

# **Höhenänderungen des Antarktischen Eisschildes – Analyse, Validierung und Kombination von Messungen aus 40 Jahren Satellitenaltimetrie**

**Dipl.-Ing. Ludwig Schröder**

Geboren am: 17. Juli 1985 in Plauen

## **Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades

## **Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)**

Erstgutachter

**Prof. Dr.-Ing. Martin Horwath**

Zweitgutachter

**Prof. Dr.-Ing. habil. Lambert Wanninger**

**Prof. Dr. Angelika Humbert**

Eingereicht am: 25. März 2019

Verteidigt am: 5. Juli 2019

Dieses Exemplar entspricht einer überarbeiteten und von den Gutachtern genehmigten Version der originalen Dissertation mit dem Titel "Höhenänderungen des Antarktischen Eisschildes – Analyse, Validierung und Kombination von Messungen aus 40 Jahren Satellitenaltimetrie".

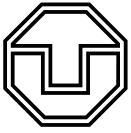
Ludwig Schröder  
Bremerhaven, 28.09.2019

## Dank

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit am Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden. Mein besonderer Dank gilt daher sowohl Prof.i.R. Reinhard Dietrich, wie auch seinem Nachfolger Prof. Martin Horwath. Prof. Dietrich ermöglichte mir noch als Student, den Antarktischen Eisschild auf zwei Expeditionen selbst kennenzulernen. Dabei wurde nicht nur meine Begeisterung für diese faszinierende Region der Erde geweckt, ich konnte neben den Beobachtungsdaten auch unzählige Eindrücke sammeln, die für die spätere Interpretation der Ergebnisse unerlässlich waren. Bei der Auswahl des Themas, der Einwerbung der notwendigen finanziellen Mittel, wie auch dem Überwinden der ersten Startschwierigkeiten, konnte ich stets auf seine volle Unterstützung und seinen Rat zählen. Als Prof. Martin Horwath die Leitung der Professur übernahm, war er dankenswerterweise auch bereit, die wissenschaftliche Betreuung meiner Arbeit zu übernehmen. Ich hätte mir keinen kompetenteren und motivierenderen Doktorvater wünschen können. Unsere Konsultationen haben mir stets neue Impulse gegeben und auch nach niederschmetternden Gutachterkommentaren gewann ich durch seinen Rat den nötigen Abstand wieder und erkannte, dass die Kritik doch zumeist konstruktiv gemeint war. Ebenfalls danke ich meinen Kollegen am Institut für Geodätische Erdsystemforschung für die fantastische Arbeitsatmosphäre und die Hilfsbereitschaft bei jeglicher Art von Fragen und Problemen.

Zudem möchte ich an dieser Stelle auch Prof. Lambert Wanninger (Geodätisches Institut der TU Dresden) und Prof. Angelika Humbert (Alfred-Weger-Institut / Professur für Glaziologie und Eismodellierung der Universität Bremen) für die Begutachtung dieser Arbeit danken. Weiterhin gilt mein Dank Dr. Veit Helm, der mich als Koryphäe auf dem Gebiet der Radaraltimetrie von Beginn an mit Rat und Tat unterstützt hat. Der Deutschen Bundesstiftung Umwelt verdanke ich durch das mir gewährte Promotionsstipendium die finanzielle Absicherung dieser Arbeit. Darüber hinaus lernte ich während der jährlichen Stipendiatenseminare, die eigene Arbeit auch für Fachfremde verständlich darzustellen. Somit bekam ich in regelmäßigen Abständen die Gelegenheit, die eigene Arbeit aus größerem Abstand zu betrachten und möglichst allgemeinverständlich darzustellen.

Schließlich gilt mein besonderer Dank meiner Familie. Ich konnte stets auf ihre volle Unterstützung bauen und wusste, dass sie meine Arbeit mit Stolz erfüllt. Ganz besonders möchte ich mich schließlich bei meiner Freundin Jasmin bedanken, die mich stets nach Kräften unterstützt und aufs Neue motiviert hat.



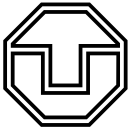
## Zusammenfassung

Die Veränderungen des Antarktischen Eisschildes (AIS) haben einen entscheidenden Einfluss auf den Meeresspiegel. Für Prädiktionen zukünftiger Szenarien des globalen Klimawandels ist das Verständnis der zugrundeliegenden Prozesse und damit die Beobachtung gegenwärtiger Veränderungen unabdingbar. Mit Hilfe von Satellitenaltimetrie lässt sich die Massenbilanz des AIS großflächig, hochaufgelöst und kontinuierlich ermitteln. Da viele Prozesse jedoch auf sehr langen Zeitskalen ablaufen, ist es das Ziel dieser Arbeit, durch Validierung, Kalibrierung und Kombination der Messungen verschiedener Altimetermissionen die Zeitreihen der Beobachtungen maximal zu verlängern. Nur so lassen sich interannuale Variationen vom Langzeittrend trennen, was entscheidend für das Verständnis der Prozesse der Oberflächenmassenbilanz und der Eisdynamik ist.

Die Ausgangsdaten dieser Arbeit bilden altimetrische Höhenmessungen des AIS. Zur Analyse ihres Genauigkeitspotenzials und um Kalibrierfehler aufzudecken, werden diese Messungen mit unabhängigen *In-situ*-Daten validiert. In dieser Arbeit wurde hierfür ein umfangreicher Datensatz von kinematischen GNSS-Profilen verwendet, welche zwischen 2001 und 2015 beobachtet wurden und mit Profillängen von bis zu 1700 km das gesamte topografische Spektrum des Eisschildes abdecken. Neben der anspruchsvollen differenziellen Auswertung der GNSS-Profile mit Basislinienlängen von über 1000 km erfordert auch die Reduktion der Höhe der Antenne auf die Schneeoberfläche aufgrund des Einsinkens der Zugmaschinen in die oberen Firnschichten besondere Berücksichtigung.

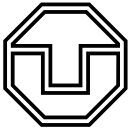
Anhand dieser Daten wurden Radaraltimetermessungen in unterschiedlichen Prozessierungsvarianten verglichen, um den Einfluss der Wahl der Auswertansätze zu quantifizieren. Die Genauigkeit der Radaraltimetrie von Eisschilden wird dominiert durch das *Retracking* zur Ableitung der exakten Signallaufzeit und durch die Methode der Korrektur topografischer Einflüsse. Die Validierung zeigt, dass durch einen schwellwertbasierten *Retracker* und die Relokation der Messung zum satellitennächsten Punkt die höchste Genauigkeit erreicht wird. Optimierte Varianten dieser Ansätze wurden zur konsistenten Reprozessierung aller Radarmessungen verwendet, wodurch nicht nur ein einheitlicher Datensatz geschaffen, sondern auch die Genauigkeit der meisten Messungen um etwa 50% verbessert wurde. Auch die Laseraltimetermessungen von ICESat wurden anhand der GNSS-Profile kalibriert. Hier wurden Laserkampagnenbias bestimmt und korrigiert, welche andernfalls abgeleitete Höhenänderungsraten um etwa  $1,2 \pm 0,3$  cm/a verfälscht hätten.

Zur gemeinsamen Auswertung der Altimetermissionen Seasat, Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, ICESat und CryoSat-2 wurde der Ansatz der Wiederholspuranalyse verwendet und noch erweitert, um spezifische Charakteristika unterschiedlicher Missionen entsprechend berücksichtigen zu können. Die hieraus abgeleiteten Zeitreihen beinhalten noch die Kalibrierbias der jeweiligen Messungen, welche im Anschluss unter Beachtung von Aspekten technikspezifischer Abtastung des Geländes und zeitlicher Distanz verschiedener Missionen schrittweise bestimmt und korrigiert werden. Das Ergebnis dieser kombinierten Auswertung bilden monatlich aufgelöste Zeitreihen von Höhendifferenzen gegenüber einer Referenzepoche auf einem Gitter von  $10 \times 10$  km. Die Validierung mit kinematischen GNSS-Profilen, wie auch mit flugzeuggestützten Lasermessungen, bestätigt die beobachteten Höhenänderungen der kombinierten Zeitreihen und zeigt, dass auch die abgeleiteten Fehlermaße realistische Abschätzungen der Unsicherheit darstellen.



Nach Korrektur der Höhenänderungen um Ausgleichsbewegungen der festen Erde und der Umrechnung in eine Massenänderung lässt sich aus diesen Beobachtungen die Massenbilanz verschiedener Regionen des Antarktischen Eisschildes ableiten. Aus den Ergebnissen geht hervor, dass der beobachtete Teil des AIS nördlich von  $81,5^\circ$  südlicher Breite im Schnitt  $85 \pm 16$  Gt/a zwischen 1992 und 2017 an Masse verloren hat. Die Zeitreihen zeigen, dass diese Rate sich vor etwa 10 Jahren nochmals deutlich beschleunigte, so dass der Massenverlust zwischen 2010 und 2017  $137 \pm 25$  Gt/a betrug. Die Unterteilung in verschiedene Teilregionen des Eisschildes zeigt, dass diese Verluste nahezu vollständig der Westantarktis und der Antarktischen Halbinsel zuzuschreiben sind, während sich in der Ostantarktis Regionen mit Massenverlusten und mit Massenzuwächsen gegenseitig ausgleichen. Aus der Analyse der altimetrischen Beobachtungen der küstennahen Regionen der Ostantarktis, welche bis 1978 zurückreichen, geht hervor, dass der Trend über 25 Jahre sich auch vor 1992 in ähnlicher Weise fortsetzen lässt, so dass hier tatsächlich von einem Langzeittrend gesprochen werden kann. Allerdings wird dieser Trend oftmals durch interannuale Variationen überlagert, was sich aus den monatlichen Zeitreihen gut ablesen lässt und entscheidend für die Interpretation ist. Ein Vergleich mit Massenzeitreihen aus gravimetrischen Beobachtungen und Modellierungen der Oberflächenmassenbilanz zeigt eine hohe Konsistenz der Ergebnisse unterschiedlicher Beobachtungsverfahren, birgt jedoch auch Hinweise, wo Annahmen über die zugrunde liegenden Prozesse zu hinterfragen sind. Somit liefert dieser Vergleich einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der Prozesse der Eismassenbilanz des AIS.

Die Grundlage der vorliegenden kumulativen Dissertation bilden zwei wissenschaftliche Publikationen. Die erste Publikation befasst sich mit der Validierung und Kalibrierung unterschiedlicher Altimeterprodukte mit *In-situ*-Messungen und beinhaltet in diesem Zusammenhang auch Details zur Auswertung der kinematischen GNSS-Profile, welche die Grundlage dieser Untersuchungen bilden. Die zweite Publikation baut auf den Ergebnissen der vorherigen Studie auf, beschreibt die Reprozessierung und die Kombination der Daten verschiedener Altimetermissionen und analysiert die Ergebnisse dieser Multimissionszeitreihen Antarktischer Eishöhenänderungen. Insgesamt soll diese Arbeit einen Beitrag zum verbesserten Verständnis der Veränderungen des AIS im Zuge des globalen Klimawandels liefern. Darüber hinaus zeigt sie auch weiteres Potenzial für zukünftige Arbeiten auf.



## **Abstract**

Changes of the Antarctic Ice Sheet (AIS) have a significant impact on sea level. To predict future scenarios of global climate change, it is essential to understand the contributing processes and, therefore, to observe current changes. Large scale, high resolution and continuous mass balances of the AIS can be obtained with the help of satellite altimetry. As many processes here act over very long temporal scales, the goal of this work is to validate, calibrate and combine the measurements of different altimetry missions in order to obtain time series which are as long as possible. Only such long-term observations allow to separate interannual variations from the long-term trend, which is crucial to understand the processes of surface mass balance and ice dynamics.

Altimetric observations of elevation of the AIS are the basic data used in this work. In order to analyze their accuracy and precision, these measurements are validated using independent in situ observations. Here, an extensive set of kinematic GNSS-profiles was utilized for this purpose. These profiles were observed between 2001 and 2015 and, with lengths of up to 1700 km, they cover the whole spectrum of ice sheet topography. To obtain high precision surface elevation profiles, not only the demanding differential GNSS-processing with baseline lengths of more than 1000 km needs to be treated very carefully, also the reduction of the antenna height measurement to the snow surface requires special attention as the heavy vehicles sink into the upper firn layers in some regions.

With the help of this data set, radar altimetry measurements in different processing versions are compared in order to quantify the influence of the choice of methods to derive the surface elevation. The uncertainty of a radar altimetry measurement of an ice sheet is dominated by the method of retracking, which is used to define the exact signal travel time, and the methodology to correct for topographic effects. The validation shows that a threshold based retracker and the method of relocating the measurement to the point of closest approach provides the highest accuracy and precision. All radar altimetry measurements have been consistently reprocessed using optimized versions of these approaches. This provided a uniform data basis for their combination and, at the same time, improved the accuracy of these measurements by about 50%. Also the laser measurements of ICESat were calibrated using these profiles. This helped to correct for the laser campaign biases, which, otherwise, would distort any inferred surface elevation rate by  $1.2 \pm 0.3$  cm/yr.

The joint processing of the missions Seasat, Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, ICESat and CryoSat-2 was performed using the repeat altimetry method. Here, several extensions of this approach were developed to cope with the characteristics of the different missions. The derived time series still contained calibration biases, which were determined and corrected for in the following stepwise approach, taking into consideration aspects as the topography sampling of different techniques and the temporal sequence of the missions. The result of this combination are monthly time series of elevation changes with respect to a reference epoch, gridded on a 10x10 km raster. The validation with kinematic GNSS-profiles, as well as with airborne laser measurements, confirms the elevation changes from the multi-mission time series and proves that also the uncertainty estimates of these results are realistic.



The mass balance of different regions of the Antarctic Ice Sheet was obtained by correcting the surface elevation changes for changes of the underlying solid earth and transforming the results into mass. The obtained data shows that the observed part of the AIS north of  $81.5^\circ$  southern latitude lost an average amount of mass of  $85 \pm 16$  Gt/yr between 1992 and 2017. The time series reveal that this rate accelerated about 10 years ago, leading to a rate of  $137 \pm 25$  Gt/yr between 2010 and 2017. Individual time series of different parts of the ice sheet show that these losses originate almost completely from the West Antarctic Ice Sheet and the Antarctic Peninsula. In contrast for East Antarctica, regions with negative and positive mass balances compensate each other almost entirely. In coastal East Antarctica, where the altimetric observations range back until 1978, the results show that the rate over 25 years continues very similarly also before 1992, which proves that the rates, observed here, can be considered as long-term rates. However, the monthly time series also reveal, that this trend is superimposed by interannual variations, which is crucial for the interpretation of these elevation changes. A comparison with mass time series from gravimetric observations and models of surface mass balance demonstrates the high consistency of the results. On the other hand, this comparison also reveals some discrepancies, indicating where the assumptions about the underlying processes need further improvements. Hence, this comparison provides new insights for the understanding of the processes contributing to the mass balance of the AIS.

This dissertation is based on two scientific publications. The first paper describes the validation and calibration of different products of altimetry using in situ data. Therefore, it also contains details towards the processing of kinematic GNSS-profiles which form the basis of this investigation. Based on these results, the second paper describes the reprocessing and the combination of different altimetry missions and analyzes the results of these multi-mission time series of Antarctic surface elevation changes. In conclusion, this work aims to contribute to a better understanding of the changes of the AIS under a changing climate. Furthermore, it also points out potential aspects for further improvements.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>II</b>
<b>Abstract</b>	<b>IV</b>
<b>1. Einführung</b>	<b>1</b>
1.1. Die polaren Eisschilde . . . . .	1
1.2. Satellitengestützte Beobachtungsverfahren . . . . .	3
<b>2. Satellitenaltimetrie</b>	<b>5</b>
2.1. Messprinzip . . . . .	5
2.2. Komponenten der Oberflächenhöhenbestimmung . . . . .	5
2.2.1. Orbitbestimmung . . . . .	5
2.2.2. Distanzmessung . . . . .	6
2.3. Missionen . . . . .	8
2.4. Satellitenaltimetrie über Eisschilden . . . . .	10
2.4.1. Analyse des Rückkehrsignals . . . . .	11
2.4.2. Topografiekorrektur . . . . .	12
2.4.3. Interferometrischer SAR-Modus . . . . .	13
2.4.4. Bias bei Eisaltimetrie . . . . .	13
<b>3. Bestimmung von zeitlichen Variationen der Eisoberflächenhöhe</b>	<b>15</b>
3.1. Methoden zur Bestimmung von Höhenänderungen . . . . .	15
3.2. Kombination unterschiedlicher Missionen . . . . .	17
<b>4. Validierung</b>	<b>19</b>
4.1. Messunsicherheiten und Arten der Validierung . . . . .	19
4.2. Absolute Validierung mit kinematischen GNSS-Profilen . . . . .	21
4.3. Validierung der Bestimmung von Höhenänderungen . . . . .	23
<b>5. Geophysikalische Interpretation</b>	<b>25</b>
5.1. Von Höhenänderungen zur Eismassenbilanz . . . . .	25
5.2. Vergleich unterschiedlicher Beobachtungsverfahren . . . . .	27
<b>6. Publikationen</b>	<b>30</b>
PI. Validierung von Satellitenaltimetrie mittels kinematischem GNSS . . . . .	30
PII. Multimissions-Satellitenaltimetrie über vier Jahrzehnte . . . . .	52
<b>7. Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>77</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>79</b>



## Abbildungsverzeichnis

1.1. Übersichtskarte und Dynamik des Antarktischen Eisschildes . . . . .	2
2.1. Prinzip der Satellitenaltimetrie . . . . .	5
2.2. Beobachtete Fläche und Rückkehrsignal bei Radaraltimetrie . . . . .	7
2.3. Retracker für Rückkehrsignal . . . . .	11
2.4. Neigungskorrektur bei Radaraltimetrie . . . . .	12
3.1. Prinzip Kreuzungspunkt und Wiederholspuranalyse . . . . .	16
3.2. Kalibrierung unterschiedlicher Altimetermissionen . . . . .	18

## Tabellenverzeichnis

2.1. Überblick Satellitenaltimetermissionen . . . . .	10
---	----

## Abkürzungsverzeichnis

<b>ATM</b> <i>Airborne Topographic Mapper</i>
<b>BLF</b> <i>Beamlimitierter Footprint</i>
<b>DEM</b> <i>Digital Elevation Model</i>
<b>DORIS</b> <i>Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite</i>
<b>ECMWF</b> <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
<b>ERS</b> <i>European Remote Sensing Satellite</i>
<b>ESA</b> <i>European Space Agency</i>
<b>GEOS</b> <i>Geodynamics Experimental Ocean Satellite</i>
<b>Geosat</b> <i>Geodetic Satellite</i>
<b>GIA</b> <i>Glazial-isostatische Ausgleichsbewegung</i>
<b>GNSS</b> <i>Global Navigation Satellite System</i>
<b>GLONASS</b> <i>Globales Satellitennavigationssystem (Глобальная Навигационная Спутниковая Система)</i>
<b>GPS</b> <i>Globales Positionierungssystem (Global Positioning System)</i>
<b>GRACE</b> <i>Gravity Recovery And Climate Experiment</i>
<b>GSFC</b> <i>Goddard Space Flight Center</i>
<b>ICESat</b> <i>Ice, Cloud and Land Elevation Satellite</i>
<b>IOM</b> <i>Input-Output-Methode</i>
<b>LRR</b> <i>Laser-Retroreflektor</i>
<b>NCEP</b> <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<b>OCOG</b> <i>Offset-Center-of-Gravity</i>
<b>PLF</b> <i>Pulslimitierter Footprint</i>
<b>POCA</b> <i>Point of Closest Approach</i>
<b>PPP</b> <i>Precise Point Positioning</i>
<b>PRARE</b> <i>Precise Range and Range-rate Equipment</i>
<b>RACMO</b> <i>Regional Atmospheric Climate Model</i>
<b>REMA</b> <i>Reference Elevation Model of Antarctica</i>
<b>SAR</b> <i>Synthetic Aperture Radar</i>
<b>SARIn</b> <i>Interferometrisches Synthetic Aperture Radar</i>
<b>Seasat</b> <i>Seafaring Satellite</i>
<b>SLR</b> <i>Satellite Laser Ranging</i>
<b>SMB</b> <i>Surface Mass Balance</i>
<b>TFMRA</b> <i>Threshold First Maximum Retracking Algorithm</i>
<b>TRANET</b> <i>Tracking Network</i>

# 1. Einführung

## 1.1. Die polaren Eisschilde

Die polaren Eisschilde in Grönland und der Antarktis bedecken etwa 10% der globalen Landfläche und speichern rund 75% der weltweiten Süßwasservorkommen (Lemke et al., 2007). Die Menge des gespeicherten Wassers würde ausreichen, um den globalen Meeresspiegel um etwa 66 m ansteigen zu lassen (Vaughan et al., 2013). Davon sind allein 58,3 m dem Antarktischen Eisschild zuzurechnen. Die polaren Eisschilde sind maßgeblich durch den Zyklus der Kalt- und Warmzeiten geprägt und haben ihre heutige Form durch das Ende des letzten Glazials vor etwa 14.500 bis 11.500 Jahren erhalten (Bamber et al., 2004). Auch während des bis heute andauernden Interglazials, dem Holozän, haben Klimaschwankungen stets Veränderungen der Eisschilde bewirkt. Die Verläufe atmosphärischer Konzentrationen der Treibhausgase (IPCC, 2007) zeigen jedoch eine erhebliche Zunahme seit der industriellen Revolution Ende des 19. Jahrhunderts. Diese und viele andere Indikatoren (IPCC, 2013) sind Beleg für den zunehmenden Druck, welcher auch auf die polaren Eisschilde im Zuge des globalen Klimawandels wirkt und deren Reaktion sich erst durch moderne Satellitenverfahren flächendeckend beobachten lässt. Sie zeigen, dass der Antarktische Eisschild zwischen 1992 und 2011 im Schnitt  $76 \pm 59$  Gt/a an Masse verloren hat (Shepherd et al., 2018). Diese Verluste beschleunigten sich in den letzten Jahren nochmals erheblich, so dass sich die Massenabnahme zwischen 2012 und 2017 nach Shepherd et al. (2018) auf  $109 \pm 56$  Gt/a beläuft. Damit ist allein der Massenverlust des Antarktischen Eisschildes für etwa 10% des beobachteten mittleren Meeresspiegelanstieges seit 1993 von  $3,07 \pm 0,37$  mm/a verantwortlich (WCRP Global Sea Level Budget Group, 2018). Allein die Tatsache, dass etwa 10% der Weltbevölkerung Küstenzonen von weniger als 10 m über dem Niveau des mittleren Meeresspiegels bewohnt (Neumann et al., 2015) macht deutlich, dass die Beobachtungen der Eisschilde daher nicht nur von wissenschaftlichem, sondern auch von gesellschaftlichem Interesse sind.

Ogleich auch die schwimmenden Schelfeise integraler Bestandteil der Eisschilde sind, ist aufgrund des Archimedischen Prinzips lediglich der auf festem Untergrund aufsitzende Teil des Eisschildes von Bedeutung für den globalen Meeresspiegel (Bamber et al., 2004). Darum soll mit dem Begriff „Eisschild“ in dieser Arbeit lediglich der Teil des Inlandeises bezeichnet werden. Wie in Abb. 1.1 dargestellt, ergibt sich dessen Massenbilanz im Falle des Antarktischen Eisschildes aus der Summe der Massenzuwächse (hauptsächlich durch Schneefall) und der Massenverluste (hauptsächlich durch Schmelzwasserabfluss und Eisfluss über die Aufsetzlinie) (Hanna et al., 2013). Veränderungen des Schelfeises, wie das Kalben von Eisbergen oder das Ausdünnen aufgrund wärmeren Ozeanwassers, haben keinen direkten Einfluss auf die Massenbilanz. Verliert das Schelfeis jedoch infolge dieser Veränderungen seine rückstauende Wirkung, kann dies zu einer Beschleunigung des Eisflusses bis tief ins Hinterland führen (z.B. Rignot, 2004; Li et al., 2016).

