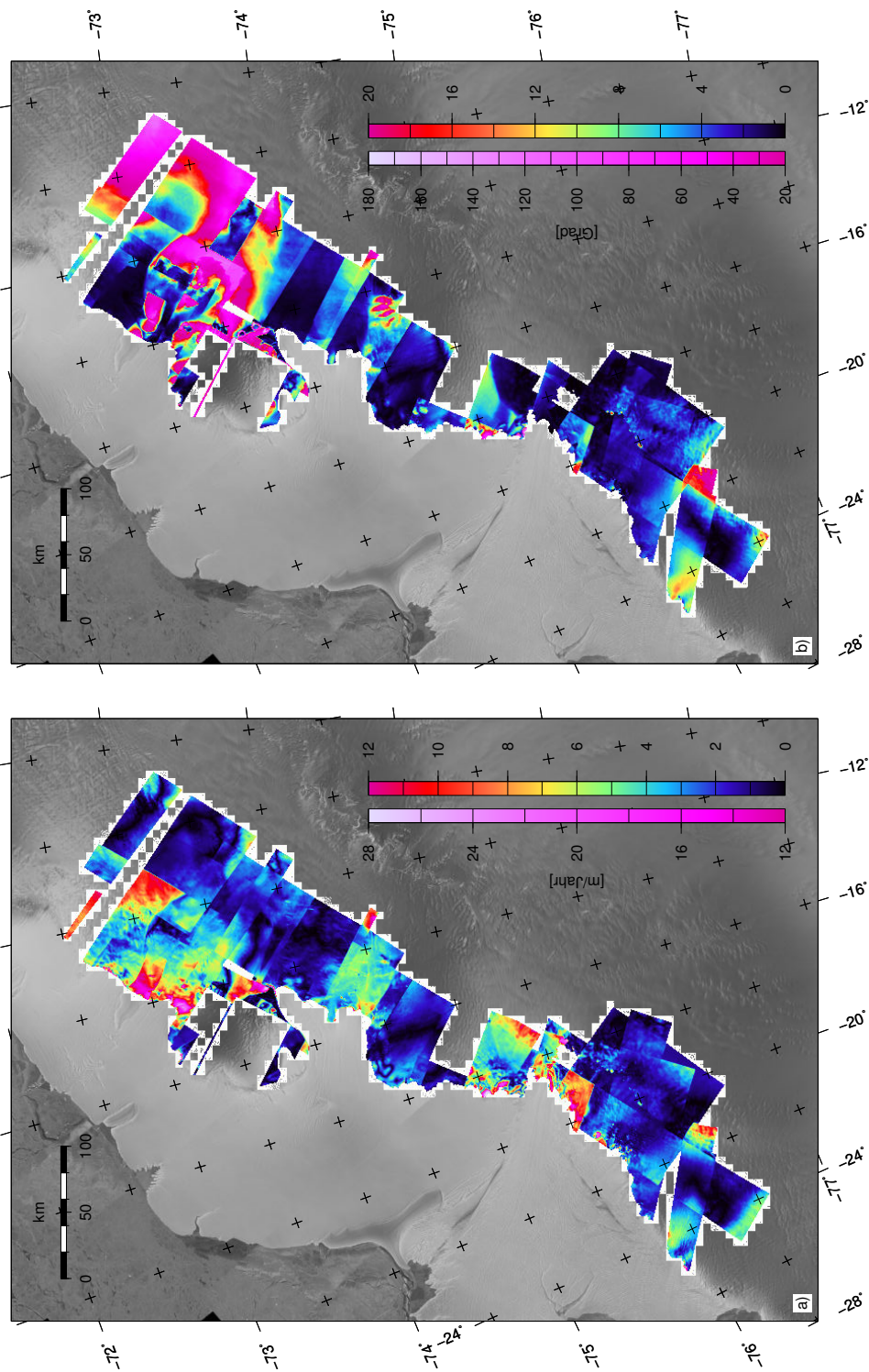


Abbildung A.13: Die Überlappung der mit InSAR bestimmten Geschwindigkeitsfelder im Arbeitsgebiet kann zu einer empirischen Fehlerabschätzung genutzt werden. Dafür wird das Untersuchungsgebiet in $360 \text{ m} \times 360 \text{ m}$ große Blöcke ($3 \text{ Zellen} \times 3 \text{ Zellen}$ des Geschwindigkeitsfeldes) unterteilt, worin alle jeweils verfügbaren Fließgeschwindigkeitsinformationen gesammelt wurden. Nach Abzug der Mittelwerte eines jeden Blocks wurden die RMS-Werte für die Fließgeschwindigkeit (a) und die Fließrichtung (b) bestimmt. Die im Geschwindigkeitsfeld nicht ersichtlichen Schnittkanten treten hierbei sehr deutlich hervor. Empirische und theoretische Fließgeschwindigkeitsfehler korrespondieren annähernd. Die in den fehlertheoretischen Betrachtungen ermittelte Auflösungsgröße von $4 \text{ m}/\text{Jahr}$ wird dabei in vielen Bereichen unterschritten. Gleichzeitig werden aber auch an Lokationen wie Plogbreen oder Høigen die theoretischen Fehler um bis zu $10 \text{ m}/\text{Jahr}$ überschritten.

Tabelle A.6: Übersicht der genutzten SAR-Szenen bzw. Kombinationen (oberer Teil aufsteigende, unterer Teil absteigende Spuren). Die Lage der Spuren ist in Abbildung A.1 bzw. A.2 ersichtlich. Dargestellte Höhendifferenzen dh und Doppeldifferenzen Δdh sind Prädiktionen des Ozeangezeitenmodells TPXO.6.2. Schwarz gefüllte Punkte zeigen an, dass diese Kombination (oder ein einzelnes Szenenpaar) zur Ableitung der AZ in der entsprechenden Region genutzt wurde.

Nummer		Interferogramm 1			Interferogramm 2			Δdh	Region		
M	S	Spur-ID	Daten	dh [m]	Spur-ID	Daten	dh [m]	[m]	1	2	3
01	02	A317G	24./25.10.95	0.13	A031D	06./09.03.94	-0.53	0.66	•	◦	◦
01	02	A317G	24./25.10.95	0.13	A031D	09./12.03.94	-0.70	0.83	•	◦	◦
02	02	A031D	06./09.03.94	-0.53	A031D	09./12.03.94	-0.70	0.17	•	◦	◦
02	04	A031D	06./09.03.94	-0.53	A403G	08./09.11.99	0.09	-0.62	•	◦	◦
02	04	A031D	09./12.03.94	-0.70	A403G	08./09.11.99	0.09	-0.79	•	◦	◦
08	09	A260G	20./21.10.95	-0.24	A031G	08./09.11.95	0.08	-0.31	•	•	◦
10	11	A389G	29./30.10.95	0.18	A246G	19./20.10.95	-0.14	0.33	◦	•	◦
11	12	A246G	19./20.10.95	-0.14	A017G	07./08.11.95	-0.05	-0.10	◦	•	•
13	14	A332G	25./26.10.95	0.08	A146G	16./17.11.95	0.05	0.03	◦	◦	•
15	15	A461G	03./04.11.95	-0.18	A461G	22./23.03.96	0.10	-0.28	◦	◦	•
17	17	A089G	12./13.11.95	0.16	A089G	25./26.02.96	0.27	-0.11	◦	◦	•
17	18	A089G	12./13.11.95	0.16	A404G	30./31.10.95	0.18	-0.02	◦	◦	•
17	18	A089G	25./26.02.96	0.27	A404G	30./31.10.95	0.18	0.08	◦	◦	•
18	19	A404G	30./31.10.95	0.18	A032G	08./09.11.95	-0.10	0.28	◦	◦	•