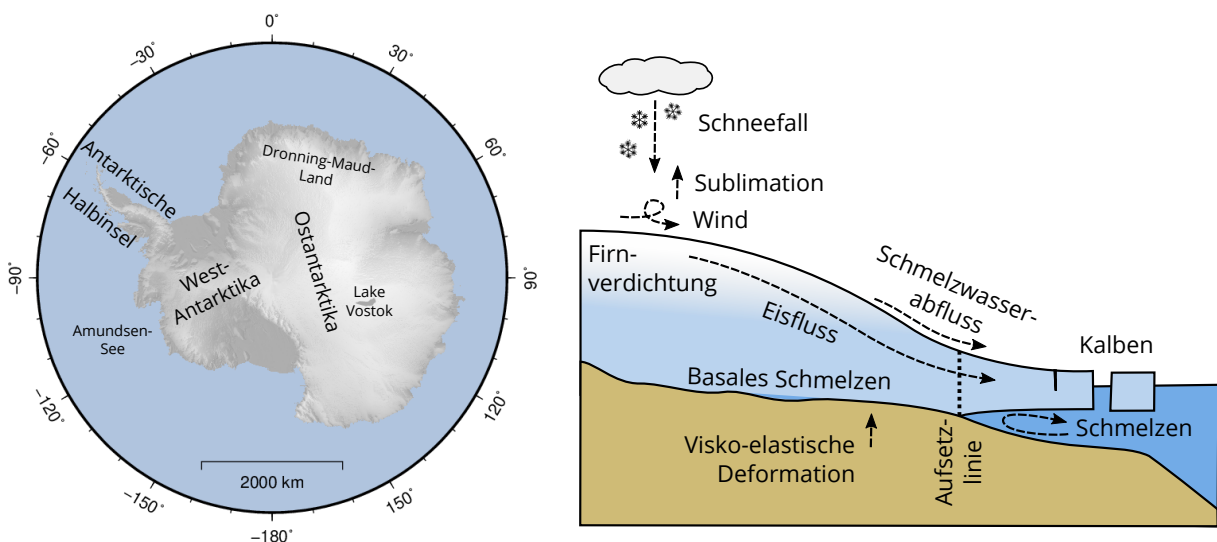


Abbildung 1.1.: Links: Übersichtskarte der Antarktis mit schattierten Konturen der Topografie aus Helm et al. (2014), Rechts: Maßgebliche Prozesse der Dynamik des Antarktischen Eisschildes

Die Oberflächenmassenbilanz (*Surface Mass Balance, SMB*) setzt sich aus den, durch atmosphärische Interaktion gesteuerten, Prozesse des Niederschlages (Schnee und Regen), der Sublimation und des Schmelzwasserabflusses zusammen (Van Wessem et al., 2014). Die Umverteilung von Schnee durch Winddrift hat praktisch keine direkte Massenänderung zur Folge, jedoch führt dieser Prozess auch zu einer erheblich stärkeren Sublimation (Van Wessem et al., 2014). Auch basales Schmelzen kann zu einem Massenverlust beitragen, wird jedoch im Falle Antarktikas aufgrund seiner geringen Größenordnung im Allgemeinen als vernachlässigbar betrachtet (Arthern et al., 2015; Bamber et al., 2018). Im Idealfall gleicht der Eisfluss die Massenzuwächse einer positiven SMB exakt aus, so dass sich der Eisschild im Gleichgewicht befindet. Aufgrund seiner mittleren Eisdicke von etwa 2 km und Fließgeschwindigkeiten von weniger als 10 m/a für seinen überwiegenden Großteil gehört der Antarktische Eisschild zu den am langsamsten reagierenden Komponenten des Klimasystems (Bamber et al., 2004). Nach einer Störung des Gleichgewichtszustandes stellt sich erst nach zehntausenden von Jahren wieder ein neues Gleichgewicht ein. Auf den Zeitskalen der Satellitenbeobachtungen muss daher klar zwischen Prozessen der SMB und Prozessen der Eisdynamik unterschieden werden.

Durch Firnverdichtung kompaktiert frisch gefallener Schnee die tiefer liegenden Schichten, so dass sich ein typischer vertikaler Verlauf der Firndichte bis hin zur Dichte von Eis ergibt (Paterson, 1994). Dieser Übergang findet in den oberflächennahen Schichten bis zu einer Tiefe von 50-110 m statt (Liggett et al., 2015). Solche Firndichteprofile können jedoch aufgrund der atmosphärischen Bedingungen räumlich stark variieren. Nach Kaspers et al. (2004) und Ligtenberg et al. (2011) wird die Oberflächenfirndichte durch die zeitlichen Mittelwerte der Akkumulation, der Temperatur und der Windgeschwindigkeit bestimmt. Die Rate, mit welcher sich frisch gefallener Schnee verdichtet, ergibt sich nach Arthern et al. (2010) ebenfalls aus der Akkumulationsrate und der Temperatur. Ligtenberg et al. (2011) modellierten anhand der zeitlichen Variationen dieser Parameter resultierende Oberflächenhöhenänderungen. Sofern jedoch angenommen wird, dass diese Parameter keinen Langzeittrend aufweisen, gleichen sich die Variationen nach dem Gesetz von Sorge (Bader, 1954) über die Zeit aus und das vertikale Dichteprofil kann als konstant angenommen werden (Paterson, 1994). Thomas et al. (2017) zeigen, dass diese Annahme jedoch im Gebiet der Antarktischen Halbinsel im Zuge des Klimawandels nicht mehr gelten kann.

Auch die feste Erde wird durch die auf ihr lastende Masse der Eisschilde beeinflusst. Die Deformation, welche ihr Maximum während der letzten Eiszeit vor etwa 21.000 Jahren erreichte, passt sich seitdem dem Rückgang des Eises an und führt daher zu den glazial-isostatischen Ausgleichsbewegungen (GIA; Ivins und James, 2005), welche in der Regel in Form von postglazialer Landhebung auftreten. Wie bei Whitehouse (2018) zusammengefasst, werden die Hebungsraten durch die Dicke der Erdkruste, die Viskosität des darunterliegenden Erdmantels sowie durch den zeitlichen Verlauf der Vereisungsgeschichte bestimmt. Zusätzlich zum langfristigen GIA-Effekt zeigt die Erdkruste auch eine instantane Reaktion auf Eismassenänderungen, die elastische Deformation. Sie beträgt etwa 2% der Eisdickenänderung (Groh et al., 2012). Die Größenordnung dieser Höhenänderung der festen Erde liegt für den Großteil Antarktikas im Bereich weniger Millimeter pro Jahr und erreicht nur in wenigen Regionen Werte von mehreren Zentimetern pro Jahr (Martín-Español et al., 2016a; Barletta et al., 2018). Insbesondere auf das gravitative Signal der Massenänderungen hat es dennoch einen entscheidenden Einfluss wegen der deutlich höheren Materialdichte der festen Erde im Vergleich zu Eis.

## 1.2. Satellitengestützte Beobachtungsverfahren

Zur Bestimmung der Massenbilanz des Antarktischen Eisschildes existieren drei unabhängige Verfahren. Bei der *Input-Output-Methode* (IOM) werden die SMB und der Eisfluss über die Aufsetzlinie in den Ozean separat bestimmt und anschließend voneinander abgezogen (Rignot et al., 2011b, 2019). Flächendeckend lässt sich die SMB nur mit Hilfe von regionalen Klimamodellen wie RACMO (van Wessem et al., 2018) oder MAR (Agosta et al., 2019) bestimmen. Mit 91% dominieren Niederschläge die SMB des Antarktischen Eisschildes (van Wessem et al., 2018), aber auch die Prozesse der Sublimation oder des Abflusses von Schmelzwasser in den Ozean werden hier abgebildet. Klassische Methoden zur Bestimmung der SMB, wie die Analyse von Akkumulationsstangen oder Firnkernen liefern lokale Vergleichsdaten zur Kalibrierung der Modelle. Die Fließgeschwindigkeit des Eises lässt sich aus der differenziellen Auswertung optischer oder mikrowellenbasierter bildgebenden Satellitenmissionen ermitteln (Rignot et al., 2011a; Rosenau et al., 2015). Die Eisdicke im Bereich der Aufsetzlinie kann mittels Eisdickenradar direkt bestimmt, unter Berücksichtigung der Massenerhaltung von benachbarten Eisdickenmessungen rechnerisch ermittelt oder aus Daten wie der Dicke von angrenzendem Schelfeis abgeleitet werden (Rignot et al., 2019).

Die gravimetrische Methode erlaubt die direkte Bestimmung von Massenänderungen durch die Beobachtung von zeitlichen Variationen des Erdschwerefeldes (Horwath und Dietrich, 2009; Gunter et al., 2009; Velicogna et al., 2014). Mit dem Start der GRACE-Mission (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) 2002 war es erstmals möglich, diese Variationen mit der Methode des *Low-Low Satellite-To-Satellite Tracking* (Seeber, 2003) in einer Auflösung von etwa 300 km zu beobachten (Groh et al., 2014). Aufgrund der Sensitivität des Messverfahrens in Flugrichtung entstehen jedoch charakteristische Fehlerkorrelationsstrukturen (Horwath und Dietrich, 2009). Sie lassen sich durch geeignete Filter unterdrücken, jedoch geschieht dies zulasten der räumlichen Auflösung. Weiterhin lässt sich durch Satellitengravimetrie lediglich der integrale Effekt aller Massenänderungen beobachten. Somit müssen zur Bestimmung der Eismassenbilanz alle übrigen Massenänderungen korrigiert werden. Einerseits betrifft dies Massenänderungen der angrenzenden Ozeane, welche aufgrund des *Leakage*-Effektes (Horwath und Dietrich, 2009) nicht scharf von den Massenänderungen an Land getrennt werden können. Andererseits müssen hier auch Massenvariationen der festen Erde wie GIA beachtet werden. Aufgrund der wesentlich höheren Dichte von Gestein im Vergleich zu Eis können dabei auch kleine GIA-bedingte Höhenänderungsraten das Ergebnis stark beeinflussen (Groh et al., 2012).

Das dritte Verfahren zur Bestimmung der Eismassenbilanz ist die altimetrische Methode (z.B. Wingham et al., 1998; Zwally et al., 2005; McMillan et al., 2014). Mit Hilfe der Satellitenaltimetrie werden dabei Höhenänderungen der Eisoberfläche beobachtet, welche unter Zuhilfenahme von *A-priori*-Informationen der zugrunde liegenden Prozesse in Massenänderungen umgerechnet werden. Im Vergleich mit den zuvor beschriebenen Methoden bietet dieses Verfahren die höchste räumliche Auflösung. Wie jedoch im folgenden Kapitel noch erläutert werden wird, stellt komplexe Topografie für Radaraltimetrie ein Problem dar, so dass insbesondere die Frontlagen vieler Auslassgletscher nicht beobachtet werden können. Auch die Materialdichte der Umrechnung von Volumen zu Masse stellt hier einen entscheidenden Unsicherheitsfaktor dar.

Jede der drei Methoden besitzt Vor- und auch Nachteile. Erst ein Vergleich kann verbliebene charakteristische systematische Fehler aufzeigen. Aufgrund der unterschiedlichen Beobachtungsintervalle muss hierbei auch die Überlagerung des Langzeittrends durch interannuale Variationen berücksichtigt werden (Horwath et al., 2012; Mémin et al., 2015). Dieser Arbeit kombiniert die Beobachtungen verschiedener Altimetermissionen zu konsistenten und hochaufgelösten Multimissionszeitreihen, welche einen maximalen Beobachtungsintervall von bis zu 40 Jahren abdecken. Die Validierung mit *In-situ*-Messungen dient dabei einerseits der Identifikation optimaler Ansätze für eine konsistente Reprozessierung, andererseits lässt sich so auch die Zuverlässigkeit der Ergebnisse quantifizieren.

# 2. Satellitenaltimetrie

## 2.1. Messprinzip

Das grundlegende Messprinzip der Satellitenaltimetrie ist die Bestimmung der vertikalen Distanz zwischen einem Satelliten und der Erdoberfläche (Seeber, 2003). Nach dem Prinzip der Zweiwege-Laufzeitmessung wird hier ein Messsignal vom Satelliten in Nadirrichtung ausgesendet, an der Erdoberfläche reflektiert und schließlich wieder am Satelliten empfangen. In vereinfachter Darstellung ergibt sich die Distanz  $a$  aus der Laufzeit des Signals  $\Delta t$  und der Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  (Seeber, 2003). Zusammen mit der Bahnhöhe des Satelliten  $h$  kann so die ellipsoidische Höhe  $H_{ell}$  der Erdoberfläche ermittelt werden:

$$a = c \frac{\Delta t}{2} \quad (2.1)$$

$$H_{ell} = h - a \quad (2.2)$$

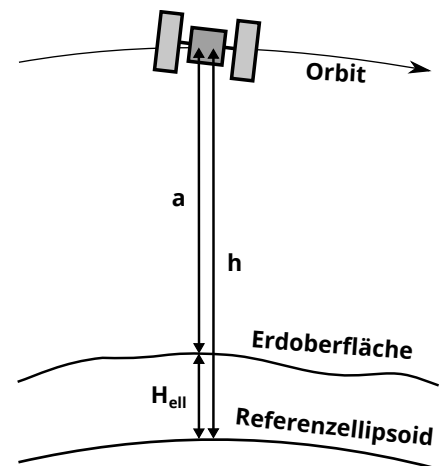


Abbildung 2.1.: Beobachtungsprinzip der Satellitenaltimetrie

Neben der Streckenmessung ist daher auch die Orbitbestimmung entscheidend für die Genauigkeit der Ergebnisse. Die folgenden Abschnitte geben einen kurzen Überblick über die jeweiligen Ansätze, welche im Laufe der Jahre bei unterschiedlichen Missionen zur Bestimmung dieser beiden Größen verwendet wurden.

## 2.2. Komponenten der Oberflächenhöhenbestimmung

### 2.2.1. Orbitbestimmung

Zur Orbitbestimmung von Altimetersatelliten kommen in der Regel mindestens zwei sich ergänzende Systeme zum Einsatz. Während ein Mikrowellensystem zumeist kontinuierliche Beobachtungen zur Bahnbestimmung liefert, können die präzisen Streckenmessungen zu Laser-Retroreflektoren (LRR) wichtige Informationen zur Validierung sowie zur Verbesserung der Bahnparameter liefern (Fu und Cazenave, 2001).

Zur primären Bahnbestimmung mittels Mikrowellenverfahren wurden im Laufe der Jahre eine Reihe unterschiedlicher Systeme entwickelt (vgl. Tab. 2.1). Bereits 1959 wurde mit TRANET (*Tracking Network*) ein Netz global verteilter Empfangsstationen eingerichtet (Dunnell, 1967). Diese zeichneten die Positionierungssignale erdnaher Satelliten auf und konnten anhand der Dopplerverschiebung dieser Signale die Relativgeschwindigkeit eines Satelliten und somit schließlich die Orbitparameter bestimmen (Fu und Cazenave, 2001). PRARE (*Precise Range and Range-rate Equipment*) basierte hingegen auf dem Zweiwege-Prinzip. Hier verfügen die Bodenstationen über Transponder, welche die Positionierungssignale der Satelliten wieder zum Satelliten zurück senden. Somit kann neben der Relativgeschwindigkeit auch die Distanz aus der Signallaufzeit zwischen Satellit und Bodenstation

bestimmt werden (Falck, 2013). Ähnlich wie TRANET nutzt auch das DORIS-System (*Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite*) das Dopplerprinzip, jedoch senden hier die Bodenstationen die Signale aus, welche vom Satelliten empfangen werden (Seeber, 2003). Auf diese Weise entfällt das Problem der exakten zeitlichen Synchronisation der Referenzstationen, was (neben verschiedenen anderen Weiterentwicklungen) zu einer höheren Genauigkeit führt (Fu und Cazenave, 2001). Seit Mitte der 1990er Jahre findet auch das Globale Positionierungssystem GPS Anwendung bei der Bahnbestimmung von Altimetersatelliten (Fu und Cazenave, 2001). Unter Zuhilfenahme weiterer Navigationssatelliten komplementärer Systeme, wie beispielsweise dem Russischen GLONASS (Globales Satellitennavigationssystem), kann bei der Nutzung von GNSS (*Global Navigation Satellite System*) die verfügbare Anzahl an Beobachtungen sogar noch erhöht werden.

Im Gegensatz zu den vorher genannten Verfahren nutzt *Satellite Laser Ranging* (SLR) Lasersignale zur Entfernungsmessung. Mit einer Genauigkeit von 1,5 bis 15 mm (Torge, 2003) zählen diese Zweiwege-Laufzeitmessungen zu den genauesten Beobachtungsverfahren der Satellitengeodäsie (Seeber, 2003). Jedoch ist es hier erforderlich, den Laser-Retroreflektor (LRR) des Satelliten exakt anzuzielen. Ein Netz bodengebundener Stationen beobachtet daher die mit LRR ausgestatteten Satelliten (etwa 30 im Jahre 2000; Torge, 2003) in einem festen Beobachtungsplan, welcher jedoch keine kontinuierlichen Beobachtungen zulässt. Die Wetterabhängigkeit der Lasermessungen beschränkt die Anzahl der Messungen zusätzlich. Aus diesem Grund wird dieses System meist nur in Kombination mit komplementären Beobachtungen anderer Systeme zur Orbitverbesserung sowie zur Validierung verwendet (z.B. Andersen et al., 1998).

Neben diesen direkten Beobachtungsverfahren zur Orbitbestimmung lassen sich auch anhand der altimetrischen Messungen selbst Verbesserung der Bahnparameter ableiten. Die beobachtete Meeresoberflächenhöhe an Kreuzungspunkten wird hierfür nach Abzug modellierter Variationen zur Orbitverbesserung herangezogen (Fu und Cazenave, 2001).

### **2.2.2. Distanzmessung**

Zur Distanzmessung zwischen der Erdoberfläche und dem Satelliten kamen auf bisherigen Missionen entweder Radar- oder Lasersignale zum Einsatz. Aufgrund ihrer charakteristischen Eigenschaften haben beide Arten von Signalen ihre spezifischen Vor- und Nachteile.

#### **Radaraltimetrie**

Der weitaus größte Teil der Altimetermissionen nutzt zur Distanzmessung Mikrowellensignale im Frequenzbereich von 2-18 GHz. Dieser Teil des elektromagnetischen Spektrums zeichnet sich durch eine hohe atmosphärische Durchlässigkeit sowie durch günstige Reflexionseigenschaften der Meeresoberfläche, dem primären Beobachtungsgegenstand der meisten Altimetermissionen, aus (Fu und Cazenave, 2001).

Messungen im Mikrowellenbereich sind wetterunabhängig, erfahren jedoch eine Laufzeitverzögerung in der Erdatmosphäre. In der Troposphäre lässt sich diese Refraktion in einen sogenannten trockenen und einen feuchten Anteil untergliedern (Seeber, 2003). Beide Komponenten können aus Atmosphärendaten, beispielsweise vom *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) oder den *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), modelliert werden. Bei der Messung der altimetrischen Distanz zur Meeresoberfläche beträgt der Effekt der Abweichung der tatsächlichen Signalgeschwindigkeit von der Vakuumlichtgeschwindigkeit  $c$  (Gl. 2.1) etwa 2,3 m aufgrund des trockenen und 0.1 bis 0.24 cm aufgrund des feuchten Refraktionsanteils (Fu und Cazenave, 2001). Unter den extremen Bedingungen in den Polregionen, insbesondere auf dem Ostantarktischen Plateau, können diese Korrekturterme jedoch auch signifikant kleiner ausfallen (1,4-1,5 m

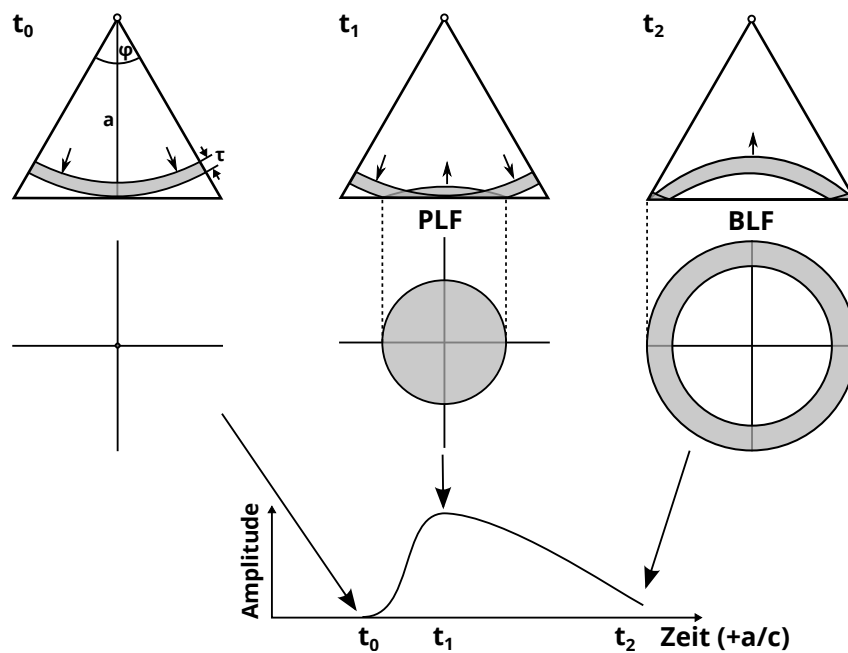


Abbildung 2.2.: Ausbreitung eines Radaraltimetersignals aus frontaler Perspektive und in Draufsicht, sowie der entsprechende Bereich im Rückkehrsignal (nach Ridley und Partington, 1988).

trockener Anteil, 0,01 m feuchter Anteil für Lake Vostok, Roemer et al., 2007). Auch in der Ionosphäre findet eine Laufzeitverzögerung statt. Da die Ionosphäre für Mikrowellen ein dispersives Medium darstellt, führten verschiedene Radaraltimeter Beobachtungen mit zwei unterschiedlichen Frequenzen durch. Im Gegensatz zu Messungen der Meeresoberfläche ist für Eisaltimetrie diese Methode zur Bestimmung der ionosphärischen Refraktion jedoch nicht anwendbar. Auch die Reflexionseigenschaften der Firnschicht hängen von der Wellenlänge ab, wodurch beide Effekte nicht zu trennen sind (Rémy und Parouty, 2009). Stattdessen werden auch hier semiempirische Modelle verwendet (z.B. Bilitza et al., 1997).

Entscheidend für die Distanzmessung ist nach Gl. 2.1 neben der Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  auch die exakte Bestimmung der Signallaufzeit  $\Delta t$ . Diese lässt sich anhand des Rückkehrsignals ermitteln. Wie in Abb. 2.2 dargestellt, empfängt der Satellit das erste, zum Zeitpunkt  $t_0$  reflektierte Signal zum Zeitpunkt  $t_0 + a/c$ . Nach der Zeitspanne der Impulslänge  $\tau = t_1 - t_0$  erreicht auch die hintere Front des Signals die Erdoberfläche. Das zu diesem Zeitpunkt reflektierende Gebiet wird als Pulslimitierter Footprint (PLF) bezeichnet und die entsprechende Amplitude im Rückkehrsignal erreicht ihr Maximum. Während sich der bestrahlte Bereich der Erdoberfläche weiterhin ringförmig ausbreitet, nimmt die Amplitude des Rückkehrsignals aufgrund der Antennencharakteristik mit zunehmender Entfernung vom Nadir immer weiter ab. Der maximale Antennenabstrahlwinkel  $\varphi$  eines Altimeters wird dabei durch den Schwellwert von -3 dB definiert und beträgt für ein übliches Altimeterdesign mit einem Antennendurchmesser von 1,2 m (Duchossois, 1995; Resti et al., 1999) im Ku-Band etwa  $1,3^\circ$ . Mit einer Bahnhöhe von etwa 800 km ergibt sich daraus der beamlimitierte Footprint (BLF) von ca. 20 km Durchmesser. Brown (1977) leitete die formale Beschreibung des zeitlichen Verlaufes der Stärke des Rückkehrsignals, der *Waveform*, her, wonach die mittlere Entfernung des PLF der Signallaufzeit in der Mitte der aufsteigenden Flanke entspricht. Die zeitliche Auflösung dieser Waveform beträgt üblicherweise 3,125 ns, was umgerechnet auf die einfache Distanz einer Auflösung von 0,47 m entspricht. Durch Einpassen eines funktionalen Modells kann die Strecke jedoch auf wenige Zentimeter genau bestimmt werden.



## Laseraltimetrie

Im Gegensatz zur Radaraltimetrie kann ein Laseraltimeter ein Signal mit einer sehr geringen Strahldivergenz  $\varphi$  aussenden. Beim *Ice, Cloud and Land Elevation Satellite* (ICESat) beträgt die Footprintgröße lediglich ~65 m (Schutz et al., 2005). Aus der digitalen Abtastung des Empfangssignals mit 1 ns ergibt sich eine Auflösung von etwa 15 cm (Zwally et al., 2002). Da der Einfluss topografischer Variationen auf das Rückkehrsignal aufgrund des kleinen Footprints wesentlich geringer ist, wird zur Bestimmung der Strecke eine relativ simple Gaußsche Modellfunktion eingepasst. Somit kann im Vergleich zur Radaraltimetrie eine deutlich höhere Streckenmessgenauigkeit erreicht werden. Aufgrund der geringen Divergenz des Signals spielt bei Laseraltimetrie jedoch auch die Sensororientierung eine entscheidende Rolle. Bei ICESat wird diese Orientierung durch Kombination einer Sternekkamera und eines Gyroskops bestimmt. Neben der Streckenmessgenauigkeit von etwa 10 cm hat die Unsicherheit der Ausrichtung des Sensors mit 7,5 cm dennoch einen bedeutenden Anteil am Gesamtfehlerhaushalt (Zwally et al., 2002).

Im Bereich des sichtbaren Lichts treten atmosphärische Laufzeitverzögerungen lediglich in der Troposphäre auf. Ähnlich wie bei Radaraltimetrie werden auch hier semiempirische Korrekturfunktionen unter Zuhilfenahme globaler Atmosphärendaten zur Korrektur verwendet (Herring und Quinn, 1999). Die Wetterabhängigkeit der Lasermessungen kann bei ICESat jedoch weiterhin einerseits zu Datenlücken bei Wolkenbedeckung, andererseits auch zu verfälschten Messungen bei bodennahem Nebel führen. Um solche verfälschten Messungen zu identifizieren und zu eliminieren, werden die Parameter der Signalstärke des Rückkehrsignals und der *Waveform* verwendet (z.B. bei Nguyen und Herring, 2005; Bamber et al., 2009; Ewert et al., 2012b). Besonders in den höhergelegenen Bereichen der Eisschilde, wo höchste Präzision entscheidend ist, sind solche problematischen Wetterbedingungen jedoch höchst unüblich.