Nummer		Interferogramm 1			Interferogramm 2			Δdh	Region		
M	S	Spur	Daten	dh [m]	Spur	Daten	dh [m]	[m]	1	2	3
26	30	D178G	06./07.04.96	-0.34	D264G	20./21.10.95	0.12	-0.47	◦	•	◦
27	27	D450G	02./03.11.95	0.06	D450G	21./22.03.96	-0.26	0.32	◦	•	•
27	28	D450G	02./03.11.95	0.06	D221G	17./18.10.95	-0.08	0.13	◦	•	•
27	28	D450G	02./03.11.95	0.06	D221G	09./10.04.96	-0.39	0.45	◦	•	•
27	28	D450G	21./22.03.96	-0.26	D221G	17./18.10.95	-0.08	-0.19	◦	•	•
27	28	D450G	21./22.03.96	-0.26	D221G	09./10.04.96	-0.39	0.13	◦	•	•
28	28	D221G	17./18.10.95	-0.08	D221G	09./10.04.96	-0.39	0.32	◦	•	•
28	30	D221G	17./18.10.95	-0.08	D264G	20./21.10.95	0.12	-0.20	◦	•	◦
28	30	D221G	09./10.04.96	-0.39	D264G	20./21.10.95	0.12	-0.52	◦	•	◦
29	29	D493G	05./06.11.95	0.21	D493G	18./19.02.96	0.39	-0.18	◦	•	◦
29	31	D493G	05./06.11.95	0.21	D035G	08./09.11.95	0.09	0.13	◦	•	◦
29	31	D493G	18./19.02.96	0.39	D035G	08./09.11.95	0.09	0.31	◦	•	◦
31	32	D035G	08./09.11.95	0.09	D307G	23./24.10.95	0.22	-0.13	•	•	◦
33	33	D078G	11./12.11.95	-0.14	D078G	24./25.02.96	-0.37	0.23	◦	•	•

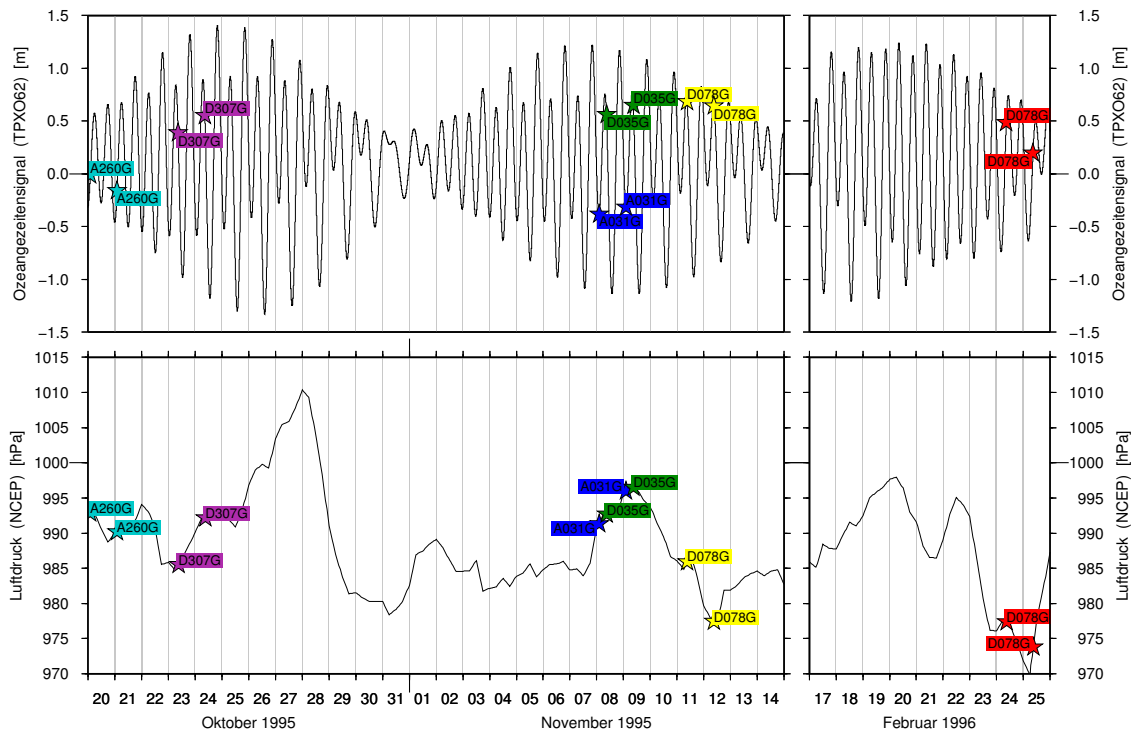


Abbildung A.14: Ozeangezeiten des Modells TPXO.6.2 und Luftdruckwerte aus NCEP/NCAR für alle InSAR-Aufnahmezeitpunkte im Bereich des Plogbreen (AALO1).