## 2.3. Missionen

Im Jahre 1973 konnte mit dem ersten Satellitenaltimeter an Bord der US-amerikanischen Raumstation Skylab erstmals die Figur der Erde mit einer Genauigkeit von etwa 100 m bestimmt werden (Vignudelli et al., 2011). GEOS-3 (*Geodynamics Experimental Ocean Satellite*, 04/1975-12/1978) hatte bereits ein verbessertes Altimeter an Bord und konnte mit einer Auflösung der Streckenmessung von 0.25 m bereits großskalige Ozeanströmungen und Eddies detektieren (Vignudelli et al., 2011). Die Orbitgenauigkeit von 5-10 m (Fu und Cazenave, 2001) stellte jedoch den limitierenden Faktor für präzisere globale Anwendungen dar.

Auch die folgenden Missionen waren primär auf die Beobachtung der Weltmeere fokussiert. Der Orbit von Seasat (*Seafaring Satellite*) konnte mittels TRANET (*Tracking Network*) auf ~1 m genau bestimmt werden (Wakker et al., 1991). Spätere Reprozessierungsprojekte (z.B. Leben et al., 2011) konnten die Bahnbestimmung noch weiter verbessern und erreichten so Genauigkeiten von 10-20 cm. Mit der Entwicklung der *full-deramp* Technik (Fu und Cazenave, 2001) konnte auch die Streckenmessgenauigkeit auf nun etwa 5 cm entscheidend verbessert werden. Ein Kurzschluss nach nur 100 Tagen bedeutete jedoch das abrupte Ende der Mission. Auf Seasat aufbauend lieferte Geosat (*Geodetic Satellite*) erstmals kontinuierliche Beobachtungen über einen Zeitraum mehrerer Jahre (03/1985-01/1990) bis zu einer Breite von 72° (Vignudelli et al., 2011). Nachdem gezeigt werden konnte, dass Radaraltimeter sich auch für die Beobachtung der polaren Eisschilde eignen (z.B. Brooks, 1982; Zwally et al., 1983) wurde für die Mission ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite*, 07/1991-03/2000) ein polnäherer Orbit gewählt. Außerdem wurde das Altimeter mit einem speziellen Eismodus ausgestattet. Frühere Missionen verzeichneten oft Signalabrisse

in der sich schnell ändernden Topografie der Randbereiche von Eisschilden, da das Rückkehrsignal die Antenne hier außerhalb des zuvor präziierten Aufnahme Fensters erreichte. Das Altimeter von ERS-1 wechselte hier zu einer niedrigeren Auflösung der Signalaufzeichnung, wodurch das Aufnahme Fenster bei gleicher Anzahl von Diskretisierungsstellen deutlich vergrößert wurde (Francis, 1986). Einen weiteren Meilenstein stellte die Mission Topox/Poseidon (08/1992-01/2006) dar, deren Orbit mittels DORIS (*Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite*) eine Genauigkeit von 2-3 cm erreichte (Fu und Cazenave, 2001). Da diese Mission, wie auch ihre Nachfolgemissionen Jason-1, Jason-2 und Jason-3, mit einer Inklination von 66° jedoch kaum Beobachtungen der polaren Eisschilde liefert, soll an dieser Stelle nicht weiter auf diese Missionen eingegangen werden. Die Erdbeobachtungssatelliten der *European Space Agency* (ESA), ERS-1, ERS-2 und Envisat, waren neben einem Radaraltimeter mit einer Reihe weiterer Sensoren ausgestattet. Auch der Orbit dieser Missionen musste den unterschiedlichen Anwendungsgebieten gerecht werden, weshalb bei ERS-1 verschiedene Missionsphasen in unterschiedlichen Wiederholperioden durchgeführt wurden.

Mit dem Fokus auf polaren Anwendungen wurde 2003 die erste Laseraltimetermission ICESat gestartet (Zwally et al., 2002). Technische Schwierigkeiten führten jedoch schon nach einem Monat zum Ausfall des ersten der drei redundanten Laser. Um mit den verbliebenen Lasern möglichst langzeitige Beobachtungen durchführen zu können, wurde ICESat fortan in einem Kampagnenmodus betrieben (Abshire et al., 2005). Dabei wurden jedes Jahr nur 3 Kampagnen von etwa 30 Tagen Beobachtungsdauer durchgeführt, bevor der Satellit bis zur nächsten Kampagne wieder in den Ruhezustand versetzt wurde. In insgesamt 21 Kampagnen konnten so bis 2009 altimetrische Messungen der polaren Eisschilde mit einer Genauigkeit von 10 cm durchgeführt und damit das erklärte Ziel der Mission, die Bestimmung der Eishöhenänderung mit einer Genauigkeit von <1,5 cm/a (Zwally et al., 2002), erfüllt werden.

Einen weiteren Meilenstein stellt die Mission CryoSat-2 dar. Nachdem CryoSat-1 während eines Fehlstarts 2007 verloren ging, liefert CryoSat-2 seit 2010 hochaufgelöste Radaraltimeterdaten bis zu einer maximalen Breite von 88° (Wingham et al., 2006). Im SAR (*Synthetic Aperture Radar*) Modus kann nach dem Prinzip eines Delay/Doppler-Radaraltimeters (Raney, 1998) der BLF in Flugrichtung von etwa 20 km rechnerisch auf 300 m verkleinert werden. Insbesondere für Ozeanhöhenmessungen in Küstennähe und zur Detektion von offenem Wasser zwischen Meereis ist dies entscheidend. Weiterhin kann im interferometrischen SAR-Modus (SARIn) unter Verwendung einer zweiten Antenne auch die Richtung des zurückkehrenden Signals bestimmt werden. Dieser Aspekt wird in Abschnitt 2.4 näher erläutert.

Tabelle 2.1 gibt einen Überblick über eine Auswahl von Altimetermissionen, die jeweils verwendeten Signale zur Distanzmessung und die entsprechenden Techniken zur Orbitbestimmung. Ein Ausfall des PRARE-Systems bei ERS-1 kurz nach dem Start hatte zur Folge, dass der Orbit hier lediglich mittels SLR sowie unter Zuhilfenahme der altimetrischen Messungen selbst bestimmt werden konnte. Aufgrund der Verfügbarkeit komplementärer Missionsdaten von höherer Messgenauigkeit oder räumlicher Abdeckung wurden nicht alle in Tab. 2.1 aufgeführten Missionen in PII verwendet.

Tabelle 2.1.: Überblick über verschiedene Satellitenaltimetermissionen, deren Daten für polare Anwendung genutzt wurden (nach Quartly et al., 2001).

Mission	Start - Ende <sup>1</sup>	Inklination	Messsignal (Band)	Orbitbestimmung
GEOS-3	04/1975 - 12/1978	115°	13,9 GHz (Ku)	LRR
Seasat	06/1978 - 10/1978	108°	13,5 GHz (Ku)	TRANET + LRR
Geosat	03/1985 - 10/1989	108°	13,5 GHz (Ku)	TRANET
ERS-1	07/1991 - 06/1996	98,5°	13,8 GHz (Ku)	(PRARE) + LRR
ERS-2	04/1995 - 06/2003	98,5°	13,8 GHz (Ku)	PRARE + LRR
GFO	02/1998 - 09/2008	108°	13,5 GHz (Ku)	GPS + LRR
Envisat	03/2002 - 04/2012	98,5°	13,6 + 3,2 GHz (Ku+S)	DORIS + LRR
ICESat	02/2003 - 10/2009	94°	1064 nm (IR-Laser)	GPS + LRR
CryoSat-2	07/2010 - ...	92°	13,6 GHz (Ku)	DORIS + LRR
SARAL/AltiKa	02/2013 - ...	98,5°	37 GHz (Ka)	DORIS + LRR
Sentinel-3	02/2015 - ...	98,5°	13,6 + 5,4 GHz (Ku+C)	GNSS + DORIS + LRR
ICESat-2	09/2018 - ...	92°	532 nm (grüner Laser)	GPS + LRR

## 2.4. Satellitenaltimetrie über Eisschilden

Satellitenaltimeter wurden ursprünglich mit dem Fokus auf der Beobachtung der globalen Ozeane entwickelt, doch auch die Topografie der polaren Eisschilde konnte bereits 1978 aus den Beobachtungen von GEOS-3 abgeleitet werden (Brooks et al., 1978). Im Vergleich zur Beobachtung des Meeresspiegels kommen bei der Höhenbestimmung des Inlandeises jedoch zusätzliche Effekte zum Tragen, welche die Messgenauigkeit entscheidend beeinflussen. Zunächst ist hier zu beachten, dass die Signallaufzeit anhand des Rückkehrsignals bestimmt wird. Dieses Rückkehrsignal wird an Bord des Satelliten nur innerhalb eines relativ kurzen Zeitfensters aufgezeichnet. Für Seasat hat dieses Fenster beispielsweise eine Weite von 188 ns (aufgezeichnet an 60 konkreten Punkten mit einer Abtastweite von 3,125 ns / 0,47 m; Martin et al., 1983), was einem Bereich der gemessenen Strecke von etwa 28 m entspricht. An Bord des Satelliten versucht der *Tracker* das Aufnahme Fenster so festzulegen, dass die aufsteigende Flanke des Signals möglichst nahe am Referenzpunkt innerhalb dieses Fensters liegt. Da diese Festlegung in der Regel anhand der vorhergehenden Rückkehrsignale geschieht, kann bei sich rapide ändernder Topografie das tatsächliche Rückkehrsignal außerhalb dieses Fensters liegen, wodurch die Messung nicht verwertet werden kann. Insbesondere in den Randbereichen der Eisschilde waren solche topografiebedingten Signalabrisse bei den frühen Missionen Seasat und Geosat keine Seltenheit. Für ERS-1 wurde darum eine Technik entwickelt, um auf solche starken Höhenvariationen zu reagieren. Erkannte der *Tracker* rapide Variationen, so wurde automatisch in einen speziellen Eismodus mit größerer Fensterweite gewechselt (120 m mit einer Abtastweite von nunmehr 12,1 ns / 1,8 m; Francis, 1986). Auf Envisat wurde sogar ein noch größerer dritter Modus eingeführt (Fensterweite 960 m, Abtastweite 7,5 m; Roca et al., 2009). Dieser Modus kam jedoch nur äußerst selten zum Einsatz, da Envisat das Rückkehrsignal nun außerdem an 128 diskreten Punkten abtastete. Im Vergleich zu früheren Missionen verdoppelte sich somit die Weite des Aufnahme Fensters, welches nun bereits in der höchsten Auflösung 61 m entspricht. Während also Seasat und Geosat in den Küstenbereichen des Antarktischen Eisschildes regelmäßig Signalausfälle zu verzeichnen hatten, konnten die ERS-Satelliten 94% der Messungen erfolgreich im größeren Eismodus durchführen. Aufgrund der größeren Fensterweite und weiterer Softwareverbesserungen konnten bei Envisat sogar 93% der Messung erfolgreich mit der höchsten Auflösung von 0,47 m erfolgen (Roca et al., 2009).

<sup>1</sup>Der Endzeitpunkt bezieht sich hier auf die Altimetermessungen. Andere Sensoren der Satelliten lieferten u.U. weiterhin Daten.

Die Festlegung der Aufzeichnung des Rückkehrsignals an Bord des Satelliten ist entscheidend für die grundsätzliche Verfügbarkeit von Beobachtungen, insbesondere in den Küstenbereichen, wo die Eisschilde den größten Veränderungen unterliegen. Die Genauigkeit einer erfolgreichen Eisoberflächenhöhenmessung hängt jedoch auch von der weiteren Auswertung der Beobachtungen ab, welche auch viele Jahre nach den eigentlichen Messungen durch neue Auswertansätze oder bessere Modelle noch bedeutend gesteigert werden kann. Für die Radaraltimetrie polarer Eisschilde sind hier insbesondere die Analyse des Rückkehrsignals und die Topografiekorrektion von Bedeutung (Bamber, 1994). Daher wurden die Validierungen in PI und PII stets unter besonderer Berücksichtigung der jeweiligen Auswertansätze durchgeführt.

### 2.4.1. Analyse des Rückkehrsignals

Vor Empfang des Signals legt der *Tracker* an Bord des Satelliten die Position des Aufnahme Fensters fest. Erst in der Auswertung der Beobachtung im *Retracking* kann die tatsächliche Signallaufzeit anhand des aufgezeichneten Rückkehrsignals bestimmt werden. Bei der Beobachtung einer ebenen Oberfläche wird diese *Waveform* des Radarrückkehrsignals anhand des Modells von Brown (1977) beschrieben. Die mittlere Entfernung des PLF entspricht hier der Mitte der aufsteigenden Flanke (siehe Abb. 2.2). Bei Radaraltimetrie über Eisschilden führt die Variation der Topografie innerhalb des BLF jedoch zu einer Deformation der Signalform (Martin et al., 1983). Zusätzlich besteht die Oberfläche der Eisschilde zumeist aus einer Firnschicht, welche entsprechend der atmosphärischen Randbedingungen in ihrer Dichte variieren kann und zum Teil vom Radarsignal durchdrungen wird. Somit setzt sich das Rückkehrsignal aus den Anteilen der Oberflächenstreuung wie auch der Volumenstreuung zusammen. Ridley und Partington (1988) modellierten den Einfluss verschiedener Parameter wie Oberflächenrauigkeit, Dichte, Temperatur und Korngröße des Firms auf die *Waveform*. All diese Effekte überlagern sich gegenseitig, wodurch die *Waveform* deutlich von der idealen Form nach dem Brownschen Modell abweichen kann.

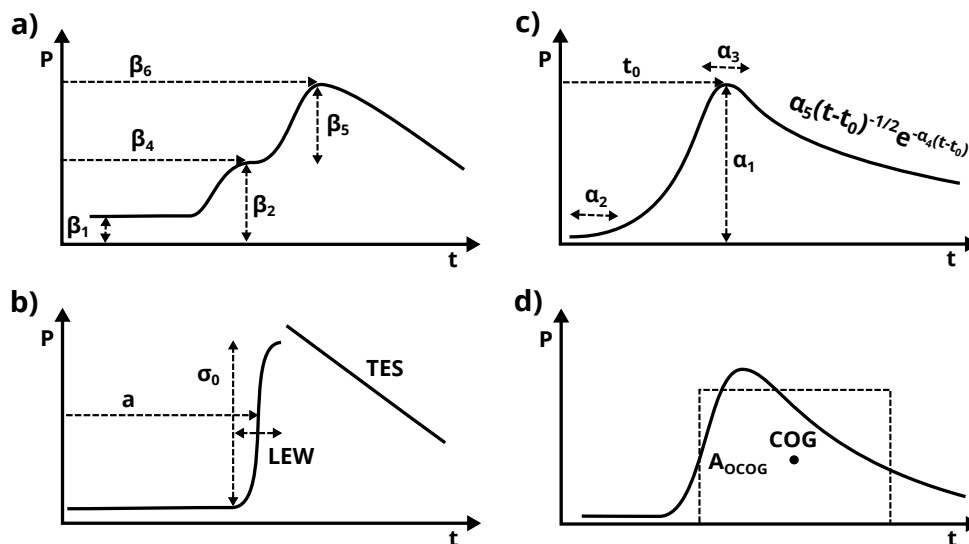


Abbildung 2.3.: Bestimmung der Parameter des Rückkehrsignals anhand unterschiedlicher Retracker: **a)**  $\beta$ -Retracker mit doppelter Flanke (nach Bamber, 1994), **b)** ICE-2 Retracker (nach Legrésy et al., 2005), **c)** CryoSat-2-Retracker (nach Wingham et al., 2006), **d)** OCOG (nach Bamber, 1994)

Bei Radaraltimetrie über Eisschilden kommen zwei unterschiedliche Ansätze des *Retrackings* zum Einsatz. Einerseits können speziell angepasste semiempirische Modelle verwendet werden, welche auch die oben beschriebenen Deformationen der *Waveform* noch abbilden können. Unter bestimmten topografischen Bedingungen innerhalb des BLF kann

beispielsweise eine zweite aufsteigende Flanke entstehen. Der  $\beta$ -Retracker (Martin et al., 1983) erkennt solche Waveforms und verwendet in diesem Fall eine Modellfunktion mit einer zweigeteilten aufsteigenden Flanke (Abb. 2.3a). Der ICE-2 Retracker (Legrésy et al., 2005, Abb. 2.3b) hingegen schätzt die Parameter der aufsteigenden und der absteigenden Flanke separat und verhindert so, dass eine Deformation im hinteren Bereich der Waveform die Bestimmung der Laufzeit aus der aufsteigenden Flanke verfälscht. Für CryoSat-2 wurde eine weitere Modellfunktion verwendet (Wingham et al., 2006, Abb. 2.3c), deren sechs Parameter auch komplexere Signale abbilden sollen.

Alternativ zu den *Retracking*-Verfahren durch Funktionseinpassung kann die Signallaufzeit auch mittels eines Schwellwertes bestimmt werden (Bamber, 1994). Als Schwellwert wird dafür ein bestimmter Prozentsatz der Amplitude über dem Rauschniveau festgelegt. Der Zeitpunkt, an dem das Rückkehrsignal erstmals den Schwellwert überschreitet, entspricht somit der Laufzeit und kann gegebenenfalls durch Interpolation zwischen den entsprechenden Diskretisierungsstellen ermittelt werden. Da auch die maximale Amplitude der *Waveform* durch Signalrauschen beeinflusst sein kann, berechnet der OCOG-Algorithmus (*Offset-Center-of-Gravity*; Wingham et al., 1986) die Amplitude  $A$  als gewichtetes Mittel der Leistung  $P$  nach

$$A_{OCOG} = \sqrt{\frac{\sum P^4}{\sum P^2}}. \quad (2.3)$$

Eine weitere Variante eines Schwellwertretrackers wurde von Helm et al. (2007) entwickelt und ist speziell angepasst an Firnbedingungen wie sie beispielsweise durch Antauen und Wiedergefrieren der oberflächennahen Schichten (Perkolation) in Grönland entstehen können. Die so entstehenden Eislinnen können zu einem ausgeprägten zweiten Maximum in der *Waveform* führen. Daher benutzt der *Threshold First Maximum Retracking Algorithm* (TFMRA) ausschließlich die Amplitude des ersten lokalen Maximums.

## 2.4.2. Topografiekorrektur

Gegenüber der Satellitenaltimetrie über Ozeanen besteht bei Radaraltimetrie über Eis zusätzlich noch die Problematik der räumlichen Zuordnung der Messung. Wie in Abb. 2.4 dargestellt, bewirkt eine Geländeneigung innerhalb des BLF, dass der erste Kontakt des Radarsignals mit der Erdoberfläche nicht im Nadir, sondern im satellitennächsten Punkt, dem *Point of Closest Approach* (POCA), stattfindet. Dieser Effekt kann mittels zweier unterschiedlicher Ansätze berücksichtigt werden (Brenner et al., 1983). Bei der direkten Methode wird anhand der Geländeneigung  $\alpha$  die Strecke im Nadir näherungsweise um  $\Delta a \approx a\alpha^2/2$  korrigiert. Bei der Relokationsmethode hingegen wird versucht, den tatsächlichen POCA zu ermitteln und anhand der gemessenen Schrägstrecke die Höhe für diesen Punkt zu berechnen. Nach Cooper (1989) kann hierbei die mittlere Geländeneigung und die Richtung dieser Neigung aus *A-priori*-Daten, wie beispielsweise einem digitalen Geländemodell (*Digital Elevation Model*, DEM), verwendet werden. In einer weiterentwickelten Methode dieses Ansatzes (Roemer et al., 2007) kann anhand der lokalen Topografie aus dem DEM der POCA auch direkt ermittelt werden.

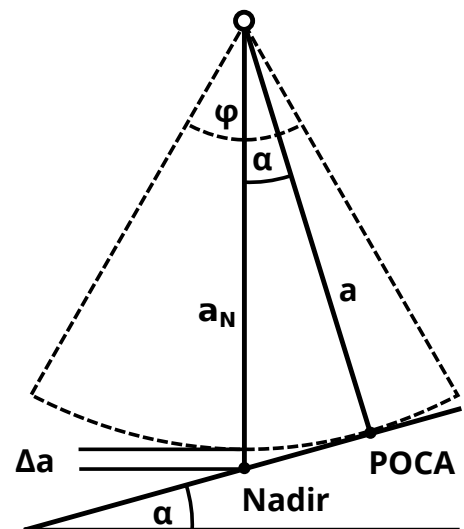


Abbildung 2.4.: Neigungskorrektur bei Radaraltimetrie

Der Bereich der Anwendbarkeit all dieser Verfahren wird jedoch durch den BLF des Altimeters beschränkt. Übersteigt die mittlere Geländeneigung  $\alpha$  den halben Antennenabstrahlwinkel  $\varphi/2$ , so liegt der tatsächliche POCA außerhalb des beobachteten Gebiets und die Interpretation des empfangenen Signals gestaltet sich mitunter äußerst schwierig. Bei einer Orbithöhe von etwa 800 km resultiert ein Abstrahlwinkel von  $1,3^\circ$  daher in einer maximalen theoretischen Nadirkorrektur von 51 m oder einer Relokation bis an den Rand des BLF, also um etwa 10 km.

### 2.4.3. Interferometrischer SAR-Modus

Zur Verbesserung der räumlichen Auflösung und Zuordnung der Radardistanzmessungen wurde mit der CryoSat-2 Mission ein erweitertes Altimeterkonzept erstmals erfolgreich umgesetzt. Nach dem Prinzip der *Delay/Doppler*-Radaraltimetrie (Raney, 1998) wird durch eine erhöhte Pulswiederholrate im sogenannten SAR-Modus (*Synthetic Aperture Radar*) die Kohärenz vieler, in kurzen Abständen nacheinander ausgesandter Signale erhöht. Aus diesem Signalblock kann nun unter Zuhilfenahme des Dopplereffektes rechnerisch der BLF in Flugrichtung in etwa 300 m breite Streifen unterteilt und so die Auflösung erheblich verbessert werden (Wingham et al., 2006). Um in den Randgebieten der Eisschilde auch quer zur Flugrichtung die Richtung des ersten Rückkehrsignals bestimmen zu können, wurde CryoSat-2 mit zwei Empfangsantennen ausgestattet. Anhand des differentiellen Laufzeitunterschiedes zu beiden Antennen und deren absoluter Orientierung lässt sich beim Interferometrischen SAR-Modus (SARIn) die Lage des POCA innerhalb der Dopplerstreifen ermitteln.

### 2.4.4. Bias bei Eisaltimetrie

Trotz sorgfältiger Tests vor dem Missionsstart und einer ständigen Weiterentwicklung der Auswertelgorithmen beeinflussen verschiedene systematische Einflüsse die Messergebnisse der Altimetersysteme. Diese Bias setzen sich zusammen aus den Restfehlern der Realisierung des Referenzrahmens, der Orbitbestimmung, der Distanzmessung, der Laufzeitverzögerung und der geophysikalischen Korrekturen (Bonfond et al., 2011). Die meisten dieser Effekte wirken global und können beispielsweise anhand von Messungen der globalen Ozeane bestimmt und korrigiert werden (z.B. Bosch et al., 2014; Frappart et al., 2016). Bei Altimetermessungen über Eis kommt zusätzlich noch der Einfluss verschiedener Oberflächenparameter hinzu. Wie bei Ridley und Partington (1988) beschrieben, beeinflussen auch die Firndichte, die Firntemperatur, die Korngröße und die Oberflächenrauigkeit die Form des Rückkehrsignals und somit auch die Bestimmung der Signallaufzeit. Während der Tandemphase von Envisat und ERS-2 bestimmt Frappart et al. (2016) (in der Prozessierungsvariante von Brockley et al. (2017) mit *ICE-2-Retracker*) über den globalen Ozeanen einen Bias von 0,13 m mit einer Standardabweichung von 0,04 m. Über dem Antarktischen Eisschild liegt der mittlere Bias mit 0,14 m in einer ähnlichen Größenordnung, die Standardabweichung ist mit 0,53 m jedoch deutlich höher. Die räumliche Verteilung dieser Bias zeigt, dass im Gegensatz zu den Ozeanen über Eisschilden ein deutliches räumliches Muster existiert, welches bereits von Zwally et al. (2005) oder Johannessen et al. (2005) beschrieben wurde. Frappart et al. (2016) macht für einen Teil dieses Effektes die unterschiedlichen Beobachtungsmodi der beiden Altimeter verantwortlich (während hier lediglich Envisat-Messungen des höchstauflösenden Modus benutzt wurden, beobachtet ERS-2 hier im gröberen Eismodus). Zwally et al. (2005) beschreiben ein ähnliches räumliches Muster des Bias zwischen ERS-1 und ERS-2. Da hier jedoch dieselben Beobachtungsmodi verwendet wurden, müssen diese systematischen Effekte noch durch andere Ursachen hervorgerufen werden. Zwally et al. (2005) bemerkten gewisse Ähnlichkeiten der

räumlichen Muster mit denen der *Waveform*-Parameter, konnten jedoch keinen allgemein gültigen funktionalen Zusammenhang finden. Stattdessen verwendeten sie ein empirisch bestimmtes räumliches Gitter zur Kalibrierung der Missionen, ähnlich wie auch Johannesen et al. (2005); Davis et al. (2005); Khvorostovsky (2012) oder Paolo et al. (2016).