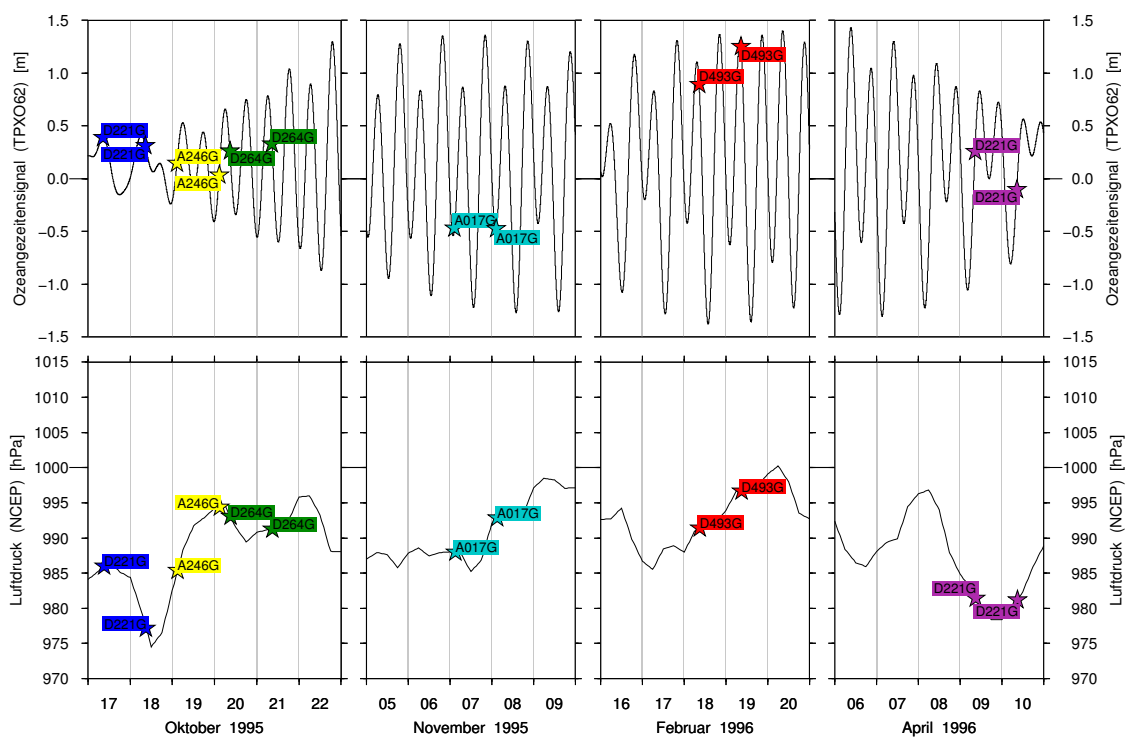


Abbildung A.15: Ozeangezeiten des Modells TPXO.6.2 und Luftdruckwerte aus NCEP/NCAR für alle InSAR-Aufnahmezeitpunkte im Bereich des Veststrømmen (AALO2).