Über diese Intermissionsbias hinaus existieren auch innerhalb der Messungen einer Mission systematische Höhendifferenzen. So beobachteten Legrésy et al. (1999) zwischen den aufsteigenden und absteigenden Satellitenorbits von ERS-1 ein räumliches Muster der Kreuzungspunktdifferenzen von bis zu zwei Metern. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass dieses Muster durch die Interaktion der linear polarisierten Signale mit anisotropen Oberflächenstrukturen (Sastrugi) hervorgerufen wird. Nach Arthern et al. (2001) hingegen liegt die Ursache in einer anisotropen Verteilung der Firnpartikel unter der Oberfläche, welche vor allem den Anteil der Volumenstreuung beeinflusst. Armitage et al. (2014) beobachteten ein ähnliches Muster auch bei CryoSat-2 und fanden einen funktionalen Zusammenhang zwischen der Polarisationsrichtung des Signals und der lokal dominierenden Windrichtung. Helm et al. (2014) konnten hingegen zeigen, dass ein *Retracker* mit niedrigem Schwellwert diesen Effekt deutlich reduziert und verzichteten daher auf eine entsprechende Korrektur. Die Resultate der Genauigkeitsanalyse in Publikation PII bestätigen, dass ein möglichst niedriger Schwellwert die Kreuzungspunktdifferenzen zwischen aufsteigenden und absteigenden Satellitenspuren erheblich reduziert.

Auch innerhalb der Laseraltimetermission ICESat wurden Bias zwischen den unterschiedlichen Laserkampagnen beobachtet. Schon Fricker et al. (2005) stellten anhand einer Validierung am Salar de Uyuni, der größten Salzpflanze der Erde in Bolivien, fest, dass zwischen den Kampagnen charakteristische Höhenbias auftreten. Über die Missionsdauer von 6 Jahren implizieren diese Bias einen scheinbaren Trend, welcher tatsächliche Höhenänderungen verfälscht. Bemerkenswert ist auch hier, dass Validierungen über unterschiedlichen Oberflächen wie Salar de Uyuni (Borsa et al., 2014), den globalen Ozeanen (Urban und Schutz, 2005; Scambos und Shuman, 2016), eisfreien Gebieten der Polarmeere (Zwally et al., 2015) oder in besonders höhenstabilen Bereichen der polaren Eisschilde (Ewert et al., 2012b; Hofton et al., 2013; Gunter et al., 2014) zu signifikant unterschiedlichen Ergebnissen kommen. Verschiedene Anteile dieser Bias konnten bereits identifiziert und in neueren Prozessierungsvarianten berücksichtigt werden (Fricker et al., 2005; Borsa et al., 2014). Die Entschlüsselung der Ursachen dieser Bias sind jedoch auch weiterhin Gegenstand der Forschung (Sun et al., 2017), weshalb bisher eine empirische Bestimmung zur Korrektur unerlässlich ist. Aufgrund der Oberflächenabhängigkeit des Effektes sollte für die Anwendung für Eisschilde auch ein Satz von Bias benutzt werden, welcher über einer solchen Fläche bestimmt wurde.

# 3. Bestimmung von zeitlichen Variationen der Eisoberflächenhöhe

## 3.1. Methoden zur Bestimmung von Höhenänderungen

Mit den ersten Satellitenaltimeterdaten in den 1970er und 1980er Jahren konnte erstmals auch die Topografie der polaren Eisschilde großflächig bestimmt werden (z.B. Brooks et al., 1978; Brooks, 1982). Anhand der Kreuzungspunktdifferenzen zwischen den unterschiedlichen Höhenprofilen der GEOS-3-Beobachtungen analysierte Brooks (1982) deren innere Genauigkeit. Zur Bestimmung von Höhenänderungsraten war die mittlere Genauigkeit der Beobachtungen von ~2 m jedoch nicht ausreichend. Erst 15 Jahre später konnten erstmals auch Raten der Höhenänderung für große Teile der polaren Eisschilde aus Kreuzungspunktdifferenzen abgeleitet werden (Wingham et al., 1998; Lingle und Covey, 1998; Rémy und Legrésy, 1998). Hierzu werden die Messungen der beiden diskret abgetasteten Profile jeweils auf deren Schnittpunkt interpoliert und verglichen (Abb. 3.1a). Interpolationsfehler können hier aufgrund der starken Überlappung benachbarter Beobachtungen bei Radaraltimetrie (Punktabstand ~350 m bei einer Größe des BLF von ~20 km) vernachlässigt werden. Ein weiterer entscheidender Vorteil dieser Methode ist, dass auch der Einfluss der Topografiekorrektur auf die pulslimitierte Radarmessung entfällt. Bei nahezu identischer Satellitenposition am Kreuzungspunkt beeinflusst die Topografie die Messungen beider Überflüge in der gleichen Weise, wodurch bei der Differenzbildung eventuelle Restfehler eliminiert werden. Der Nachteil der Kreuzungspunktanalyse ist jedoch die begrenzte räumliche Auflösung. Nur die Beobachtungen an den Schnittpunkten aufsteigender und absteigender Satellitenbahnen können hier zur Analyse herangezogen werden, während die Daten zwischen diesen Schnittpunkten (etwa 20 km Abstand bei Envisat auf einer geografischen Breite von 71°) ungenutzt bleiben.

Der Ansatz der Wiederholspuranalyse nach Legrésy et al. (2006) hingegen nutzt alle verfügbaren Messungen. Wie in Abbildung 3.1b dargestellt, werden hier alle Beobachtungen innerhalb eines eng begrenzten Gebietes gemeinsam ausgewertet und die Höhenänderung in einer Parameterschätzung bestimmt. Aufgrund des seitlichen Versatzes der unterschiedlichen Satellitenspuren von bis zu einem Kilometer müssen hierbei jedoch auch topografiebedingte Höhenunterschiede mit beachtet werden. Hierzu wird die lokale Topografie entweder mittels eines digitalen Geländemodells reduziert (z.B. Sørensen et al., 2011; Helm et al., 2014) oder sie wird anhand einer entsprechenden Parametrisierung in der Ausgleichung mitgeschätzt (Flament und Rémy, 2012; Ewert et al., 2012a; McMillan et al., 2014). Entsprechend der jeweiligen Anwendung und der Größe des Auswahlgebietes reicht die Parametrisierung der Modellfläche hier von einem Parameter für die Geländeneigung quer zur Flugrichtung (Zwally et al., 2011), bis hin zu einer biquadratischen Flächenfunktion mit 9 Parametern (Ewert et al., 2012a; Wouters et al., 2015). Bei der Wiederholspuranalyse mit Radaraltimeterdaten muss weiterhin auch beachtet werden, dass sich die Firnstruktur entsprechend der atmosphärischen Bedingungen ändern kann. Nilsson



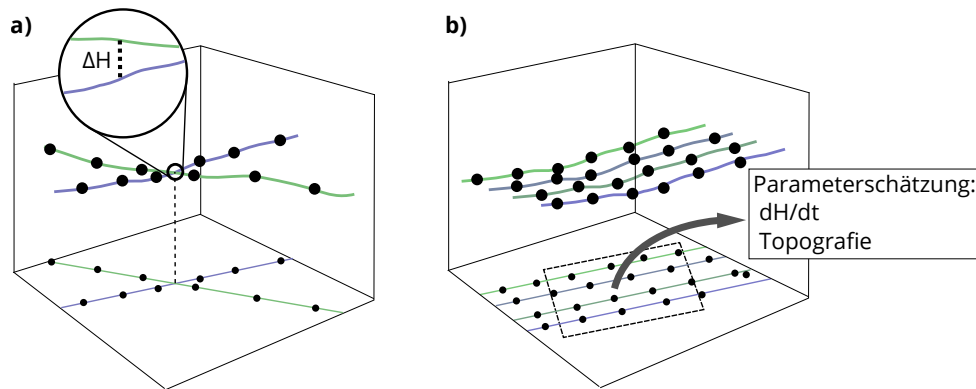


Abbildung 3.1.: Prinzip der Bestimmung einer Höhenänderung anhand eines Kreuzungspunktes (a) und der anhand der Wiederholspuranalyse (b).

et al. (2015) zeigten beispielsweise, dass sich, bedingt durch ein starkes Schmelzereignis 2012 im Inneren des Grönländischen Eisschildes, der Reflexionshorizont in die Nähe der Oberfläche verlagerte. Somit erscheint dieses Ereignis in unkorrigierten Radaraltimeterdaten als Höhenzunahme, obwohl *In-situ*-Beobachtungen eine deutliche Höhenabnahme zeigten. Die Ergebnisse zeigen einen klaren Zusammenhang dieser scheinbaren Höhenänderungen mit den Parametern der *Waveform*. Schon Wingham et al. (1998) nutzte daher Regressionskoeffizienten mit *Waveform*-Parametern, um diesen Effekt zu korrigieren. Während in einigen Publikationen hier ausschließlich die Stärke des empfangenen Signals benutzt wird (Wingham et al., 1998; Davis und Ferguson, 2004; Zwally et al., 2015), kommen bei anderen Autoren auch die Formparameter der aufsteigenden und absteigenden Flanke (siehe Abb. 2.3b) zum Einsatz (Lacroix et al., 2009; Flament und Rémy, 2012). Anstatt den Effekt der variablen Eindringtiefe bestmöglich in der Parameterschätzung von tatsächlichen Höhenvariationen zu separieren, verfolgen Helm et al. (2014) und Nilsson et al. (2016) den Ansatz, den Einfluss der Volumenstreuung bereits im *Retracking* des Rückkehrsignals zu minimieren. Wie schon von Davis (1997) gezeigt, kann durch schwellwertbasierte *Retracker* mit einer niedrigen Schwelle von 10-20% die Wiederholgenauigkeit der Messung deutlich gesteigert werden. Da sich die Bestimmung der Signallaufzeit hier auf den ersten Teil des Rückkehrsignals bezieht, reduziert sich somit der Einfluss der Volumenstreuung auf die Bestimmung der Höhenänderung. In weiteren Varianten des Ansatzes der Wiederholspuranalyse werden noch mehr Parameter, beispielsweise Komponenten der saisonale Höhenänderungen (Ewert et al., 2012a) oder ein Bias zwischen aufsteigenden und absteigenden Satellitenspuren (McMillan et al., 2014) geschätzt.

In dieser Arbeit wurde eine möglichst einfache und somit robuste Parametrisierung gewählt. Nach der Methode der kleinsten Quadrate (Niemeier, 2008) wird dabei mit dem funktionalen Modell

$$\begin{aligned}
 h_i = & dh/dt(t_i - t_0) + \\
 & a_0 + a_1x_i + a_2y_i + \\
 & dBS(bs_i - \overline{bs}) + \\
 & res_i
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

anhand der Höhenmessungen  $h_i$  eine lineare Komponente  $dh/dt$  der Höhenänderung gegenüber einem Referenzzeitpunkt  $t_0$ , eine ebene Topografie mit den Parametern  $a_0$ ,  $a_1$  und  $a_2$  sowie ein Regressionskoeffizient  $dBS$  für die Rückstreuenergie (*Backscatter*,  $bs$ ) zur Parametrisierung einer zeitlichen Variation der Eindringtiefe geschätzt. Dieses funktionale Modell kam sowohl in Publikation PII, als auch bei der Berechnung der Höhenänderungen als Beitrag zu Shepherd et al. (2018) zum Einsatz.

## 3.2. Kombination unterschiedlicher Missionen

Die Wahl des Ansatzes zur Korrektur topografischer Effekte und das *Retracking* des Rückkehrsignals haben einen entscheidenden Einfluss auf die Zuverlässigkeit der Messung eines Radaraltimeters. Da die Daten unterschiedlicher Missionen hier von verschiedenen Auswertezentren bezogen wurden, wurde vor der Kombination in PII zunächst eine Reprozessierung mit einem einheitlichen Ansatz durchgeführt. Aufbauend auf den Erkenntnissen aus PI kam hierbei ein 10%-Schwellwert des OCOG-Tracker und die verfeinerte Relokationsmethode nach Roemer et al. (2007) zum Einsatz. Die Validierung in PII zeigt, dass auf diese Weise einerseits eine konsistente Datengrundlage geschaffen wurde, andererseits gleichzeitig die Messgenauigkeit um etwa 50% gegenüber den Standardprodukten der Auswertezentren gesteigert wurde. Neben der Höhenmessgenauigkeit ist jedoch auch die Zeitspanne der Beobachtungen entscheidend für die Genauigkeit einer Höhenänderungsrate. Keine einzelne Mission konnte bisher länger als 10 Jahre Beobachtungsdaten liefern (siehe Tab. 2.1). Erst durch Kombination verschiedener Missionen können Höhenänderungen über mehrere Dekaden beobachtet werden. Um hierbei systematische Fehler aufgrund spezifischer Kalibrierbias zu vermeiden, ist zunächst eine genaue Analyse der jeweiligen Bias notwendig.

Bereits bei Zwally et al. (1989) wurden im Sinne einer Multimissions-Altmetrie Höhenänderungsdaten aus Kreuzungspunktdifferenzen zwischen GEOS-3, Seasat und Geosat berechnet. Die Bestimmung eines konstanten Systembias zur gegenseitigen Kalibrierung der Missionen erfolgte hier anhand von Messungen über dem Nordatlantik. Auch Davis et al. (2001) oder Fricker und Padman (2012) verwenden mittlere Bias, welche über den Ozeanen ermittelt wurden. Wie in Abschnitt 2.4.4 beschrieben, werden Messungen über Eisschilde jedoch durch zusätzliche Effekte beeinflusst, so dass die Bias hier spezifische räumliche Muster aufweisen. Zwally et al. (2005) nutzen Kreuzungspunktdifferenzen zwischen ERS-1 und ERS-2 während der Tandemphase beider Missionen um mittlere Bias in einem 50x50 km Gitter zu berechnen. Um die Anzahl verfügbarer Höhendifferenzen noch zu erhöhen, verwenden Johannessen et al. (2005) und Khvorostovsky (2012) alle Kreuzungspunktdifferenzen zwischen den jeweiligen Missionen und bestimmen die Bias in einer Ausgleichung. Paolo et al. (2016) hingegen bestimmen zunächst individuelle Zeitreihen jeder einzelnen Mission und kombinieren diese Zeitreihen anschließend anhand der Überlappungszeiträume.

Einen anderen Ansatz der Multimissions-Altmetrie verfolgen Konrad et al. (2016) und Shepherd et al. (2018). Die Bestimmung der Höhenänderungsdaten findet hier zunächst für jede Mission separat statt. Im Anschluss werden diese Daten über die entsprechenden Zeitfenster kombiniert, wodurch sich der zeitliche Verlauf der Höhenänderungen ergibt. Konrad et al. (2016) werten hierfür die jeweiligen Missionsdaten über ein gleitendes Zeitfenster von 5 Jahren in einer Wiederholpuranalyse aus. Die so entstandene Zeitreihe von Höhenänderungsdaten ist unabhängig von den Missionsbias, jedoch ist eine lückenlose Ableitung der Höhenänderungen erst ab einer Überlappung zweier Missionen von mindestens 2,5 Jahren möglich, was für keine der hier verwendeten Missionen der Fall ist. Daher beschränken sich Konrad et al. (2016) auf die Analyse der Raten. Auch Sandberg Sørensen et al. (2018) kombinieren die Daten verschiedener Altimetersatelliten in Grönland über ein gleitendes Zeitfenster von 5 Jahren. Fallen hier mehrere Missionen in diesen Zeitraum, so wird der Missionsbias anhand eines zusätzlichen Parameters der Ausgleichung in der Wiederholpuranalyse eliminiert. Aufgrund der Orbitkonfiguration von CryoSat-2 werden die Daten dieser Mission jedoch separat behandelt. Somit besteht auch hier die Problematik einer Beobachtungslücke zwischen der Referenzepoche des letzten Zeitfensters von EnviSat (2007-2011) und der des ersten Zeitfensters von CryoSat-2 (2011-2015). Aufgrund des extremen Schmelzereignisses 2012 in Grönland (Nilsson et al., 2015) ist diese Beobachtungslücke besonders kritisch.

Der in Publikation PII entwickelte Prozessierungsablauf verfolgt einen ähnlichen Ansatz wie Paolo et al. (2016) und basiert auf der Kombination der Zeitreihen der Oberflächenhöhe. Dabei werden zunächst individuelle Zeitreihen für jede Mission bestimmt. Im Gegensatz zu den bisher genannten Arbeiten dieses Ansatzes wird bei PII jedoch die Wiederholspuranalyse verwendet, was eine bedeutend höhere Auflösung erlaubt. Das funktionale Modell der Wiederholspuranalyse in Gleichung 3.1 wurde hierzu erweitert um in der Ausgleichung die missionsspezifischen Unterschiede entsprechend berücksichtigen zu können. Der hier entwickelte Ansatz erlaubt die schrittweise Auswertung, Korrektur und Kombination der Beobachtungen unterschiedlicher Satellitenmissionen. Neben den klassischen pulslimitierten Radaraltimetermissionen werden dabei auch die Beobachtungen im SARIn-Modus von CryoSat-2 und die Messungen des Laseraltimeters von ICESat verwendet. Hierbei können aufgrund der unterschiedlichen räumlichen Abtastung der verschiedenen Messsysteme jedoch systematische Unterschiede auftreten. Während sich die Messungen der pulslimitierten Radaraltimeter immer auf den POCA im BLF beziehen, kann das Laseraltimeter durch seinen kleinen *Footprint* auch lokale Senken gut auflösen. Auch die SARIn-Daten gestatten eine wesentlich höhere Auflösung in Flugrichtung des Satelliten. In komplexerem Gelände unterscheiden sich daher die Topografieparameter der unterschiedlichen Messtechniken deutlich, was bei einer gemeinsamen Auswertung unbedingt zu beachten ist.

Die Kombination unterschiedlicher Missionen in PII erfolgte, wie in Abb. 3.2 dargestellt, in drei Schritten. Zunächst wurden alle zeitlich überlappenden, pulslimitierten Altimetermissionen anhand großräumig geglätteter, mittlerer Epochendifferenzen dieser Überlappungszeiträume kalibriert. Die Kalibrierung der Missionen Seasat und Geosat, welche keine Überlappung mit anderen Missionen aufweisen, wurde hingegen ausschließlich anhand von Regionen mit streng linearen Höhenänderungen vorgenommen. Die Bestimmung von Kalibrierbias ist hier auch über größere Zeitdifferenzen zulässig, jedoch weisen auch diese Bias räumliche Variationen auf. Um systematische Fehler durch Extrapolation zu vermeiden, wurde daher der Median aller bestimmten Bias zur Kalibrierung benutzt. Aufgrund der unterschiedlichen räumlichen Abtastung verschiedener Messtechniken hängt der Bias zwischen pulslimitierten Radaraltimetern, dem SARIn-Modus von CryoSat-2 und ICESat auch von der Topografie und der Lage der diskreten Messungen in jeder einzelnen Region der Wiederholspuranalyse ab. Eine Kombination dieser Techniken erfordert daher zunächst eine gemeinsame Referenz, was in PII durch die Reduktion jeder Zeitreihe um ihre jeweilige Höhe zu einer gemeinsamen Referenzepoche realisiert wurde. Die so entstandenen Zeitreihen der drei Beobachtungstechniken stellen nun die Höhenänderungen gegenüber der Referenzepoche dar und können auch über mehrere Untersuchungsgebiete der Wiederholspuranalyse kombiniert werden.

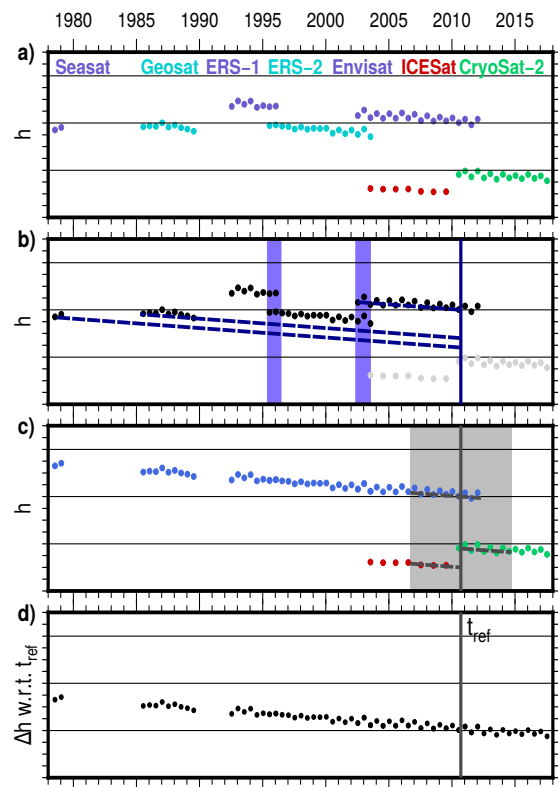


Abbildung 3.2.: Kalibrierung unterschiedlicher Altimetermissionen (aus PII): **a)** Ausgangsdaten als Ergebnis der Wiederholspuranalyse. **b)** Kombination pulslimitierter Radarmissionen mit und ohne zeitliche Überlappung. **c)** Kombination unterschiedlicher Altimetermissionen mittels Referenzhöhe. **d)** Finale Multimissionszeitreihe.

# 4. Validierung

## 4.1. Messunsicherheiten und Arten der Validierung

In der klassischen Bewertung von Messunsicherheiten wird zwischen zufälligen und systematischen Unsicherheiten unterscheiden. Nach Niemeier (2008) sind zufällige Messunsicherheiten unvermeidliche, in jedem Messwert enthaltene Effekte, welche die Grundlage einer statistischen Behandlung einer Messgröße als Zufallsgröße bilden. Dieses Messrauschen setzt sich im Falle der Satellitenaltimetrie sowohl aus zufälligen Komponenten der Streckenmessung, der Orbitbestimmung sowie auch aller angebrachten Korrekturen zusammen. Systematische Messunsicherheiten hingegen werden von Niemeier (2008) als „nicht beherrschte und nicht bekannte Einflüsse auf die Messergebnisse“ beschrieben. Unter gleichen Bedingungen der systematischen Einflüsse sind daher alle Messwerte in gleicher Weise verfälscht. Aus diesem Grund ist „eine sorgfältige Analyse des Messprozesses und aller ihn beeinflussenden Faktoren“ (Niemeier, 2008) notwendig. Bei Satellitenaltimetrie können solche systematischen Einflüsse auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen variieren. Ein Restfehler der Systemkalibrierung beeinflusst alle Messungen einer Mission in gleicher Weise. Andere Fehlerquellen hingegen sind lediglich bis zu einer bestimmten zeitlichen oder räumlichen Nähe der Messungen korreliert. So beeinflussen systematische Fehler bei der Bestimmung der Parameter eines Satellitenorbits zwar alle Messungen entlang des jeweiligen Bahnsegments in ähnlicher Weise, jedoch sind diese Fehler nur für die Dauer des jeweiligen Überfluges korreliert. Im Gegensatz hierzu sind Restfehler in der Topografiekorrektur nahezu unabhängig vom Beobachtungszeitpunkt, jedoch nur für Beobachtungen an genau diesem Ort streng systematisch. Großräumige systematische Fehler können beispielsweise durch Anomalien der atmosphärischen Bedingungen und der damit einhergehenden Veränderung der Firneigenschaften entstehen (beispielsweise durch ungewöhnlich starken Wind (Lacroix et al., 2008) oder Schmelzeignisse (Nilsson et al., 2015)). Solche Ereignisse verändern den Anteil der Volumenstreuung bei Radaraltimetrie und müssen durch geeignete Analyse der Waveform entsprechend berücksichtigt werden. Die vielfältigen räumlichen und zeitlichen Skalen möglicher systematischer Fehler erfordern eine sorgfältige Validierung auf einer eben solchen Breite von Skalen.

Um systematische Störeinflüsse zu erkennen und stochastische Parameter für die entsprechenden Beobachtungen daraus abzuleiten, ist eine Validierung mittels unabhängiger Messungen unablässig. Nach Möglichkeit sollten Validierungen dabei jeden Schritt der Prozessierung begleiten. Bereits vor dem Start einer Altimetermission werden die Sensoren eines Altimetersatelliten intensiven Labortests unterzogen (Francis, 1986; Wingham et al., 2006). Regelmäßige interne Kalibrierzyklen bestimmen auch während einer Mission noch Korrekturparameter, um der Alterung der Instrumente Rechnung zu tragen (Roca et al., 2009). Die Bahnbestimmung der Satelliten kann anhand eines Vergleichs von Mikrowellenmessungen und SLR validiert werden (z.B. Andersen et al., 1998). Mittels eines Transponders lässt sich die Distanzmessung zu einem wohldefinierten und präzise eingemessenen punktförmigen Ziel überprüfen (z.B. Garcia-Mondéjar et al., 2018). Zur Validierung global wirkender systematischer Effekte eignen sich insbesondere die Messungen der glo-

balen Ozeane. Ein Vergleich mit einem Netz von Pegelstationen (z.B. Mitchum, 1998) kann beispielsweise eine Drift oder Instabilität des Bias eines Altimetersystems aufdecken. Die begrenzte globale Verteilung und regionale Effekte an einzelnen Stationen können hierbei jedoch die Repräsentativität dieser Daten für den gesamten Ozean einschränken (Bosch et al., 2014). Zur absoluten *In-Situ*-Kalibrierung eignen sich insbesondere GPS-Bojen, welche während eines Satellitenüberfluges den Meeresspiegel in einem ausreichend großen Abstand zur Küste beobachten, um eine Verfälschung der *Waveform* durch topografische Effekte zu vermeiden (Bonfond et al., 2011).

Aufgrund des deutlich höheren Genauigkeitsniveaus der Ozeanaltimetrie richtet sich der Fokus der Validierung altimetrischer Beobachtungen polarer Eisschilde auf die spezifischen Besonderheiten der Eisaltimetrie (Abschnitt 2.4). Eine absolute Validierung vergleicht das altimetrische Höhenprofil mit Oberflächenhöhenmessungen unabhängiger Verfahren höherer oder mindestens vergleichbarer Genauigkeit. Als relative Validierung soll hier der Vergleich einer aus altimetrischen Daten abgeleiteten Höhenänderung mit unabhängigen Höhenänderungsinformationen bezeichnet werden.

Für eine absolute Validierung der Höhenmessung muss zunächst die Frage der räumlichen Zuordnung der Messung geklärt werden. Aufgrund topografischer Effekte erfordert eine strenge Validierung eine flächenhafte Erfassung des gesamten Gebietes des BLF des Altimeters. Nur so kann das erste Rückkehrsignal zweifelsfrei dem POCA zugeordnet und mit der Referenzhöhe an dieser Stelle verglichen werden. Hierfür muss das Gelände beispielsweise in Form eines Rasters flächig erfasst werden (z.B. Hamilton und Spikes, 2004; Borsa et al., 2008). Die Messung eines solchen Rasters ist jedoch mit erheblichem Aufwand verbunden und daher räumlich stark limitiert. Alternativ kann das Verfahren der Kreuzungspunktanalyse genutzt werden, um zwei punktweise abgetastete Profile in ihrem Schnittpunkt zu vergleichen. Restfehler der topografischen Zuordnung der Altimetermessungen werden hier dem Fehlerhaushalt der Validierung zugerechnet. Solche Vergleiche wurden sowohl mit bodengebundenen kinematischen GPS-Profilen (z.B. Siegfried et al., 2011; Kohler et al., 2013; Brunt et al., 2017), flugzeuggestützten Profilmessungen (Hofton et al., 2013; Nilsson et al., 2016) oder auch als Vergleich zwischen Radar- und Laseraltimetrie (Brenner et al., 2007) durchgeführt. Um den Einfluss tatsächlicher Höhenänderungen zu minimieren, ist dabei entweder eine kurze Zeitspanne zwischen beiden Beobachtungen oder eine genaue Kenntnis über die Höhenänderungen im Untersuchungsgebiet notwendig.

Für die relative Validierung von Höhenänderungen an Kreuzungspunkten spielen topografische Effekte eine deutlich geringere Rolle. Wie in Abschnitt 3.1 erläutert, beeinflusst deren Korrektur beide Radaraltimeterprofile in gleicher Weise, wodurch sich eventuelle Restfehler in der Vertikalkomponente eliminieren. Hurkmans et al. (2012) demonstrieren jedoch, dass insbesondere bei der direkten Methode der Neigungskorrektur auch die entsprechende räumliche Zuordnung der Kreuzungspunktdifferenzen zu systematischen Fehlern führt. In einer Validierung der Höhenänderungen aus Radaraltimetrie am Jakobshavn Isbræ (Grönland) mit hochaufgelösten Vergleichswerten zeigten sie, dass in Gebieten besonders großer Höhenänderungen die Altimeterdaten die tatsächlichen Änderungen oft unterschätzen. Ursache ist eine fehlerhafte räumliche Zuordnung bei der direkten Methode zur Korrektur von Topografieeffekten. Die niedrigeren Raten stammen tatsächlich von höhergelegenen Lokationen an den Flanken des Gletschers und führen so zu einer deutlichen Unterschätzung der Massenverluste entlang der Hauptfließlinie.

Im Gegensatz zur Bestimmung von Höhenänderungen aus Kreuzungspunktdifferenzen spielt die Topografie bei der Wiederholspuranalyse altimetrischer Messungen eine wesentlich größere Rolle. Die Wahl der Topografieparameter des angepassten Modells ( $\alpha$  in Gl. 3.1) ist stets ein Kompromiss aus möglichst genauer Abbildung des Geländes und numerischer Stabilität der Ausgleichung. Daher kann eine komplexere Topografie nicht mehr detailliert

abgebildet werden und die Unsicherheiten der Ergebnisse nehmen zu. Um diese Abhängigkeit der Genauigkeit vom beobachteten Gelände bei der Validierung zu berücksichtigen, müssen daher auch hier die Ergebnisse in Klassen unterschiedlicher Geländeneigung unterteilt werden.

## 4.2. Absolute Validierung mit kinematischen GNSS-Profilen

Die absolute Validierung von Produkten der Satellitenaltimetrie anhand von bodengebundenen Oberflächenhöhenprofilen ist das zentrale Thema von Publikation PI. Im Zeitraum von 2001 bis 2015 wurden auf Schlittenzügen der Russischen Antarktisexpedition im Gebiet zwischen den Russischen Stationen Vostok, Mirny und Progress kinematische GNSS-Profile von bis zu 1700 km Länge beobachtet. Dem Gebiet des *Lake Vostok* kommt bei der Validierung von Satellitenaltimetrie eine herausragende Rolle zu. Da sich der Eisschild über diesem etwa 250 km langen und 50 km breiten subglazialen See im hydrostatischen Gleichgewicht befindet (Ewert et al., 2012b), ist die Eisoberfläche in diesem Gebiet außergewöhnlich eben. Somit entfällt hier der Einfluss topografischer Effekte, was die Untersuchung kleinerer Einflussgrößen wie beispielsweise die Eindringtiefe von Radaraltimetrie ermöglicht. Zusätzlich zeichnet sich dieses Gebiet durch seine Höhenstabilität aus. GPS-Messungen in der Umgebung der Station Vostok (Richter et al., 2014) zeigen eine Vertikalbewegung der Firnpartikel von  $-61,4 \pm 3$  mm/yr infolge von Firnverdichtung. Dem gegenüber steht ein akkumulationsbedingter Schneezutrag von  $62,4 \pm 0,9$  mm/yr (Ekaykin et al., 2004), woraus eine Höhenänderung sehr nahe bei Null resultiert. Höhenprofile aus kinematischen GPS-Messungen mit Schneemobilen bestätigen diese hohe Stabilität der Oberflächenhöhe ( $1 \pm 5$  mm/yr zwischen 2001 und 2013, Richter et al., 2014). Neben den Beobachtungen über *Lake Vostok* erstrecken sich die GNSS-Profile in Publikation PI seit 2007 bis hin zur Küste. Somit decken die Beobachtungen auch Gebiete mit komplexerer Topografie ab und erlauben eine Untersuchung dieses Einflusses.

Unter den besonderen Bedingungen, welche auf dem Antarktischen Inlandeis vorherrschen, müssen jedoch bei der Auswertung der GNSS-Profile zunächst einige Besonderheiten beachtet werden. Da der Eisschild stets in Bewegung ist, können lediglich auf Fels gegründete Stationen an der Küste zur Datumsfestlegung herangezogen werden. Für *Lake Vostok* hat dies Basislinienlängen von mindestens 1700 km zur Folge. Über solch große Entfernungen können die troposphärische und die ionosphärische Laufzeitverzögerung nicht mehr als identisch betrachtet werden, was eine differenzielle Auswertung der kinematischen GNSS-Daten erschwert. Vergleichbare Studien von Kohler et al. (2013) und Brunt et al. (2019) verwenden daher stattdessen das Verfahren des *Precise Point Positioning* (PPP; Zumberge et al., 1997). Durch die Verwendung präziser Postprozessierungsprodukte von Analysezentren kommt dieses Verfahren ohne Referenzstationen aus. Geng et al. (2010) zeigten jedoch, dass auch bei PPP die Genauigkeit einer Lösung von der Entfernung zu Stationen des globalen Referenznetzes abhängt, da die Bestimmung der Satellitenorbits hier erschwert wird. Ein weiterer Nachteil von PPP ist die geringe Redundanz der Lösung. Eine fehlerhafte Bestimmung der Signalmehrdeutigkeit der Phasemessung lässt sich hier nur schwer identifizieren und kann somit systematische Fehler in den GNSS-Koordinaten zur Folge haben. In PI wurde daher eine differenzielle Auswertung mit der Berner GNSS Software (Dach et al., 2015) vorgezogen. Unter Verwendung präziser Code- und Phasemessungen auf zwei Frequenzen können hier in der quasiosphärenfreien Strategie die Mehrdeutigkeiten auch über Basislinienlängen von mehr als 1000 km noch zuverlässig gelöst werden. Die Verwendung möglichst vieler Referenzstationen erhöht hierbei die Anzahl der differenziellen Beobachtung deutlich, was eine zuverlässigere Beurteilung der Ergebnisse ermöglicht. Die formalen Genauigkeitsangaben der kinematischen GNSS-Koordinaten sind jedoch in der Regel zu optimistisch, da der

Einfluss systematischer Fehler hier nicht vollständig modelliert werden kann. Unter Verwendung mehrerer Referenzstationen in PI wurden die Epochenkoordinaten des kinematischen Empfängers daher sowohl als kombinierte Lösung, wie auch in Bezug auf jede einzelne der Referenzstationen bestimmt. Aus dem Vergleich der Lösungen konnte somit eine realistischere Genauigkeitsabschätzung gewonnen werden, wie Kreuzungspunktdifferenzen zwischen den Profilen belegen.

Neben der Position der GNSS-Antenne trägt auch die Bestimmung des Höhenunterschiedes zwischen der Antenne und der Schneeoberfläche zur Messunsicherheit des Oberflächenhöhenprofils bei. Im konkreten Fall der Schlittenzüge unterliegt dieser Höhenunterschied starken Variationen. Während die Zugmaschinen oder Wohncontainer, auf welchen die Antennen montiert wurden, bei den geringen Firndichten auf dem Plateau des Ostantarktischen Eisschildes mehrere Dezimeter tief einsinken, fahren sie in Küstennähe direkt auf der Oberfläche. Um die Einsinktiefe der Fahrzeuge zu bestimmen, wurden daher während der Schlittenzüge so oft wie möglich Messungen durchgeführt und in PI zusammen mit Effekten der Fahrzeugdynamik modelliert. Kreuzungspunktdifferenzen zwischen Profilen unterschiedlicher Fahrzeuge derselben Saison zeigen eine resultierende Gesamtgenauigkeit der Profile von 4 bis 9 cm. Somit bilden die kinematischen GNSS-Höhenprofile eine ausgezeichnete Datengrundlage zur Validierung von Satellitenaltimetrie.

Bei der Validierung pulslimitierter Radaraltimetermessungen wurden unterschiedliche Prozessierungsvarianten verschiedener Auswertezentren anhand von Kreuzungspunkten mit den GNSS-Profilen verglichen. Im Gebiet von *Lake Vostok* konnte Publikation PI zeigen, dass schwellwertbasierte *Retracker* eine deutlich niedrigere Standardabweichung im Vergleich zur Methode der Funktionsanpassung aufweisen. Sowohl bei Envisat, als auch bei CryoSat-2, verringert sich diese Messunsicherheit von 40–60 cm für *Retracker* der Funktionsanpassung zu 22 cm für die schwellwertbasierte Methode. Da sich der funktionsbasierte Ansatz auf die Mitte der aufsteigenden Flanke der *Waveform* bezieht, beim OCOG-*Retracker* hingegen ein Schwellwert von 30% (Envisat) bzw. 25% (CryoSat-2) benutzt wird, verringert sich auch der negative Bias infolge des Eindringverhaltens des Radarsignals.

Anhand von zwei unterschiedlichen Prozessierungsvarianten der Envisat-Daten konnte auch der Einfluss unterschiedlicher Methoden der Topografiekorrektur verglichen werden. Hierfür wurden die Ergebnisse der Validierung in vier Zonen unterschiedlicher Geländeneigung klassifiziert. Die Daten, welche durch die Relokationsmethode korrigiert wurden, zeigten hier deutlich geringere positive Bias, verglichen mit den Ergebnissen der direkten Methode. Aus einem Vergleich zwischen Envisat und ICESat mit unterschiedlichen *Retrackern*, aber lediglich der direkten Neigungskorrektur, schlussfolgern Brenner et al. (2007), dass die Ergebnisse schwellwertbasierter *Retracker* zwar weniger Rauschen aufweisen, jedoch die funktionsbasierten *Retracker* eine höhere absolute Genauigkeit liefern. Die Ergebnisse aus PI bestätigen, dass im Gebiet des Antarktischen Plateaus mit weniger als 0.15° Geländeneigung die Daten des *Goddard Space Flight Center* (GSFC) mit  $\beta$ -*Retracker* und der direkten Neigungskorrektur den geringsten Bias aufweisen. Der Vergleich mit den anderen Prozessierungsvarianten zeigt jedoch, dass sich hier lediglich der größere positive Bias der Neigungskorrektur und der größere negative Bias des Funktionsretrackers gegenseitig ausgleichen. Folglich konnte hier gezeigt werden, dass bei der Prozessierung von pulslimitierter Radaraltimetrie die Relokationsmethode zusammen mit einem Schwellwertretracker systematische Fehler am besten reduziert.

Neben der Radaraltimetrie liefert auch die Validierung der Laserhöhenmessungen von ICESat wichtige Erkenntnisse zur Korrektur systematischer Effekte wie der Kampagnenbias (siehe Abschnitt 2.4.4). In Publikation PI wurde ein Satz solcher Korrekturdaten vorgestellt. Bei bisherigen Korrekturdatensätzen war dafür stets eine besondere zeitliche Nähe der Laserkampagnen und der Referenzdaten oder eine genaue Kenntnis der Höhenänderungen notwendig. Obgleich, wie oben beschrieben, unabhängige Beobachtungen bereits

die besondere Höhenstabilität von *Lake Vostok* demonstrierten, stellen Zwally et al. (2015) diese notwendige Voraussetzung für eine Kalibrierung über *Lake Vostok* in Frage. Der Ansatz aus PI kommt ohne jedes Vorwissen zur Höhenänderungsrate aus und schätzt diese stattdessen aus der Kombination unterschiedlicher Arten von Kreuzungspunkten mit. Aus den Höhendifferenzen zwischen den ICESat-Kampagnen, zwischen ICESat und den GNSS-Profilen und zwischen den unterschiedlichen GNSS-Profilen selbst wurde dabei neben den Bias eine tatsächliche Oberflächenhöhenänderung im Untersuchungsgebiet von  $0,0 \pm 0,2$  cm/a geschätzt. Neben dieser tatsächlichen Höhenänderungsrate implizierten auch die Bias einen Trend, welcher ohne entsprechende Korrektur eine scheinbare Höhenänderungsrate von  $1,17 \pm 0,34$  cm/a über der gesamten Antarktis zur Folge hätte. Würde dieser Effekt nicht korrigiert, so wären Fehler in der Größenordnung von 100 Gt/a in der Massenbilanz des Antarktischen Eisschildes die Konsequenz.

### 4.3. Validierung der Bestimmung von Höhenänderungen

Auch in Publikation PII wurden die kinematisch bestimmten GNSS-Höhenprofile zur Validierung der Ergebnisse herangezogen. Wie in Abschnitt 4.1 erläutert, eliminieren sich die Restfehler der Vertikalkomponente der Topographiekorrektur bei der Bestimmung von Höhenänderungen. Auch die unterschiedliche räumliche Abtastung kann hier vernachlässigt werden, da dieser Effekt bei der Differenzbildung innerhalb eines Beobachtungsverfahrens ebenfalls ausgelöscht wird. Somit lassen sich trotz absoluter Höhendifferenzen in der Größenordnung mehrerer Zehnermeter (siehe PI) die Höhenänderungen in Größenordnungen weniger Dezimeter validieren.

Neben den zuvor beschriebenen kinematischen GNSS-Profilen wurden in PII auch flugzeuggestützte Laserscannerdaten (*Airborne Topographic Mapper*, ATM) der IceBridge Mission (Studinger, 2014) verwendet. Seit 2002 wurden diese Messflüge insbesondere über der Antarktischen Halbinsel und den Auslassgletschern im Gebiet der Amundsensee durchgeführt. Wie die Profile der Schlittenzüge setzt sich auch die Genauigkeit des ATM aus Komponenten der Plattformpositionierung und der Bestimmung der Referenzstrecke zum entsprechenden Punkt auf der Eisoberfläche zusammen. Aufgrund der Flughöhe trägt hier jedoch auch die Messung der Orientierung der Plattform und der Richtung der Streckenmessung entscheidend zur Genauigkeit bei. Eine Validierung dieser Flugzeugmessungen nahe der Summit-Station (Grönland) ergab mittlere Bias im Bereich weniger Zentimeter mit Standardabweichungen in der Größenordnung von 4 bis 9 cm (Brunt et al., 2017). Brunt et al. (2019) beobachteten jedoch in den Messungen der Antarktischen Messkampagne 2016 systematische Höhenabweichungen um 10 bis 15 cm, welche sie auf Fehler in der Bestimmung der Orientierungswinkel der Messungen zurückführen. Folglich können durch IceBridge vergleichbare Genauigkeiten wie mit bodengebundenen Messung aus PI erreicht werden, jedoch unterliegen die Flugzeugmessungen noch weiteren, z.T. auch systematischen, Unsicherheiten, welche die Messungen zusätzlich verfälschen können. Unter ungünstigen Umständen sind solche Kalibrierfehler nur schwer zu identifizieren.

Die Validierung der altimetrisch bestimmten Höhenänderungen in PII mit entsprechenden Höhendifferenzen aus GNSS-Profilen unterschiedlicher Jahre zeigt eine mittlere Übereinstimmung von  $6 \pm 10$  cm. Dieser Validierung der Altimeterdaten mit bodengestützten Profilmessungen aus den Jahren 2001 bis 2015 bezieht sich auf die kombinierten Multi-missionszeitreihen. Neben den Unsicherheiten der monatlichen Zeitreihen aus der Wiederholspuranalyse können die Ergebnisse daher auch zur Beurteilung der Güte der Kombination verschiedener Missionen dienen. Die geringen Differenzen zeigen, dass die Bias der Missionen im Validierungszeitraum erfolgreich korrigiert werden konnten.

Auch eine analoge Validierung mit Höhenänderungen aus den Messungen der IceBridge-Mission (mittlere Abweichung  $-9 \pm 42$  cm) zeigt keine signifikanten verbleibenden systema-



tischen Fehler der Altimeterdaten. Die wesentlich größere Streuung der Ergebnisse und die deutlichere Topografieabhängigkeit kann hier vor allem durch die Lage des Untersuchungsgebietes erklärt werden. Ein Großteil dieser Kampagnenmessungen wurde in der Region der Amundsensee durchgeführt. Im Hinterland der Einzugsgebiete der hiesigen Gletscher liegt die Geländeneigung durchaus in vergleichbaren Größenordnungen wie auf dem Plateau der Ostantarktis (siehe z.B. Abb. 6 bei Helm et al., 2014). Das Geländemodell in Abb. 5 bei Helm et al. (2014) zeigt jedoch, dass diese Gebiete eine deutlich geringere Höhe aufweisen. Wie von Fyke et al. (2017) beschrieben, sind daher die Niederschläge hier deutlich höher, was stärkere kurzfristige Schwankungen der Oberflächenhöhen zur Folge hat. Im Vergleich der über 3 Monate gemittelten Altimetriezeitreihen mit diskreten Messungen der Flugkampagnen kann diese größere Streuung daher nicht verwundern.

# 5. Geophysikalische Interpretation

## 5.1. Von Höhenänderungen zur Eismassenbilanz

Sowohl die Bestimmung von Höhenänderungen an Kreuzungspunkten, wie auch die klassische Wiederholspuranalyse liefern Informationen an diskreten, unregelmäßig verteilten Positionen. Für weitere Verarbeitungsschritte müssen die Ergebnisse daher zunächst auf ein regelmäßiges Raster gebracht werden. Bei der abgewandelten Form der Wiederholspuranalyse, wie sie in PII verwendet wurde, werden die Berechnungen bereits für regelmäßig verteilte Punkte eines Rasters durchgeführt. Die Abstände zwischen den Satellitenspuren haben jedoch auch hier zur Folge, dass zwischen den Datenpunkten Zellen unbeobachtet bleiben. Diese Zellen zu füllen und somit flächendeckende Aussagen treffen zu können, ist die Aufgabe der Interpolation. Hierfür existieren eine Reihe unterschiedlicher Ansätze. Die Interpolation mit einer Gewichtung nach inversen Distanzen kommt ohne Vorinformationen aus und ist stützpunkttreu. Andere Arten der Festlegung von entfernungsabhängigen Gewichten, wie beispielsweise eine Gaußsche Glockenkurve, erlauben stattdessen gleichzeitig noch eine Glättung der Ausgangsdaten. Eine weitere Möglichkeit der Interpolation ist die Einpassung von Splines in die Datenpunkte der Umgebung (Smith und Wessel, 1990). Weit verbreitet sind auch verschiedene Varianten des Kriging (Wackernagel, 2003). Hier werden zunächst die Datenpunkte auf ihre Ähnlichkeit im Zusammenhang mit ihrer Entfernung untersucht und eine Modellfunktion, ein sogenanntes Variogramm, eingepasst. Mit Hilfe dieses Variogramms werden nun die Gewichte für Datenpunkte in Abhängigkeit der Entfernung zum gesuchten Punkt, aber auch ihrer gegenseitigen Distanzen, festgelegt.

Für die Interpolation von Höheninformationen zur Generierung eines DEM vergleichen Chaplot et al. (2006) die unterschiedlichen Ansätze. Sie kommen zu dem Schluss, dass bei einer hohen Datendichte der Ausgangsdaten alle Verfahren ähnlich gute Ergebnisse liefern, während bei schlechterer Datenlage die Güte des Ergebnisses stark von den topografischen Gegebenheiten abhängt. Ausgeprägte topografische Strukturen konnten hier am besten durch Kriging abgebildet werden, während die Spline-Interpolation in flachem Gelände bessere Ergebnisse liefert. Durch die geringe Anzahl an Punkten, welche in die Berechnung einbezogen werden, konnten mit der inversen Distanzgewichtung die besten Resultate in anisotropem Gelände erzielt werden. Zusammenfassend konnte also keine generelle Präferenz für die eine oder andere Methode gefunden werden. Viele Schwächen einzelner Verfahren, welche in dieser Studie identifiziert wurden, lassen sich jedoch auch durch eine Modifikation der Parametrisierung (beispielsweise die Anzahl der einbezogenen Datenpunkte oder ein anisotropes Variogramm beim Kriging) korrigieren.

Für die Interpolation der Höhenänderungsdaten in PII fiel die Wahl auf ein möglichst simples Verfahren. Die Ausgangsdaten zeigen hier äußerst heterogene Charakteristika. Diese lassen sich zum einen durch unterschiedlichen Missionen verschiedener Messgenauigkeiten erklären, stammen zum anderen jedoch auch von unterschiedlichen regionalen Variabilitäten (wie beispielsweise einerseits die großräumigen homogenen Signale auf dem Ostantarktischen Plateau, andererseits die kleinskaligen Gletscher der Antarktischen Halbinsel). Ein einheitliches Variogramm, welches die Voraussetzung zum Kriging

bildet, wäre hier also kaum in der Lage, diese Charakteristika korrekt zu beschreiben. In PII wurde stattdessen eine entfernungsabhängige Gauß-gewichtete Interpolation verwendet. Mit einer Halbwertsbreite in der Größenordnung eines beamlimitierten *Footprints* eines klassischen Radaraltimeters wurde der Auflösung der Sensoren Rechnung getragen und gleichzeitig eine ausreichende Anzahl an Beobachtungen gemittelt, um zufällige Fehler zu unterdrücken. Wie bereits bei Chaplot et al. (2006) gezeigt, ist eine hohe Dichte der Ausgangsdaten entscheidend für die Qualität der Ergebnisse. Eine Interpolation oder Extrapolation über zu große Distanzen birgt ein enormes Fehlerpotenzial. Aus diesem Grund wurden in PII nur Werte berechnet, falls der nächste Datenpunkt nicht weiter als 20 km entfernt lag.

Um den Einfluss des Antarktischen Eisschildes auf den globalen Meeresspiegel quantifizieren zu können, müssen die beobachteten Höhenänderungen in entsprechende Massenänderungen umgerechnet werden. Hierfür sind verschiedene Modelle notwendig, welche das Ergebnis ebenfalls maßgeblich beeinflussen können. Zunächst müssen Höhenänderungen des Felsuntergrundes von den Beobachtungen abgezogen werden. Wie in Abschnitt 1.1 erläutert, lässt sich ein linearer Zusammenhang zwischen der Veränderung der Eisauflast und der instantanen elastischen Reaktion der Erdkruste herstellen (Groh et al., 2012). Der viskoelastische Effekt des GIA läuft hingegen wesentlich langsamer ab. Modelle dieses Effektes weisen zum Teil starke Diskrepanzen untereinander, wie auch im Vergleich mit GNSS-Messungen auf (Martín-Español et al., 2016a). Mit Hebungsraten im Bereich einiger Millimeter pro Jahr haben die Unsicherheiten dieser Modelle jedoch nur einen sehr geringen Einfluss auf die resultierenden Eisdickenänderungen. Auch die elastischen Krustendeformationen belaufen sich nach Groh et al. (2012) auf nur etwa 2% des beobachteten Signals.