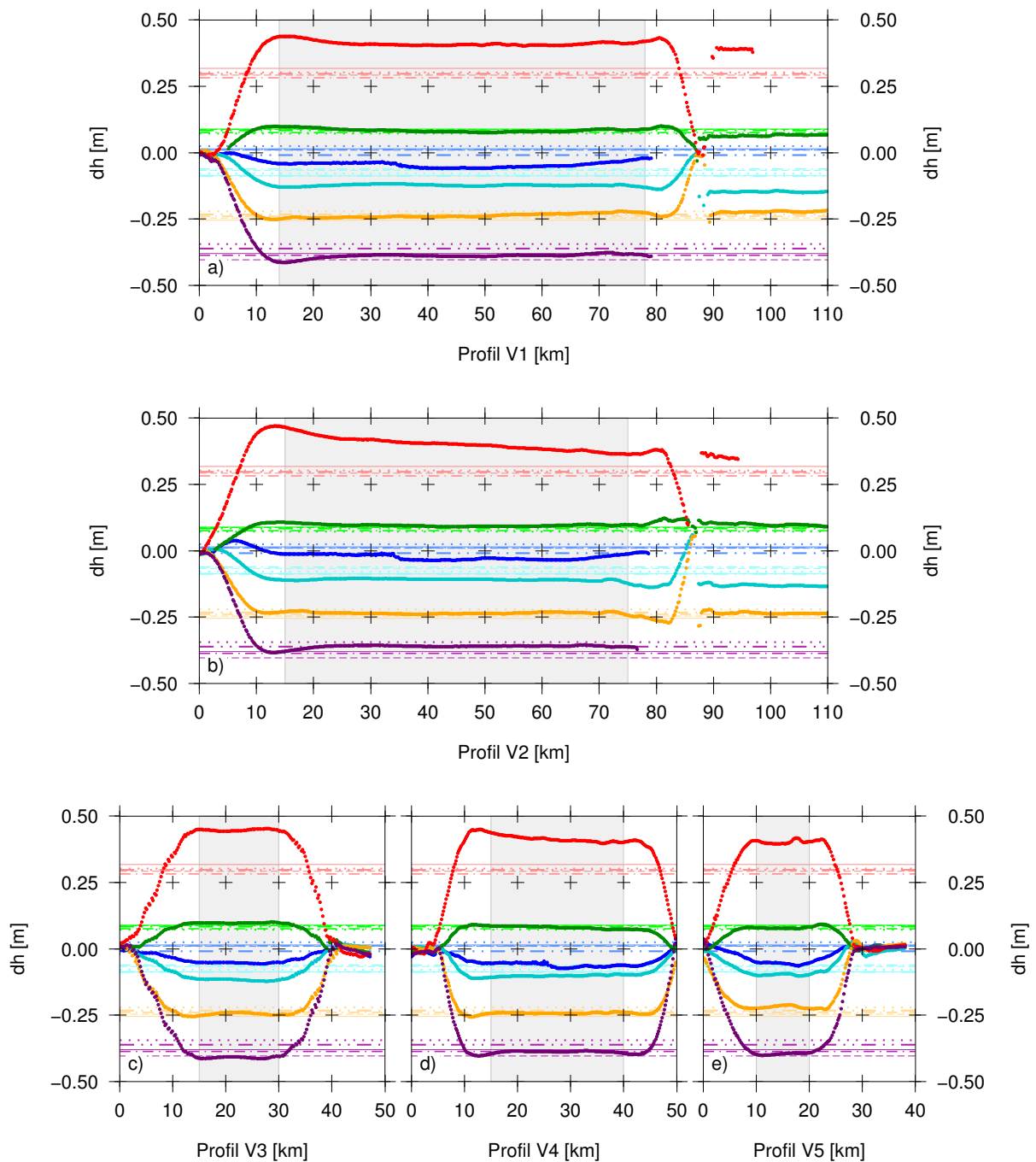


Abbildung A.16: Vertikale Deformation der Aufsetzzone und Verschiebung des Schelfeises infolge von Ozeangezeiten im Bereich des Veststraumen (AALO2) entlang der Profile V1–V5 (a–e). InSAR-Messungen sind durch dicke Punkte dargestellt, jede Farbe repräsentiert die Differenz einer Spur (Farbkodierung siehe Tabelle A.7). Horizontal eingezeichnete Linien zeigen die aus Ozeangezeitenmodellen berechneten und mittels NCEP/NCAR um den IBE korrigierten Höhendifferenzen für das Modell NAO.99b (durchgezogene Linie), CATS 02.01 (gestrichelte Linie), FES2004 (gepunktete Linie), CADA 00.10 (Strich-Punkt-Linie) und TPXO.7.2 (Strich-Punkt-Punkt-Linie). Die hellgrau unterlegten Bereiche wurden zur Validierung der Höhenmodelle herangezogen.