Entscheidend für die aus altimetrischen Messungen abgeleiteten Massenbilanz ist die Dichte, welche für diese Umrechnung verwendet wurde. Hierfür ist der zugrundeliegende Prozess ausschlaggebend. Eine Veränderung der Oberflächenmassenbilanz (SMB) führt zu einer Änderung des vertikalen Dichteprofiles (siehe Abschnitt 1.1). In Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen kann es Jahrhunderte dauern, bis sich nach einer Anomalie wieder ein neues Gleichgewicht dieses Profils einstellt (Li und Zwally, 2015). Folglich ist eine solche Höhenänderung mit einer Dichte von Firn umzurechnen. Eine Veränderung der Eisdynamik hingegen hat in der Regel keinen entscheidenden Einfluss auf das vertikale Dichteprofil, weshalb der resultierenden Höhenänderung hier die Dichte von Eis zuzuordnen ist. Zur Unterscheidung der zugrundeliegenden Prozesse stützen sich Shepherd et al. (2012) oder McMillan et al. (2014) auf Vorinformationen zu Regionen mit dominierenden eisdynamischen Veränderungen. In einer räumlichen Maske weisen sie diesen Regionen die Dichte von Eis ( $917 \text{ kg/m}^3$ ) zu, während die übrigen Höhenänderungen mit der Dichte von Schnee ( $400 \text{ kg/m}^3$  bei Shepherd et al. (2012),  $350 \text{ kg/m}^3$  bei McMillan et al. (2014)) umgerechnet werden.

Regionale atmosphärische Klimamodelle wie RACMO (van Wessem et al., 2018) oder MAR (Agosta et al., 2019) sind in der Lage, die zeitlichen Änderungen der SMB zu modellieren. Auf der Grundlage dieser SMB-Modelle entwickelten Ligtenberg et al. (2011) ein Modell der daraus resultierenden Oberflächenhöhenänderungen. Mit diesem Firnmodell bietet sich die Möglichkeit, die altimetrischen Beobachtungen um die SMB-bedingten Höhenänderungen zu korrigieren und die verbliebenen Änderungen als Folgen veränderter Eisdynamik zu betrachten. Dieses Raten können folglich mit der Dichte von Eis in ein entsprechendes dynamisches Massensignal umgerechnet werden. Die Massenänderungen durch Oberflächenprozesse können anschließend anhand des SMB-Modells wieder addiert werden, wodurch sich schließlich die gesamte Eismassenbilanz ergibt. Kallenberg et al. (2017) nutzten diesen Ansatz, um die Höhenänderungen durch Eisdynamik zu untersuchen und vergleichen die Resultate mit analogen Ergebnissen aus einer Kombination von GRACE und

SMB. Sie finden jedoch signifikante Unterschiede in den Resultaten und kommen zu dem Schluss, dass Restfehler der SMB-Modelle hierfür verantwortlich sein müssen. Eine weitere Problematik dieses Ansatzes ist, dass das Firnmodell nach Ligtenberg et al. (2011) von einem Gleichgewichtszustand über den gesamten Beobachtungszeitraum ausgeht. Somit bildet das Modell zwar SMB-bedingte Höhenvariationen des Antarktischen Eisschildes zwischen 1979 und 2017 ab, ein eventueller Langzeittrend ist jedoch nicht enthalten. Auch die Massenzitreihen der SMB-Anomalien bilden lediglich die Variationen durch Oberflächenprozesse ab. Eine Aussage über den Trend lässt sich jedoch ohne zusätzliche Informationen zur Eisdynamik nicht ableiten. Folglich hätte die Verwendung dieser modellbasierten Massenumrechnung zur Folge, dass langzeitige Höhenänderungen über den Gesamtzeitraum von 40 Jahren vollständig als Eisdynamik interpretiert würden. Li und Zwally (2015) modellierten anhand zweier beispielhafter Lokationen mit unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen, auf welchen Zeitskalen sich nach einer Anomalie in Niederschlag bzw. Temperatur wieder ein Gleichgewichtszustand einstellt. Sie schlussfolgern, dass sich die Höhenänderungsraten in der sehr langsam reagierenden Region von Vostok 18 Jahre nach einer Anomalie wieder auf etwa  $\frac{2}{3}$  der Ausgangsraten angenähert haben. Sie zeigen jedoch auch, dass die Oberflächenhöhe selbst erst etwa 70 Jahre nach einer Anomalie durch erhöhte Firnkompaktion  $\frac{2}{3}$  eines neuen Gleichgewichtszustandes erreicht. Diese Reaktionszeit zeigt, dass sich für große Teile des Antarktischen Eisschildes auch über den gesamten Beobachtungszeitraum der Satellitenaltimetrie von 40 Jahren das vertikale Dichteprofil nicht ausgleichen kann.

In PII wie auch bei dem Beitrag für Shepherd et al. (2018) wurde deshalb der Ansatz einer räumlich variablen Firn/Eis-Maske nach McMillan et al. (2014) gewählt. Anstelle einer konstanten Firndichte wurde dabei allerdings die räumliche variable Oberflächenfirndichte nach Ligtenberg et al. (2011) verwendet. Neben der Vermeidung der zuvor erläuterten Probleme ergibt sich so auch die Möglichkeit eines Vergleiches beider Datensätze zeitlicher Höhenvariationen. Wie in PII gezeigt, deuten die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Firnmodell und trendbereinigten altimetrischen Zeitreihen in Gebieten großer Höhenänderungssignale von über 0,5 durchaus auf eine relativ gute Übereinstimmung der Datensätze hin. Hingegen bereitet bei diesem Vergleich sowohl das Messrauschen als auch die begrenzte räumliche Auflösung des Modells von 27 km Probleme. Integriert über größere Gebiete wie Gletschereinzugsgebiete werden diese Fehlereinflüsse jedoch reduziert, so dass sich noch wesentlich bessere Übereinstimmungen ergeben.

## 5.2. Vergleich unterschiedlicher Beobachtungsverfahren

Um die Qualität der Resultate beurteilen zu können, bietet sich ein Vergleich mit den in Abschnitt 1.2 vorgestellten alternativen Methoden zur Bestimmung der Eismassenbilanz an. Jedes Verfahren besitzt seine eigenen Stärken und Schwächen. Ein Vergleich kann zeigen, inwiefern die Ergebnisse frei von systematischen Abweichungen und Fehlern in den Modellannahmen sind.

Die altimetrische Methode liefert die höchste räumliche Auflösung und ist daher in der Lage, die räumlichen Muster der Änderungen bestmöglich abzubilden. Aufgrund der in Abschnitt 2.4 beschriebenen Schwierigkeiten mit komplexer Topografie entstehen jedoch gerade in solchen Bereichen große Beobachtungslücken, in denen auch besonders große Veränderungen erwartet werden, wie auf der Antarktischen Halbinsel. Geeignete Interpolationsverfahren können diese Lücken schließen, doch muss hier mangels tatsächlicher Beobachtungen von einer erheblich größeren Unsicherheit ausgegangen werden. Darüber hinaus hängt die Qualität der Massenbilanzen der altimetrischen Methode stark von der jeweiligen Dichteannahme der Umrechnung ab. Die hierfür notwendige Kenntnis der zugrunde liegenden glaziologischen Prozesse unterliegt jedoch trotz enormer Fortschritte in

den letzten Jahren noch immer großen Unsicherheiten in weiten Teilen des Eisschildes (vgl. Kallenberg et al., 2017; Gardner et al., 2018).

Die gravimetrische Methode kommt als direkte Beobachtung der Massenänderung ohne Annahmen über die einzelnen Prozesse aus. Die begrenzte räumliche Auflösung von maximal etwa 300 km der Beobachtungen der Gravitationsänderungen in Höhe der Satelliten erschwert jedoch nicht nur die Unterteilung zwischen Signalen des Festlandes und des Ozeans, sondern auch die Zuordnung zu diskreten Gletschereinzugsgebieten (Horwath und Dietrich, 2009). Ein direkter Vergleich kann daher nur auf großräumigen Skalen erfolgen. Darüber hinaus wiegt hier der Einfluss der Veränderungen der festen Erde bedeutend schwerer. Während sich die elastische Deformation aus den Beobachtungen der Satellitenaltimetrie noch relativ gut modellieren lassen, stellt die Kenntnis des GIA-Effektes hier eine bedeutende Unsicherheit dar (Groh et al., 2012). Präzise GNSS-Messungen haben gezeigt, dass antarktische Modelle insbesondere im Bereich der Amundsensee und der Antarktischen Halbinsel die beobachteten Hebungsraten von mehreren Zentimetern pro Jahr deutlich unterschätzen (Groh et al., 2012; Martín-Español et al., 2016a). Weiterhin sind vielerorts solche GNSS-Messungen zur Kalibrierung und Validierung der Modelle aufgrund des Eispanzers nicht möglich, weshalb selbst beim Vorzeichen in der zentralen Ostantarktis Uneinigkeit zwischen verschiedenen Modellen herrscht (Martín-Español et al., 2016a). Der große Einfluss dieser relativ geringen Höhenänderungen auf die gravimetrische Massenbilanz lässt sich hierbei durch die Dichte des Mantelmaterials von etwa  $3000 \text{ kg/m}^3$  im Vergleich zur Firn-/Eisdichte von 300 bis  $917 \text{ kg/m}^3$  erklären (Groh et al., 2012).

Die IOM quantifiziert die Massenzuträge (Schneefall) und die Massenverluste (Sublimation, abfließendes Schmelzwasser und Eisfluss in den Ozean) und bildet die Massenbilanz als Differenz dieser Komponenten (Rignot et al., 2019). Die Methode versucht, die zugrunde liegenden Prozesse separat abzubilden und trägt somit entscheidend zum Systemverständnis bei. Dabei unterliegt jedoch jede der Komponenten auch individuellen Unsicherheiten (Shepherd et al., 2012). Ein Vergleich mit *In-situ*-Daten (Van Wessem et al., 2014) zeigt, dass die SMB, welche die Prozesse der Akkumulation, Sublimation, des Oberflächenschmelzens, wie auch der Umverteilung durch Winddrift modelliert, die gemessenen Signale systematisch um etwa 10% unterschätzt. Hierbei treten die größten Abweichungen insbesondere in Gebieten mit großen Variationen der atmosphärischen Signale auf. Ein Teil dieser Abweichungen kann auch auf die begrenzte räumliche Auflösung des SMB-Modells zurückgeführt werden. Die Unsicherheit des dynamischen Eisabflusses in den Ozean wird neben der Genauigkeit der Eisfließgeschwindigkeit selbst auch durch die genaue Kenntnis der Lage und jeweiligen Eisdicke der Aufsetzlinie beim Übergang vom Festland zum Ozean bestimmt. Relativ präzise Messungen der Eisdicke sind hier nur für einen Teil der Aufsetzlinie vorhanden und auch die Verlagerungen dieser Zone infolge von Dickenänderungen des Eisschildes müssen hier berücksichtigt werden. Folglich basiert diese Methode auf der Subtraktion zweier großer Zahlenwerte (in der Größenordnung von etwa 2100 bis 2300 Gt/a; Rignot et al., 2019), welche sich in großen Teilen ausgleichen. Die jeweiligen Unsicherheiten beider Komponenten müssen hingegen addiert werden.

Ein Vergleich der Ergebnisse der drei komplementären Verfahren in Shepherd et al. (2018) zeigt, dass insbesondere die Beschleunigung der Massenverluste der Westantarktis zwischen 2005 und 2010 übereinstimmend aus jeder der Methoden hervorgeht. Dieser Vergleich zeigt jedoch auch Diskrepanzen zwischen den einzelnen Methoden auf, die durch unterschiedliche Schwachstellen der Verfahren erklärt werden können. Shepherd et al. (2018) berechnen eine Gesamtmassenbilanz des Antarktischen Eisschildes von  $-105 \pm 51 \text{ Gt/a}$  über den Zeitraum 2003-2010, welcher von allen Methoden abgedeckt wird. Dieser Wert ergibt sich als Mittelwert der jeweiligen Abschätzungen jeder einzelnen Methode ( $-43 \pm 21 \text{ Gt/a}$  aus der altimetrischen Methode,  $-76 \pm 20 \text{ Gt/a}$  aus der gravimetrischen Methode und  $-201 \pm 82 \text{ Gt/a}$  aus der IOM). Während hier jedoch das Ergebnis der IOM ausschließlich auf Rignot et al.

(2011b) basiert, tragen zur altimetrischen Massenbilanz sieben verschiedene Autoren bei. Auch Ergebnisse, die im Rahmen dieser Dissertation entstanden sind, flossen in diese Studie mit ein und liefern einen Beitrag zur Abschätzung der Massenbilanz aus altimetrischen Daten seit 1992. Die altimetriebasierten Ergebnisse der sieben verschiedenen Gruppen zeigen hier die Einflüsse unterschiedlicher Ansätze und verwendeter Satellitenmissionen. Dabei weisen die Ergebnisse einer Gruppe deutlich positivere Massenbilanzen als alle übrigen Resultate auf, wodurch sich auch das positivere Gesamtergebnis der Altimetrie im Vergleich der Methoden in Teilen erklären lässt. Auch für die Antarktische Halbinsel liefert die Altimetrie deutlich positivere Massenbilanzen. Hier lassen sich die Diskrepanzen durch topografiebedingte Beobachtungslücken erklären. Während die flachen, höhergelegenen Regionen mit geringeren Massenänderungen beobachtet werden können, scheitert das Beobachtungsverfahren der pulslimitierten Radaraltimetrie in den schmalen Unterläufen der Auslassgletscher.

Ein ähnlicher Vergleich zwischen Zeitreihen der altimetrischen und der gravimetrischen Massenbilanz in Publikation PII zeigt, dass auf Skalen der Eiseinzugsgebiete beide Verfahren sowohl im Trend des Signals, wie auch in der Abbildung interannualer Variationen hervorragend übereinstimmen. Während GRACE (Groh und Horwath, 2016) über den gesamten Missionszeitraum 2002-2016 eine Massenänderungsrate von  $-89 \text{ Gt/a}$  für den Antarktischen Eisschild beobachtet, beträgt die Abschätzung der kombinierten Multimissionszeitreihe  $-109 \pm 16 \text{ Gt/a}$  für diesen Zeitraum. Der Korrelationskoeffizient von 0.96 zwischen den jeweiligen Anomalien gegenüber dem Langzeittrend zeigt, dass auch die Beobachtungen kurzfristiger Fluktuationen wie Schneefallereignisse beider Messverfahren zuverlässig sind. Im Massensignal der Ostantarktis zeigen sich jedoch insbesondere nach 2010 immer größere Diskrepanzen zwischen den beiden Zeitreihen. Die Betrachtung der einzelnen Einzugsgebiete legt nahe, dass GRACE im Bereich von Dronning-Maud-Land deutliche Massenzunahmen nach den ungewöhnlich starken Niederschlagsereignissen von 2009 und 2011 (Boening et al., 2012) in diesem Gebiet verzeichnet, während die Altimetrie nur leichte Massenzunahmen beobachtet. Eine mögliche Erklärung dieser Unterschiede wäre eine dynamische Höhenzunahme in diesen Gebieten, deren Massensignal aufgrund der Dichtemaske der Altimetrie hier unterschätzt wird. Folglich liefert dieser Vergleich Hinweise auf die zugrunde liegenden Prozesse, welche sich aus keinem der Datensätze allein ableiten ließen. Gunter et al. (2009) und Martín-Español et al. (2016b) entwickelten Ansätze zur Kombination der unterschiedlichen Verfahren, um so die einzelnen Prozesse noch besser abbilden und die jeweiligen Schwachstellen umgehen zu können. Diese Ansätze versprechen ein besseres Prozessverständnis, welches insbesondere auch zur Modellierung zukünftiger Veränderungen notwendig ist. Andererseits geht durch diese Kombination die Möglichkeit weitestgehend unabhängiger Vergleiche verloren, so dass andere Tests auf systematische Fehler gefunden werden müssen.

## 6. Publikationen

Die folgenden Publikationen liegen der kumulativ verfassten Dissertation zugrunde:

- PI Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D. V., Eberlein, L., Brovko, E. V., Popov, S. V., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A. Y., Scheinert, M., and Lukin, V. V. (2017) *Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica*, *The Cryosphere*, 11, 1111-1130, <https://doi.org/10.5194/tc-11-1111-2017>.
- PII Schröder, L., Horwath, M., Dietrich, R., Helm, V., van den Broeke, M. R., and Ligtenberg, S. R. M. (2019) *Four decades of Antarctic surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry*, *The Cryosphere*, 13, 427-449, <https://doi.org/10.5194/tc-13-427-2019>.

Beide Publikationen sind nach fachlicher Begutachtung (*peer-review*) im internationalen *Open-Access-Journal* „The Cryosphere“ erschienen und sind im Anschluss an die jeweiligen zusammenfassenden Abschnitte angehängt. Zusammen mit den Artikeln wurden die zentralen Ergebnisse beider Arbeiten auch als Datensätze veröffentlicht und sind über den Datenarchivierungsserver PANGAEA (<https://pangaea.de/>) frei verfügbar:

Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D., Eberlein, L., Brovko, E., Popov, S.V., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A.Y., Scheinert, M., Lukin, V.V. (2016): *Kinematic GNSS profiles in central East Antarctica*. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.869761>

Schröder, L., Horwath, M., Dietrich, R., Helm, V., van den Broeke, M.R., Ligtenberg, S.R.M. (2019): *Gridded surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry 1978-2017*. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.897390>

### PI. Validierung von Satellitenaltimetrie mittels kinematischem GNSS in der zentralen Ostantarktis

#### Zusammenfassung

Satellitenaltimetrie liefert flächendeckende Beobachtungen der Oberflächenhöhe des Antarktischen Eisschildes und deren zeitlicher Änderung. Zur Validierung und Kalibrierung dieser Messungen sind jedoch präzise Vergleichsdaten notwendig. Diese Arbeit stellt einen solchen Vergleichsdatensatz, bestehend aus GNSS-basierten Oberflächenhöhenprofilen, vor, beschreibt spezielle Aspekte der Datenauswertung zur Ableitung dieser Profile und liefert in einer Validierung Informationen zur Genauigkeit verschiedener Prozessierungsvarianten von Altimeterdaten, wie auch zur Zuverlässigkeit von daraus abgeleiteten digitalen Höhenmodellen.

Nach einer Einleitung werden die GNSS-Beobachtungen vorgestellt, welche während verschiedener Schlittenzüge der Russischen Antarktisexpedition zwischen 2001 und 2015 im Gebiet zwischen den Forschungsstationen Vostok, Mirny und Progress durchgeführt wurden. Bei der Prozessierung der GNSS-Daten wird diskutiert, wie anhand einer diffe-

renziellen Auswertung mit mehreren Referenzstationen Ausreißer detektiert und realistische Fehlermaße abgeleitet werden konnten. Aufgrund des Einsinkens der schweren Kettenfahrzeuge in die oberen Firnschichten ist auch die Korrektur der Antennenhöhe auf die Höhe der Schneeoberfläche entscheidend für die Genauigkeit der Profile. Anhand von Kreuzungspunktdifferenzen zwischen unterschiedlichen Profilen ergeben sich absolute Genauigkeiten der Profile in einer Größenordnung von 4 bis 9 cm, was durch einen Vergleich mit flugzeuggestützten Höhenmessungen zusätzlich bestätigt wird. Kreuzungspunkte zwischen Profilen unterschiedlicher Jahre belegen, dass im Untersuchungsgebiet keine signifikanten Höhenänderungen stattfanden, was die Ergebnisse vorheriger Studien bestätigt und Voraussetzung zur Validierung von Altimetermessungen anderer Jahre ist.

Anhand der GNSS-Profile werden drei Prozessierungsvarianten von Radaraltimeterdaten der Envisat-Mission verglichen und gezeigt, welchen Einfluss die Wahl des *Retracker*s und der Korrektur topografischer Effekte auf die Genauigkeit hat. Analoge Vergleiche mit Altimetermessungen von CryoSat-2 zeigen, dass die Ergebnisse unterschiedlicher *Retracker* auch bei dieser Mission bestätigt werden können. Aufgrund des SARIn-Modus von CryoSat-2 lässt sich der Einfluss der Topografie hier nicht direkt vergleichen. Auch die Messungen der ICESat-Mission sind Gegenstand einer solchen Validierung. Der Vergleich mit den Laseraltimeterdaten zeigt den deutlich geringeren Einfluss topografischer Effekte. Über *Lake Vostok* wird hier ein neuer Ansatz zur Kalibrierung der Messungen unterschiedlicher Laserkampagnen vorgestellt, dessen Ergebnisse die Resultate früherer Studien bestätigen, welcher jedoch ohne *A-priori*-Wissen zur Höhenänderung im Untersuchungsgebiet auskommt.

Neben den Altimetermessungen selbst werden in dieser Publikation auch daraus abgeleitete Höhenmodelle validiert. Die Ergebnisse zeigen, dass auf ICESat basierende Höhenmodelle zwar präzise Informationen entlang der Spuren der Satellitenbeobachtungen liefern, dass die Interpolation zwischen den Satellitenspuren aber eine erhebliche zusätzliche Fehlerquelle darstellt. Dahingegen lassen sich aus den Messungen von CryoSat-2 insgesamt ähnlich gute Produkte ableiten, welche aufgrund des geringen Spurabstandes dieser Mission jedoch als wesentlich konsistenter angesehen werden können.

Im Ergebnis liefert diese Publikation wichtige Hinweise zur Wahl optimaler Auswertelgorithmen von Radaraltimeterdaten, einen Kalibrierdatensatz für die Messungen der ICESat-Mission und Informationen über die Zuverlässigkeit von Höhenmodellen. Durch die Publikation der Oberflächenhöhenprofile sind die Ergebnisse jederzeit reproduzierbar und auch die Validierung weiterer Satellitenmissionen wird so ermöglicht.

## **Eigenanteil des Verfassers**

Aufbauend auf den Arbeiten von C. Knöfel und der Diplomarbeit des Verfassers wurde die Auswertung der GNSS-Profile hier durch den Erstautor erheblich weiterentwickelt und verfeinert. Die Berechnungen und Analysen sämtlicher Vergleiche mit Altimeterdaten wurden durch den Verfasser realisiert und auch der Artikel wurde zum größten Teil durch den Erstautor verfasst. Bei der Diskussion der Ergebnisse, der Konzeption des Artikels, wie auch bei der iterativen Überarbeitung bis zur Publikation hatten insbesondere A. Richter, M. Horwath und R. Dietrich einen entscheidenden Einfluss. Alle Autoren haben diese Arbeit durch ihre Beiträge zur Durchführung der Messkampagnen überhaupt erst möglich gemacht.

## **Veröffentlichung**

Der Artikel „Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica“ wurde am 05. Mai 2017 beim *Open-Access-Journal* „The Cryosphere“ online veröffentlicht und ist unter <https://doi.org/10.5194/tc-11-1111-2017> abrufbar.





## Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica

Ludwig Schröder<sup>1</sup>, Andreas Richter<sup>1</sup>, Denis V. Fedorov<sup>2</sup>, Lutz Eberlein<sup>1</sup>, Evgeny V. Brovko<sup>2</sup>, Sergey V. Popov<sup>3</sup>, Christoph Knöfel<sup>1</sup>, Martin Horwath<sup>1</sup>, Reinhard Dietrich<sup>1</sup>, Alexey Y. Matveev<sup>2</sup>, Mirko Scheinert<sup>1</sup>, and Valery V. Lukin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, Dresden, Germany

<sup>2</sup>OAo Aerogeodeziya, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), St. Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), St. Petersburg, Russia

Correspondence to: Ludwig Schröder (ludwig.schroeder@tu-dresden.de)

Received: 7 December 2016 – Discussion started: 3 January 2017

Revised: 6 April 2017 – Accepted: 7 April 2017 – Published: 5 May 2017

**Abstract.** Ice-surface elevation profiles of more than 30 000 km in total length are derived from kinematic GNSS (GPS and the Russian GLONASS) observations on sledge convoy vehicles along traverses between Vostok Station and the East Antarctic coast. These profiles have accuracies between 4 and 9 cm. They are used to validate elevation data sets from both radar and laser satellite altimetry as well as four digital elevation models. A crossover analysis with three different processing versions of Envisat radar altimetry elevation profiles yields a clear preference for the relocation method over the direct method of slope correction and for threshold retracers over functional fit algorithms. The validation of CryoSat-2 low-resolution mode and SARIn mode data sets documents the progress made from baseline B to C elevation products. ICESat laser altimetry data are demonstrated to be accurate to a few decimetres over a wide range of surface slopes. A crossover adjustment in the region of subglacial Lake Vostok combining ICESat elevation data with our GNSS profiles yields a new set of ICESat laser campaign biases and provides new, independent evidence for the stability of the ice-surface elevation above the lake. The evaluation of the digital elevation models reveals the benefits of combining laser and radar altimetry.

### 1 Introduction

Surface elevation data are crucial for a broad range of applications in polar sciences. Only satellite altimetry is able to provide this information with a high and nearly uniform accuracy and precision for almost the entire Antarctic ice sheet. This high accuracy also allows us to infer temporal changes in ice surface elevation, which is of prime scientific interest in the context of ongoing climate change (Shepherd et al., 2012; Groh et al., 2014). However, systematic effects (as varying surface properties or measurement biases) can deteriorate the derived elevation trend  $\dot{h}$  and – if not corrected thoroughly – they might lead to misinterpretation of the observations (Arthern et al., 2001; Lacroix et al., 2009).

One crucial step in the processing of surface elevations from satellite radar altimetry (SRA) over ice sheets is the slope correction (Brenner et al., 1983). Due to the size of the beam-limited footprint of about 20 km in diameter the first reflection can originate from a location up to several kilometres away from the nadir point in a sloping surface. Different approaches exist to correct for this effect (e.g. Bamber, 1994; Roemer et al., 2007) but, as the corrections can exceed 100 m (Brenner et al., 2007), remaining model errors may introduce height errors of up to several metres. This is the major factor limiting the application of SRA in the steep and rugged coastal areas (Flament and Rémy, 2012).

Another issue when deriving ice-surface elevations from SRA data is the penetration of the microwave signal into the upper firn layers. This results in a mixed return signal consisting of surface reflection and volume reflection (Ridley and Partington, 1988). Here, the selection of an appropriate retracking algorithm is essential. One approach to minimize the influence of the volume echo on the observed surface elevations is to retrack at the very beginning of the waveform (Davis, 1997). Another method is to apply appropriate corrections using parameters of the radar waveform shape (Wingham et al., 1998; Flament and Rémy, 2012; Zwally et al., 2015).

For the Ice Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) mission the effects of topographic correction and signal penetration do not arise or are negligible as the on-board altimeter uses laser signals. Hence, significantly higher accuracies can be achieved. Nonetheless, those measurements are also not free of systematic errors. Pointing errors and orbital variations (Luthcke et al., 2005) or saturation effects (Scambos and Shuman, 2016) may cause laser campaign biases which induce spurious trends of up to  $2 \text{ cm yr}^{-1}$  (Hofton et al., 2013; Gunter et al., 2014) and introduce errors of more than  $100 \text{ Gt yr}^{-1}$  in mass balance estimates (Hofton et al., 2013).

In order to quantify the impact of these errors and to evaluate methods for their correction, independent elevation data of high precision and accuracy is crucial. Here, we make use of ice-surface elevation profiles in central East Antarctica comprising more than 30 000 km in total length. These profiles are observed with kinematic GNSS (Global Navigation Satellite System, which means the Global Positioning System (GPS) and the Russian Global Navigation Satellite System (GLONASS) in this case) carried out over more than one decade on sledge convoy vehicles along continental traverses.

## 2 Surface elevations from kinematic GNSS profiles

### 2.1 Kinematic GNSS observations

The Russian research station Vostok is located in the central part of East Antarctica ( $106.8^\circ \text{ E}$ ,  $78.5^\circ \text{ S}$ ). It is the main base for a wide range of scientific fieldwork related to the subglacial Lake Vostok. Between 2001 and 2015 several kinematic GNSS profiles have been measured in the area of the lake as well as on the scientific traverses from Vostok Station to the East Antarctic coast.

Geodetic dual-frequency GNSS receivers with external antennas were used for kinematic profiling as well as on the reference stations. Two different types of profiles can be distinguished with respect to the vehicles onto which the GNSS antennas were mounted. The first type are observations performed on lightweight snowmobiles. With the help of such profiles Richter et al. (2014a) have shown that the surface elevation around Vostok Station has been stable over the last

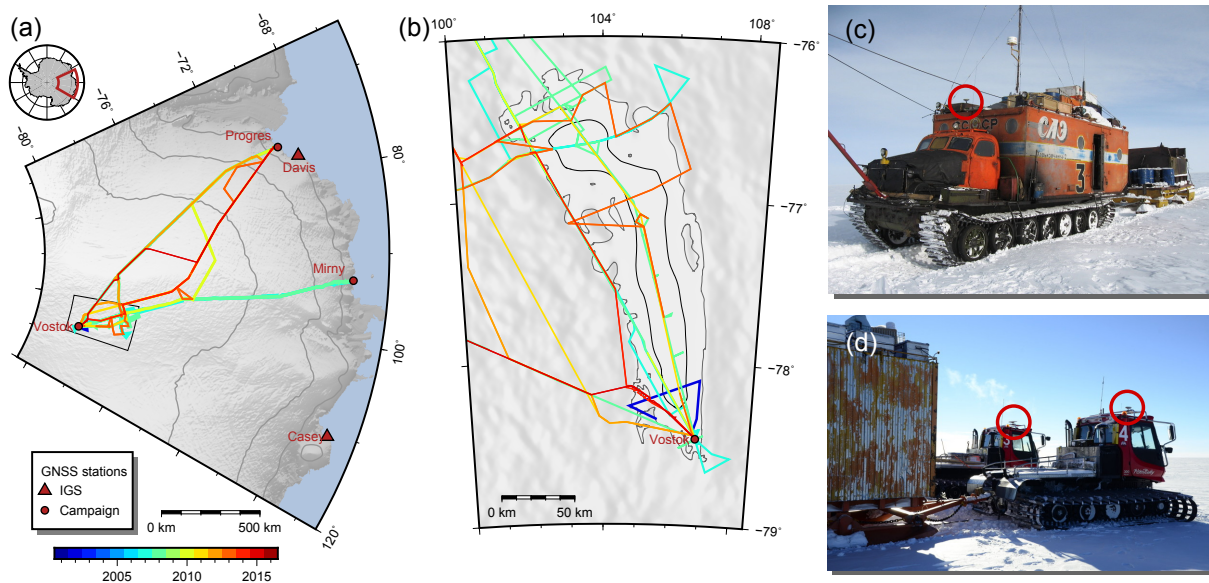
decade, confirming the results of permanent GNSS observations (Richter et al., 2008, 2014a). Such profiles acquired on snowmobiles provide accuracies of only a few centimetres (see also King et al., 2009; Siegfried et al., 2011) and are thus well suited for precise studies on local elevation and elevation changes. However, due to logistic reasons they usually cover only a very limited area and are therefore not considered here.

The second type of observations are carried out on heavy convoy vehicles. Those are tractors on tracks, designed to pull sledges with containers for accommodation and fuel tanks (Fig. 1). Hence, they are ideal platforms for such measurements over very long distances. This is a precondition for the validation of satellite altimetry on a larger scale, as it helps to minimize the influence of regional peculiarities, especially due to specific topographic conditions (Kohler et al., 2013). The disadvantage of such heavy platforms, compared to snowmobiles, is that they sink into the soft upper snow layers up to several decimetres. The amount of the vehicle's subsidence, and thus of the height of the antenna above the snow surface, varies locally. Therefore, this antenna height has to be measured as often as possible along the traverse.

In the austral summer 2001/2002, our first surface elevation profile was acquired during a seismic convoy of the Russian Antarctic Expedition (RAE) along a 150 km transect in the southern part of Lake Vostok. During this traverse over 6 days a GNSS antenna was installed on the roof of a trailer, pulled by a traverse vehicle.

Starting from 2006, significantly longer profiles have been measured. In that time Mirny Station ( $93.0^\circ \text{ E}$ ,  $66.6^\circ \text{ S}$ ) was the coastal logistical hub for the supply of Vostok Station by overland traverses. Several scientific observations were performed during these convoys (Masolov et al., 2001; Richter et al., 2013; Popov, 2015; Ekaykin et al., 2017). In the austral summer 2006/2007 kinematic GNSS profiles between Vostok and Mirny were observed on two convoy vehicles. For the first time these profiles cover the entire distance of about 1600 km, from the remarkably flat ice surface above Lake Vostok down to the rugged terrain at the coast. In the following season these profiles were repeated on two vehicles.

In 2009, Progress Station ( $76.4^\circ \text{ E}$ ,  $69.4^\circ \text{ S}$ ) became the main logistic hub for Vostok Station. Further, an initial reconnaissance traverse from Progress to Vostok and back was performed in 2007/2008 that already included geodetic GNSS-equipment. Since austral summer 2009/2010, several profiles between these two stations were measured each season. A number of different routes were used according to the needs of the participating scientific groups, snow conditions or logistical constraints. Figure 1 gives an overview of the locations and timing of the routes as well as two examples of the types of vehicles used. Table 1 contains detailed information about each individual profile.



**Figure 1.** (a) Overview of the kinematic GNSS profiles (colour coded by their chronological sequence) and the GNSS reference stations used in the differential processing. (b) Detailed map of the profiles in the area of subglacial Lake Vostok (outline in grey, hydrostatic equilibrium area in black). (c) Convoy vehicle of type STT-2 Kharkovchanka-2 (profile K10B) with antenna mounted on the container above the cabin (red circle). (d) Convoy vehicles Kässbohrer PistenBully (profiles K14A and K14B) with antenna mounted on top of the cabins.

## 2.2 GNSS data processing

We used the Bernese GNSS Software 5.2 (Dach et al., 2015) for the differential post-processing of the kinematic observation data. In such remote locations, other studies (Siegfried et al., 2011; Kohler et al., 2013) used the precise point positioning (PPP) technique, which does not require reference stations. However, PPP depends on precise high-rate satellite clock information, which is not available for our early campaigns. Geng et al. (2010) showed that both techniques are able to reach very high accuracies ( $\sim 3$  cm) for very long distances to reference stations. The processing provides a 3-D coordinate of the GNSS antenna for each observational epoch in the terrestrial reference frame IGS08. Using those coordinates, a profile of ellipsoidal elevations referenced to WGS-84 is derived. For many of the profiles multi-system GNSS receivers were used; i.e. observations from the Russian GLONASS are logged in addition to GPS. The increased amount of observations improves the reliability of the solution significantly. As kinematic reference sites in this differential positioning we utilized static observations from campaign sites, for example in Mirny or Progres, from an own permanent receiver in Vostok installed in early 2008 (for details see Richter et al., 2014a) and additionally from the sites Casey and Davis of the IGS-network (see Fig. 1). To cope with the scarce 30 s sampling interval of the IGS-sites, those static observations had to be interpolated to the rate of the kinematic receivers (mainly 5 or 15 s, cf. Table 1). For that purpose we used WaSoft, a software tool developed by Wanninger (2000). We adopt the processing strategy of

Fritsche et al. (2014), which corrects or parameterizes the tropospheric and ionospheric delay, the antenna phase centre offsets and variations, solid earth tides and loading displacements. Special attention is paid to the resolution of the GNSS carrier phase ambiguities of the differenced observations. When the vehicle is halfway between Vostok and the coast, no baseline to a static reference station is shorter than 800 km. Then, only very robust ambiguity resolution strategies are able to produce satisfactory results. Therefore, in this case we used the Melbourne–Wübbena and the quasiosphere-free linear combination only (Dach et al., 2015). As this is the most critical step in processing, a thorough outlier screening of the fixed ambiguity solutions is essential. For this reason, we always used more than one, but typically four to five, baselines to different reference sites. Undetected cycle slips lead to very large deviations of the affected baseline. Thus, by processing each baseline independently and comparing the results to the combined solution, the baseline causing large deviations can be identified and the undetected cycle slip has to be introduced manually.

## 2.3 Derivation of surface elevation profiles

The antenna trajectory resulting from the GNSS positioning has to be corrected for the height of the antenna above the local snow surface in order to derive surface elevation profiles. This vertical offset is not constant as the amount to which the vehicle sinks into the snow depends on the regionally varying surface snow properties, but also on the vehicle type (e.g. track width). For example, Kohler et al. (2013) had

to employ additional laser measurements on another vehicle in order to retrieve the amount of vehicle subsidence because the antenna height was not measured repeatedly along their profiles. During our traverses we measured this antenna height offset AH several times for each observation day and for each profile. However, the representativity of a single offset measurement may still be limited due to small-scale surface structures (sastrugi) at the locations of the measurements. Thus, to obtain a specific offset for each single epoch  $i$ , we use a regional average

$$AH_i = \frac{\sum_j (d_{ij}^{-1} \cdot AH_j)}{\sum_j d_{ij}^{-1}}, \quad (1)$$

where  $d_{ij}^{-1}$  is the inverse distance between the position at epoch  $i$  and the position of the antenna height measurement  $AH_j$ . The offset of profile K08C was measured only once. Here we model the subsidence from similar profiles with comparable vehicles.

Furthermore, a permanent tilt of the moving vehicles had to be considered. While driving in soft snow, especially when pulling heavy sledges, the nose of the vehicle gets lifted up while the rear buries deeper. This dynamic effect is not determined directly as our offset measurements are taken during stops when the vehicle stands upright. However, an instantaneous jump in antenna elevation from GNSS positioning is observed whenever the vehicle stops. Depending on the antenna's position on the vehicle, it can reach 20 cm. These jumps are used to correct the measurement AH for the vehicle dynamics. For this purpose we interpolate the *elevations in movement* (i.e. velocity  $> 1 \text{ km h}^{-1}$ ) to the position of the antenna height measurement by fitting a quadratic function within a distance of 100 m around this point and comparing it to the average *elevation in rest*.

To reduce the noise and the influence of sastrugi, we applied a low-pass filter to the original antenna trajectory. Depending on the sampling interval (Table 1) and the velocity of the vehicles (about  $7 \text{ km h}^{-1}$ ), the usual point distance is in the range of 10 to 30 m. We applied a Gaussian filter with a Gaussian sigma of 60 m and a total length of 180 m. In addition, the trajectory positions are thinned out to an equidistant interval of 30 m. This substantially reduces the data amount (e.g. when data were logged during overnight stops of the convoy) without loss of information.

A comparison between kinematic GNSS profiles and satellite altimetry products requires consistency in the reference system used (King et al., 2009). ICESat (Schutz and Urban, 2014) and CryoSat-2 (Schrama et al., 2010) refer to ITRF08. This is identical to IGS08 within sub-millimetre level (Reibischung et al., 2012). Envisat GDR-C orbits refer to ITRF05 (Cerri et al., 2011) but as this affects the differences in the order of some millimetres only (Reibischung et al., 2012), it is considered negligible here, too. However, the treatment of the permanent tide in the reference systems underlying both techniques has a significant influence here. According to

McCarthy and Petit (2004) the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) and consequently IGS08, is a conventional tide-free frame. Hence, all tidal effects including the permanent effect have been removed from the coordinates of the reference stations. Our elevation profiles are henceforth also conventional tide free. Altimetric elevations, in contrast, refer to the mean tide system. The GNSS elevations are converted to this mean tide system using Eq. (7.14a) of Petit and Luzum (2010), which is a function of latitude and amounts to about  $-10 \text{ cm}$  at  $70^\circ \text{ S}$ .

## 2.4 Accuracy and precision

Precision estimates for the epochwise coordinates consist of estimates of the quality of the antenna positioning and an additional uncertainty due to the reduction to the snow surface. In a first step we assess the quality of the GNSS processing. The formal coordinate errors reported by the processing software are too optimistic as they do not account for non-white-noise components. A more realistic measure is found by comparing multiple baseline solutions. As mentioned in Sect. 2.2, the ambiguity resolution is a critical step in the GNSS data processing. Unrecognized cycle slips can distort profile sections over several kilometres and are thus not removed by the low-pass filter. However, such instances are identified within independent solutions using different reference sites. The average baseline coordinate differences  $RMS_{BL}$  are used to derive realistic estimates for the precision of the kinematic positioning. Mean baseline differences in the vertical component are shown for each profile in column  $\overline{RMS_{BL}}$  of Table 1 and are in general of the order of a few centimetres.

An additional source of uncertainty is imposed by the reduction of the GNSS antenna elevation to the snow surface. This reduction varies regionally due to varying snow surface characteristics. Thus, besides the error of the offset measurements themselves, the offset corrections, obtained by Eq. (1), contain an additional interpolation error. We assess both types of errors using semivariograms. Here, we fit a linear function to the squared differences between the measurements of the antenna height offsets, with respect to the distances between those measurements. We obtain a constant part of 6 cm, which relates to the uncertainty of the antenna height measurement itself. It is potentially affected by local surface features (sastrugi) and residuals in the dynamic tilt correction. The distance-related additional uncertainty is  $0.25 \text{ cm km}^{-1}$  and accounts for the specific distance between the location of the respective offset measurement and the location to be interpolated. Using these values, the precision of the antenna height reduction through inverse distance interpolation ( $RMS_{AH}$ ) is derived. Hence, the total precision measure for a single surface elevation observation is obtained by

$$RMS_S = \sqrt{RMS_{BL}^2 + RMS_{AH}^2}. \quad (2)$$

**Table 1.** Overview of the kinematic GNSS profiles. Estimates of precision consist of the mean elevation error from GNSS processing (from differences between combined and single baseline solutions)  $\overline{\text{RMS}}_{\text{BL}}$  and the obtained mean formal precision of snow surface elevation  $\overline{\text{RMS}}_{\text{S}}$ . The empirical mean crossover difference between independent profiles of one season  $\overline{\text{RMS}}_{\text{X}}$  gives an estimate for the accuracy. Averages and (in case of more than one) the standard deviation of the crossover differences with Operation ICEBridge ATM at 26 November 2013 is given in the last column. Duration dates are given as yyyy-mm-dd.

Profile	Vehicle	Area of operation <sup>a</sup>	Duration	Length [km]	Samp. [s] <sup>b</sup>	$\overline{\text{RMS}}_{\text{BL}}$ [cm]	$\overline{\text{RMS}}_{\text{S}}$ [cm]	$\overline{\text{RMS}}_{\text{X}}$ [cm]	$\overline{\Delta h}_{\text{ATM}}$ [cm]
K01A	trailer (tracks)	V	2001-12-07–2001-12-12	150	30 (G)	5.0	5.0	–	10.3
K07A	Ishimbai	V → M	2007-01-07–2007-03-05	2280	5 (G)	3.8	4.0	8.0	3.8 ± 10.9
K07B	Ishimbai	V → M	2007-01-09–2007-01-23	580	5 (G)	2.9	4.7	6.4	15.1 ± 8.5
K07C	STT-1	V → M	2007-02-04–2007-03-05	1270	5 (G)	3.2	3.8	8.6	–
K08A	Ishimbai	V → M	2008-01-11–2008-02-18	1720	5 (G)	2.3	2.5	8.4	–7.2
K08B	ATT	M	2008-02-19–2008-03-13	400	5 (G)	1.9	2.8	6.5	–
K08C	trailer (sledge)	P → V → P	2008-01-06–2008-02-07	2890	5 (G)	1.5	10.2	–	26.6 ± 1.1
K08D	STT-2	V → M	2008-02-08–2008-03-14	1960	5 (G)	2.2	2.5	6.7	–
K10A	ATT	V → P	2010-01-24–2010-03-18	1690	15 (G)	1.6	2.0	6.1	–
K10B	STT-2	V → P	2010-01-31–2010-03-15	1460	15 (G)	2.2	2.4	6.1	–
K11A	Kässbohrer	P → V → P	2011-01-07–2011-02-08	1690	15 (G)	1.7	2.1	4.3	3.9 ± 10.8
K11B	Kässbohrer	P	2011-02-13–2011-02-14	80	15 (C)	1.5	2.9	4.3	–
K12A	Kässbohrer	V → P	2012-01-25–2012-02-11	1560	5 (C)	2.8	3.0	8.4	–5.8 ± 11.0
K12B	Kässbohrer	V → P	2012-01-25–2012-02-11	1560	5 (C)	2.2	2.5	8.4	3.1 ± 3.8
K13A	trailer (sledge)	V → P	2013-01-20–2013-02-12	2140	5 (C)	2.4	2.6	6.2	–4.0
K13B	Kässbohrer	V → P	2013-01-20–2013-02-15	2220	5 (C)	2.2	2.3	6.2	–0.4
K14A	Kässbohrer	V → P	2014-01-22–2014-02-11	1480	5 (C)	2.6	3.0	7.1	7.1 ± 10.4
K14B	Kässbohrer	V → P	2014-01-22–2014-02-11	1550	5 (C)	3.2	3.5	7.1	8.6 ± 5.9
K15A	Kässbohrer	V → P	2015-01-21–2015-02-03	1560	15 (C)	1.5	2.1	8.1	3.3 ± 4.9
K15B	Kässbohrer	V → P	2015-01-21–2015-02-03	1580	15 (C)	2.1	2.8	8.1	6.6 ± 11.0

<sup>a</sup> V is Vostok, M is Mirny, P is Progress <sup>b</sup> G is GPS only, C is a combination of GPS and GLONASS

To account for possible errors in the subsidence modelling for profile K08C, we add additional 10 cm to the uncertainty there.

A rigorous empirical test for the absolute accuracy estimate is performed by the calculation of height differences at crossover locations of two different profiles of the same season. The elapsed time between the two passes over this location is typically between a few minutes and some days, thus the surface elevation is assumed unchanged. We consider those profiles to be highly independent measurements as the antenna/snow-surface offset is determined independently, the satellite constellations are usually completely different and the equipment used is different. During the processing the tropospheric correction has also been estimated individually for each profile. We assume the GNSS technique itself to be practically unbiased as it is used to define the IGS08 reference system as well. As the differences  $\Delta h$  are calculated from two passes, the accuracy  $\overline{\text{RMS}}_{\text{X}}$  of a single profile at the crossover location is given by

$$\overline{\text{RMS}}_{\text{X}} = \Delta h / \sqrt{2}. \quad (3)$$

For our profiles we obtain  $\overline{\text{RMS}}_{\text{X}}$  in the range of 4–9 cm (see Table 1). This is slightly higher than the  $\overline{\text{RMS}}_{\text{S}}$  because it also includes the effect of vehicle dynamics. Nevertheless, it is a conservative estimate as in these crossovers the eleva-

tions of the second profile are affected by the disturbances of the snow surface originating from the first vehicle pass.

As an additional independent validation, we compare our kinematic GNSS profiles to airborne elevation measurements from Operation ICEBridge (Studinger, 2014). The region under investigation is very sparsely covered by flights, but on 26 November 2013 an Airborne Topographic Mapper (ATM) lidar profile crossed Lake Vostok twice. Brunt et al. (2017) compared ATM measurements to ground-based GPS profiles in Greenland and found biases between –11 and 7 cm with precisions of less than 9 cm. After applying the correction for the mean tidal system, we calculated crossover differences  $\Delta h_{\text{ATM}}$  between the nadir measurements and our profiles (see Table 1, last column). The amount of crossover points of this validation is very low (maximum 9 with K07A), but still valuable to check  $\overline{\text{RMS}}_{\text{X}}$  as an estimate for the overall absolute accuracy. The average offset from the 39 crossovers with all profiles is 4.9 cm and the standard deviation of the differences is 10 cm. Hence, we find that our accuracy estimates are realistic. There are several other airborne profiles with a laser altimeter crossing the convoy route to Mirny, but with an average of 14 cm and a standard deviation of 36 cm, the crossover differences with these laser altimeter profiles are not adequate for such a comparison.

## 2.5 Elevation changes

The observation times of our kinematic GNSS profiles do not exactly coincide with the periods of the satellite missions validated here. Therefore, when comparing the GNSS-derived elevations with altimetry products, it is crucial to know to what extent elevation changes occurred between their respective observation epochs. While crossover differences within one expedition are used for accuracy estimates, the elevation differences in crossovers between profiles of different years allow us to assess temporal rates of surface elevation changes ( $\dot{h}$ ). Figure 2a shows that the obtained surface elevation rates are very small over the whole area. In Fig. 2a they are averaged at 20 km blocks to reduce random noise. However, the rates shown may still be affected by systematic errors effective over longer distances. One potential error source, in addition to those mentioned in Sect. 2.4, is the impact of human activities on the snow surface. The immediate vicinity of the stations is obviously heavily affected but this is not the only region which had to be handled with care. For 5 decades the convoy between Mirny and Vostok used the same route. Especially above 3000 m, the heavy convoy vehicles and cargo sledges had followed exactly the same track in order to cope with the soft snow. This resulted in enhanced snow compaction along the track and the accumulation of a continuous ridge of several decimetres in height which is even visible on satellite imagery. The elevations and elevation changes along this part of the traverse are not representative of this area and are thus excluded from all subsequent studies. The profiles acquired on the modern Kässbohrer tractors are not prone to this effect since their wider tracks and relatively small weight relieves these vehicles of the need to reuse a pre-existing track.

The largest rates, but also the largest variations, are found on the traverse to Mirny. In the lower-elevation parts this is not an effect of anthropogenic disturbance. As the snow is much harder there, the tractors do not repeat the exact tracks of their predecessors. Nevertheless, the rates obtained in this area rely solely on 1 year time spans between the measurements of those profiles and must therefore be treated with care. In the areas where the time span is longer, very small rates are obtained. Averaging all 18 000  $\dot{h}$  by introducing weights according to the time span results in a mean elevation change over the entire area of  $4 \text{ cm yr}^{-1}$  and a standard deviation ( $\sigma$ ) of a single crossover rate of  $\pm 11 \text{ cm yr}^{-1}$ .

A detailed look into the results in the Lake Vostok region is given in Fig. 2c and d. In order to avoid the limitations arising from short observation time spans, we used only crossovers spanning 5 years or more. The average  $\bar{\dot{h}}$  of the 492 crossover differences in this area is  $-0.1 \text{ cm yr}^{-1}$  with a standard deviation of a single rate of  $\pm 2.4 \text{ cm yr}^{-1}$ . The  $\dot{h}$  values are not uncorrelated, especially due to possible systematic biases (e.g. antenna height reduction) which affect multiple crossovers of a profile. Therefore, for the accuracy

of the mean  $\bar{\dot{h}}$  we only consider the number of combinations of independent profiles (27) in the estimation, resulting in a standard error of  $\pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$ . This comprises both real variations in surface elevation change rate and observational uncertainties. These results agree very well with the elevation changes observed by measurements on snowmobiles around Vostok Station (Richter et al., 2014a,  $0.1 \pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$ ). The latter profiles have a higher accuracy but yield a smaller amount of crossovers which may be affected by higher spatial correlation.

We conclude that the elevation change rates are very small in the region under investigation, but their spatial pattern is not determined with homogeneous reliability due to the short observation time span in some areas. For the following validations we consider the elevation change to be negligible. On the one hand we have chosen only missions which overlap in time with our profiles and thus the elevation changes due to the time differences are fairly small. On the other hand, at coastal regions where the rates might be larger, the errors of SRA are significantly larger too (metres for CryoSat-2 in SARIn mode, tens of metres for Envisat; see Sect. 3.3). As this is not the case for ICESat, elevation changes will be discussed further in Sect. 3.3.3.