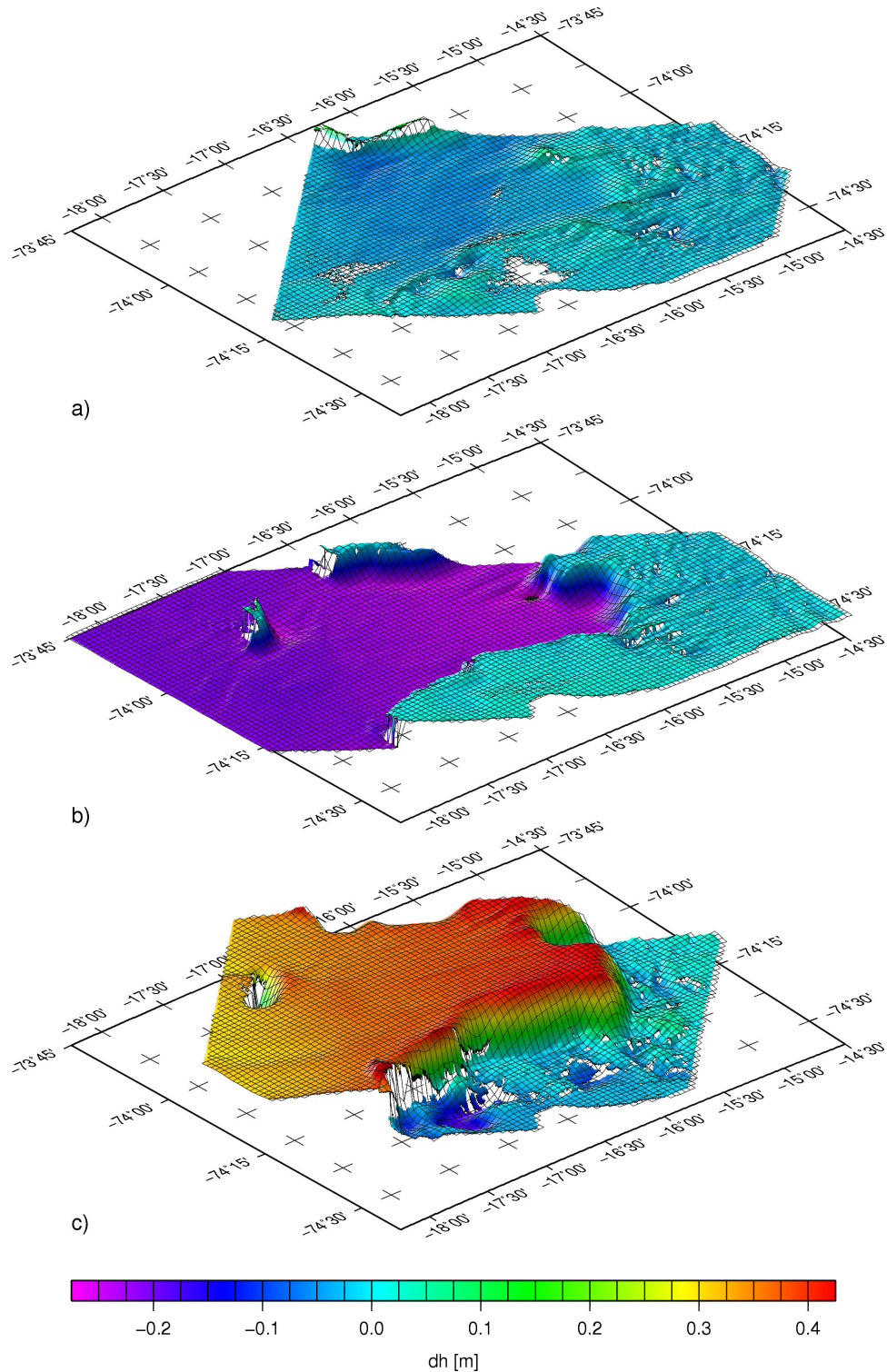


Abbildung A.17: Dreidimensionale Darstellung (nordöstliche Blickrichtung) der ozeangezeitenbedingten Höhenänderungen und Deformationen im Bereich der Aufsetzzone für die Region des Veststraumen. Höhenänderung **a)** einer annähernd neutral prädictierten Differenz von $dh = -0.02$ m (Spur D221G), **b)** eine gegenüber der Ausgangslage nach unten gerichteten Änderung von bis zu $dh = -0.25$ m (Spur A246G) sowie **c)** einer bezüglich der Ausgangslage nach oben ausgenickten Veränderung von ungefähr $dh = 0.42$ m (Spur D493G).