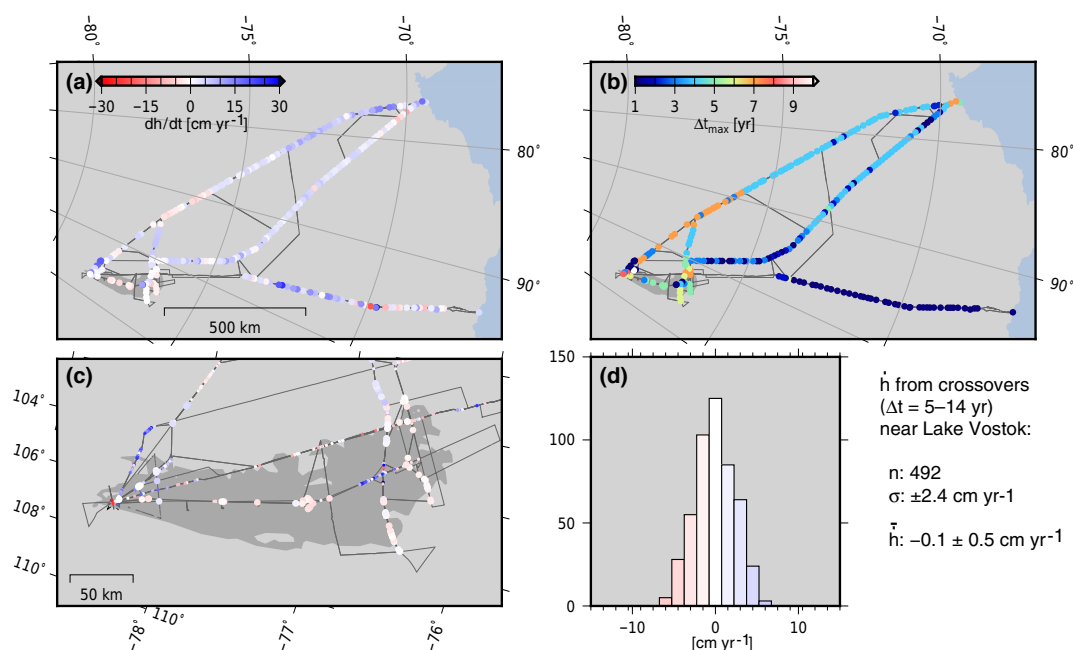
## 3 Validation of satellite altimetry

### 3.1 Data

#### 3.1.1 Envisat

We validate different altimeter missions to reveal characteristic effects of their respective techniques and approaches to derive optimum results. Conventional altimeter systems usually use signals in Ku-band and have a beam limited footprint of 10 to 20 km. Over ice sheets their signals penetrate into the upper firn layers. As an example for a conventional pulse-limited radar we validate the Envisat mission, operated by the European Space Agency (ESA). We use the Ku-band measurements of its altimeter system RA-2 acquired during the entire operation period (May 2002 to April 2012). In the Level 2 product (SGDR V2.1) the slope-induced error is corrected for using the relocation method (Bamber, 1994). This algorithm is designed to locate the measurement to the position where the first return signal comes from. The ESA data set contains results from two types of radar waveform retracers applicable over ice sheets, ICE1 (based on the offset centre of gravity (OCOG) retracker by Wingham et al., 1986, with a threshold of 30 %) and ICE2 (a functional fit developed by Legrésy et al., 2005). We use both retracers and compare their performance.

The Goddard Space Flight Center (GSFC) developed an in-house processing chain for radar altimetry with slightly different approaches for deriving surface elevations. Here, the direct method of slope correction was applied, which



**Figure 2.** (a) Elevation change rate  $\dot{h}$  from crossovers between different seasons (20 km block mean values). (b) Maximum observation time span of crossover differences within each block. (c)  $\dot{h}$  in the Lake Vostok region. Crossovers on the convoy track or with  $\Delta t < 5$  yr are considered uncertain and thus plotted half sized. (d) Distribution of the valid crossovers ( $\Delta t \geq 5$  yr, no anthropogenic surface disturbances) in the Lake Vostok region (100–108.5° E, 76–79° S).

corrects the measurement at the nadir position. This reprocessed Level 2 data set is called the Ice Data Record (IDR) and also contains different retracker. We use the GSFC V4  $\beta$ -retracker as Brenner et al. (2007) summarize that this algorithm provides more accurate absolute elevations than threshold-based methods.

To remove potentially corrupted observations from the data, we used the measurement confidence flags (which are identical in the ESA SGDR and GSFCs IDR data sets) to find recorded distances out of range and to identify problems in the onboard processing and data handling, the ultra stable oscillator, the automatic gain control (AGC) or in the waveform samples. In addition to these instrumental errors we removed shots where the GSFC retracking algorithm failed as indicated by the retracking problem flag. In the SGDR data we furthermore used the fault identifier and the flag indicating that the ICE1 retracking in Ku-band was not successful.

### 3.1.2 CryoSat-2

Compared to the conventional SRA, ESA's CryoSat-2 has an improved resolution and accuracy due to its innovative design. In the smooth interior of the ice sheets the altimeter operates in the low-resolution mode (LRM) which is a conventional pulse-limited observation mode as in the missions before. Above steeper terrain, the altimeter is switched to SARIn mode. In this mode, the synthetic aperture radar (SAR) processing considerably improves the along track res-

olution utilizing the Doppler/delay shift. Hence, the beam-limited footprint is subdivided in flight direction into stripes of roughly 250 m in length. The interferometric processing of the reception times at the two antennas allows the determination of the across-track angle to the point of closest approach (Wingham et al., 2006a).

We compare two different processing versions, Baseline B and C, of ESA's L2I data set. The "I" in the product identifier stands for the in-depth data set. It provides more parameters and flags and, over land, offers an additional feature relevant for our study. In the basic L2 product the SARIn ambiguity flag indicates an elevation difference between altimetry and a DEM exceeding 50 m. In this case the interferometric angle is considered erroneous and the measurement position is set to nadir. In the L2I product, however, this is not applied. This product allows us, therefore, to also validate the data at the margins where the a priori DEM itself is prone to large uncertainties (see Sect. 4). As an alternative approach, to identify outliers in the interferometric angle, we used the coherence flag and additionally excluded all measurements with a across-track angle exceeding  $1^\circ$  (corresponding to the very edge of the antenna beam). Furthermore, we exclude all data where the respective retracker height error flag indicates problems in the determination of the retracking point. For Baseline B, the waveform is processed using the CFI retracker (Wingham et al., 2006a). In Baseline C two additional retracker have been applied to the LRM data: a threshold-based OCOG-retracker and another functional fit retracker

called UCL, which is based on the Brown-model (Brown, 1977).

### 3.1.3 ICESat

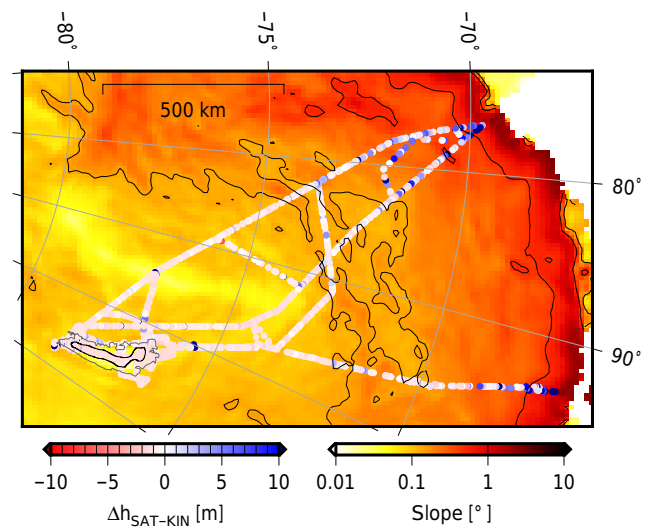
In contrast to radar altimeters, the ICESat laser altimeter mission has a ground footprint of only 65 m and does not penetrate into the snowpack. Hence, surface elevation accuracies at the decimetre level can be achieved (Fricker et al., 2005; Shuman et al., 2006) which are almost comparable to our kinematic GNSS profiles. We use GLA12 elevation data (Zwally et al., 2014) from Release 34 (R34). We apply the saturation correction (Fricker et al., 2005) to the elevations and exclude all data where flags indicate off-nadir operation, orbit manoeuvres or any other factors degrading the orbit accuracy. We also remove data where the attitude flag indicates any problem with star trackers, gyro or the laser reference sensor. In order to exclude data affected by forward scattering in clouds or drifting snow (e.g. Siegfried et al., 2011), we reject all returns with a gain value exceeding 200, with a reflectivity below 10 %, with a misfit between the received waveform and the Gaussian model exceeding 0.03 V or where more than one waveform is detected (Bamber et al., 2009).

## 3.2 Methods

### 3.2.1 Crossover comparison

We validate the surface elevation data derived from satellite altimetry by applying the crossover method, outlined in Sect. 2.4, to the intersections of the along-track altimetric profiles with our kinematic GNSS profiles. Therefore we interpolate the elevation of both profiles linearly if the distance between the two adjacent data points is less than 500 m. The along-track data point spacing amounts to 172 m for ICESat (Schutz et al., 2005), 300 m for CryoSat-2 (Wingham et al., 2006a) and 400 m for Envisat (ESA, 2007). In fact, the altimetry measurements represent average elevations over the respective footprint area. As we did not measure 2D-grids but straight lines, this cannot be taken into account here. The smoothing of the profiles with a filter length of 180 m, however, resembles the ICESat footprint at least in profile direction.

The largest error source for radar altimetry over a distinctive topography results from the slope correction. Brenner et al. (2007) found that crossover differences between ICESat and Envisat are less than 3 m for slopes below  $0.1^\circ$ , but up to 50 m and more for slopes above  $0.7^\circ$ . Hence, the validation of SRA needs to consider different surface slopes. Brenner et al. (2007) and Helm et al. (2014) binned their elevation differences with ICESat with respect to the slope. The obtained quasi-continuous functions clearly depict the growing differences with increasing surface slope. The amount and spatial coverage of our crossovers does not allow a comparison in



**Figure 3.** Crossover differences between Envisat (ESA, relocated, ICE1 retracker) and the kinematic GNSS profiles. The black contour lines mark the borders between the different zones of slope ( $0.15$  and  $0.5^\circ$ ) and the hydrostatic equilibrium area of Lake Vostok (outline in grey from Popov and Chernoglazov, 2011).

such a high sampling of slope. Instead, we investigate regions of different characteristic slope in separate histograms. This allows us not only to calculate a mean and standard deviation for each zone but also to identify deviations from a Gaussian distribution. Those histograms display the full range of results including potential outliers. In order to reduce their impact, an iterative  $5\sigma$  filter is applied in the calculation of the mean and standard deviation.

We subdivide the region under investigation into four zones according to their mean surface slopes:  $> 0.5$ ,  $0.5-0.15$ ,  $< 0.15^\circ$  and, as a subset of the latter characterized by extremely little surface roughness, the hydrostatic equilibrium area of subglacial Lake Vostok. The crossover differences between Envisat data and the GNSS profiles (Fig. 3) clearly demonstrate the relationship between surface slope and SRA errors and motivates our subdivision. The first zone comprises the coastal areas. Outliers and large errors in the SRA elevations are frequent there due to the rugged topography. On the other hand, it is the zone where the largest elevation changes would be expected. Hence, this zone introduces the largest uncertainties in ice-mass balance estimates based on SRA (Wingham et al., 2006b). The subsequent zone of intermediate slopes is still close to the coast and of low elevations. It may therefore also be subject to significant elevation changes. At the same time, SRA provides a higher accuracy there compared to the first zone. The third zone comprises the flat interior of the ice sheet. Here, elevation changes are generally small but, because of its vast areal extent, nevertheless important for mass balance studies. The ice above Lake Vostok, constituting the fourth zone, floats in hydrostatic equilibrium (Ewert et al., 2012). Surface gradients are



very small and homogeneous in this area. Thus, the influence of the slope-induced error vanishes, offering a unique opportunity to study other effects such as the surface penetration of the radar signal.

### 3.2.2 ICESat campaign biases

Due to its smaller footprint size, the ICESat surface elevations are less sensitive to surface slope compared to SRA. However, the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) altimeter was operated in several laser operation campaigns due to laser degradation. Between the campaigns systematic biases exist (Fricker et al., 2005; Gunter et al., 2009). If not accounted for carefully, any systematic biases between campaigns can corrupt the inference of temporal surface elevation changes  $\dot{h}$ . To determine those biases, different surface types have been used, including the salt flat Salar de Uyuni (Fricker et al., 2005), the global oceans (Urban in Scambos and Shuman, 2016; Gunter et al., 2009), the ice surface above Lake Vostok (Ewert et al., 2012), the Antarctic low-precipitation zone (Hofton et al., 2013; Gunter et al., 2014) or leads and polynyas in sea ice areas (Zwally et al., 2015). The estimated biases differ significantly between different data releases and, within the same release, depending on the surface type used for calibration.

Within the region around subglacial Lake Vostok (Fig. 1b, 100–108.5° E, 76–79° S) Ewert et al. (2012) applied a least squares adjustment of crossover differences between elevation profiles of ascending and descending ICESat ( $I$ ) orbits, acquired during laser campaigns  $i$  and  $j$  ( $\Delta h_{ij}^{I-I}$ ). To cope with the lack of an absolute reference, these authors introduced a zero-sum condition. As a consequence, the laser campaign biases were determined as relative biases, relating to their overall average. This method relies essentially on the assumption of a stable surface throughout the ICESat observation period. This assumption is justified by the observational results of Richter et al. (2008).

Using the same region of ice-surface around Lake Vostok we derive a new set of laser campaign biases  $b$  for release 34. In addition to the ICESat crossovers ( $I$ ) used by Ewert et al. (2012) we also include crossover differences between ICESat and our kinematic GNSS profiles ( $\Delta h_{iq}^{I-K}$ ) and crossover differences between different GNSS profiles ( $\Delta h_{pq}^{K-K}$ ). Including the unbiased GNSS profiles allows us to solve for the surface elevation change rate  $\dot{h}$  between the respective observation epochs  $t$  as an additional parameter and thus to overcome the assumption of a stable surface. We are hence able to separate real elevation trends  $\dot{h}$  from the apparent trend  $\dot{h}_b$  implied by the laser campaign biases. Furthermore, the incorporation of the unbiased GNSS elevations allows us to avoid the zero-sum condition and thus to determine absolute laser campaign biases. Combining all crossover differences results

in three different types of observation equations:

$$\begin{aligned}\Delta h_{ij}^{I-I} &= b_i - b_j + \dot{h} \Delta t_{ij} + \epsilon \\ \Delta h_{iq}^{I-K} &= b_i + \dot{h} \Delta t_{iq} + \epsilon \\ \Delta h_{pq}^{K-K} &= + \dot{h} \Delta t_{pq} + \epsilon\end{aligned}\quad (4)$$

To account for the individual uncertainty of each GNSS profile, we introduce the epoch-wise surface elevation uncertainty  $\text{RMS}_S$  as weights for the elevations. As shown in Sect. 2.4 the empirical intra-expedition crossover differences  $\text{RMS}_X$  are about 5 cm larger. For this reason we add 5 cm to each  $\text{RMS}_S$ . For the ICESat elevations, we use campaign-specific average  $\overline{\text{RMS}_X}$  (Table 3) obtained from intra-campaign crossovers in the Lake Vostok region.

## 3.3 Results

### 3.3.1 Envisat

The validation of the Envisat data (Fig. 4) shows that in the flat interior all processing versions provide precise elevations. Nevertheless, the crossovers over Lake Vostok reveal significant differences between the three retracker versions. The standard deviations of the two functional fit retracker yield similar results (51 cm for the  $\beta$ -retracker, 44 cm for ICE2). In contrast, the precision of the ICE1-retracked data is better by a factor of two (22 cm). This confirms the findings of Davis (1997), which argued for the superior precision of threshold retracker. With respect to the kinematic GNSS profiles, the mean bias of all processing versions is negative. This can be explained by the penetration of the radar signal into the upper firn layers. However, significant differences between the retracker are evident here. Compared to the ICE1-retracker, the mean reference surface of the ICE2 functional fit is 90 cm lower. Thus the influence of variations in firn pack properties is much stronger for this retracker. Between different data sets, a comparison of the biases of different retracker should be treated with care. Here, elevation differences might also be caused by other factors as a different instrumental calibration value or alternative models for range correction.

Compared to Lake Vostok, where the slope effect is negligible, significant differences can already be observed in the zone of least slopes ( $< 0.15^\circ$ ). Even the smooth topography there introduces additional uncertainties of about 30 cm for the relocated ESA data and 1.5 m for the GSFC data corrected by the direct method. Furthermore, the mean biases are shifted in the positive direction. The histograms reveal that this is a consequence of a deviation from the Gaussian distribution of the crossovers. The increased amount of positive differences means that the GNSS elevation is lower than the altimeter value. This is a consequence of the inability of the radar signal to observe depressions which are significantly smaller than the beam-limited footprint diameter (Brenner et al., 2007). For all versions, this effect increases progressively as the slope and hence the magnitudes of the

depressions also get larger. In the intermediate surface slope zone the standard deviations of the ESA data sets grow to 3 m and in the coastal zone they grow up to 10 m. Here, the differences between the two ESA retracers become negligible. For the GSFC product these errors are significantly larger. Hence, our results support a clear preference for the relocation method. Nevertheless, in zones of larger slopes the error of the slope correction becomes the dominating uncertainty contribution.

To avoid loss of tracking, Envisat switched the tracking bandwidth from high resolution to two lower-resolution modes when approaching steeper terrain. We analysed the performance of modes separately. Table 2 shows the results of each mode in the different zones. The number of crossovers indicates that the majority of data, even close to the coasts, was acquired in high-resolution mode. In the central zone the accuracy of the lower-resolution data is, as expected, worse. In the coastal zone, however, the other modes yield better results (if their small number of crossovers is considered as representative). The variations of the mean biases demonstrate, in turn, that these mode switches induce offsets in the data. We agree therefore with Brenner et al. (2007) not to use the sparse data of the lower-resolution modes for precise elevation change studies.

### 3.3.2 CryoSat-2

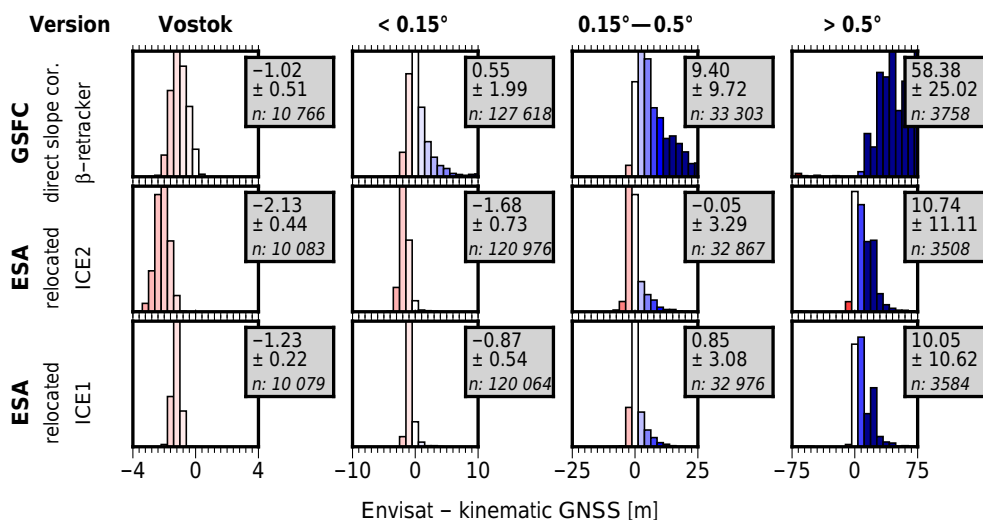
The results of the validation of CryoSat-2 elevations are shown in Fig. 5. A comparison with those from Envisat (Fig. 4) clearly shows the advantage of the SARIn mode in zones of larger slopes. Furthermore, a comparison of the recent Baseline C version with the previous Baseline B documents the improvements made by solving several issues.

A primary issue solved from Baseline B to C was a range bias of 67 cm in SARIn and 20 cm in LRM data (Scagliola and Fornari, 2015). In the SARIn data this bias reduction is clearly visible in all zones. Besides that, no major changes are evident and the standard deviations remain the same. Comparing the Baseline B LRM with the respective CFI-retracked version of Baseline C, we find a significant improvement in standard deviation. The refinements in the retracking procedure itself, described by Bouffard (2015), are probably responsible for those improvements. This holds true especially in the zones of stronger slopes where the retracking is more challenging. In the absence of slope-related effects on Lake Vostok, the correction of the range bias is also evident in the LRM data.

The main improvement in the performance of the Baseline C LRM data has been introduced by adding two additional retracers (UCL and OCOG). The OCOG retracker shows standard deviations of about 20 cm over Lake Vostok, which is similar to the corresponding ICE1 retracker for Envisat. In contrast, the functional fit models show standard deviations of  $\sim 50$  cm which is similar to the results of the ICE2 retracker of Envisat. For the entire low-slope zone ( $< 0.15^\circ$ )

we obtain similar results when comparing CryoSat-2 LRM to Envisat. In the intermediate zone ( $0.15\text{--}0.5^\circ$ ) the two missions cannot be compared directly as the statistics for CryoSat-2 only relate to the subzone where the LRM is applied, which covers only the gently sloping areas. It should be noted that, even though SARIn mode is usually applied in coastal regions only, there are still some SARIn data available over Lake Vostok. On 28 July 2010 and the first week of June 2013 CryoSat-2 observed whole profiles across Antarctica in SARIn mode and also passed our region under investigation (including Lake Vostok) several times. These profiles allow us to directly compare the different modes and, in the case of Lake Vostok, the performance of their retrackers. The first column of Fig. 5 shows that the accuracy of SARIn is quite similar to the CFI retracker in LRM.

Different observational techniques have substantiated the stability of the surface elevation above Lake Vostok over timescales of typical satellite altimeter mission life times (Richter et al., 2008, 2014a). This stability, together with the low precipitation and the continuous monitoring of relevant parameters at Vostok Station, makes Lake Vostok an ideal area to examine apparent elevation variations in the altimetric time series. Spurious variations can be related to changes in surface backscatter and thus the backscattered power  $\sigma_0$  of the altimetric signal (Wingham et al., 1998). Commonly, the relationship is determined as a regression coefficient and its influence is removed from the elevation time series (Wingham et al., 1998; Davis and Ferguson, 2004; Zwally et al., 2015). Figure 6 displays monthly averages of the crossover differences between the kinematic GNSS profiles and different CryoSat-2 LRM data sets. The Baseline B product (panel a) yields a high correlation as well as trends of the opposite sign in the elevations and the backscatter values. A trend derived from this elevation data set suggests a surface increase of  $9.8 \text{ cm yr}^{-1}$  which clearly contradicts all results from other studies. For the three retrackers of the Baseline C product (Fig. 6b–d) none of the backscatter curves show a significant trend any more. Nevertheless, the retracking methods based on functional fits (CFI in b, UCL in c) still exhibit a high correlation between  $\Delta h$  and  $\sigma_0$ . Here, the retracking point is defined by the fit of the functional model to the whole waveform. Hence, it is more affected by volume scattering. In contrast the OCOG retracker uses a 25 % threshold of the OCOG amplitude and thus locates the retracking point much closer to the first radar return. The results in Fig. 6 indicate that threshold retrackers (panel d) produce the most precise elevations, especially in terms of repeatability. This confirms similar findings by Davis (1997). The seasonal variation of the signal almost vanishes. However, there is still a very small remaining amplitude, which correlates quite well with  $\sigma_0$ . This indicates that there might still be some remaining effects of the snowpack properties superimposed on the elevation time series. Once the large variations disappeared, some jumps of a few decimetres are revealed. Apparent elevation jumps in two winters (2011/2012 and 2013/2014) correspond



**Figure 4.** Histograms, means and standard deviations of crossover differences between different Envisat data sets and kinematic GNSS profiles for four zones of characteristic surface slope. The range of the histograms is adjusted according to the values found in each zone, the colour scale is the same for all histograms. The displayed crossover differences contain uncertainties in the kinematic GNSS profiles (4–9 cm) and possible elevation changes between the observation epochs of both techniques in addition to the uncertainty in the Envisat data.

**Table 2.** Statistics of crossover differences between different Envisat resolution modes with kinematic GNSS profiles similar to Fig. 4. Outliers ( $> 5\sigma_{\Delta h}$ ) are excluded iteratively. Each set of statistics contains  $\overline{\Delta h} \pm \sigma_{\Delta h}$  and the number of valid crossovers (sums can differ from the total number due to outlier rejection). *Italic values are considered to be not statistically significant.*

Data set	Vostok [m]	<i>n</i>	< 0.15° [m]	<i>n</i>	0.15–0.5° [m]	<i>n</i>	> 0.5° [m]	<i>n</i>
Total (ESA, ICE1)	-1.25 ± 0.22	10 081	-0.89 ± 0.54	120 888	0.89 ± 3.09	32 524	9.62 ± 10.61	3736
High res. (320 MHz)	-1.25 ± 0.22	10 078	-0.89 ± 0.54	120 717	0.89 ± 3.09	32 470	9.89 ± 10.62	3634
Medium res. (80 MHz)	-0.86 ± 0.22	3	-0.62 ± 1.01	136	1.29 ± 3.33	48	-0.15 ± 1.67	96
Low res. (20 MHz)	2.20 ± 0.12	2	0.01 ± 1.26	39	-0.10 ± 1.60	6	2.94 ± 5.72	6

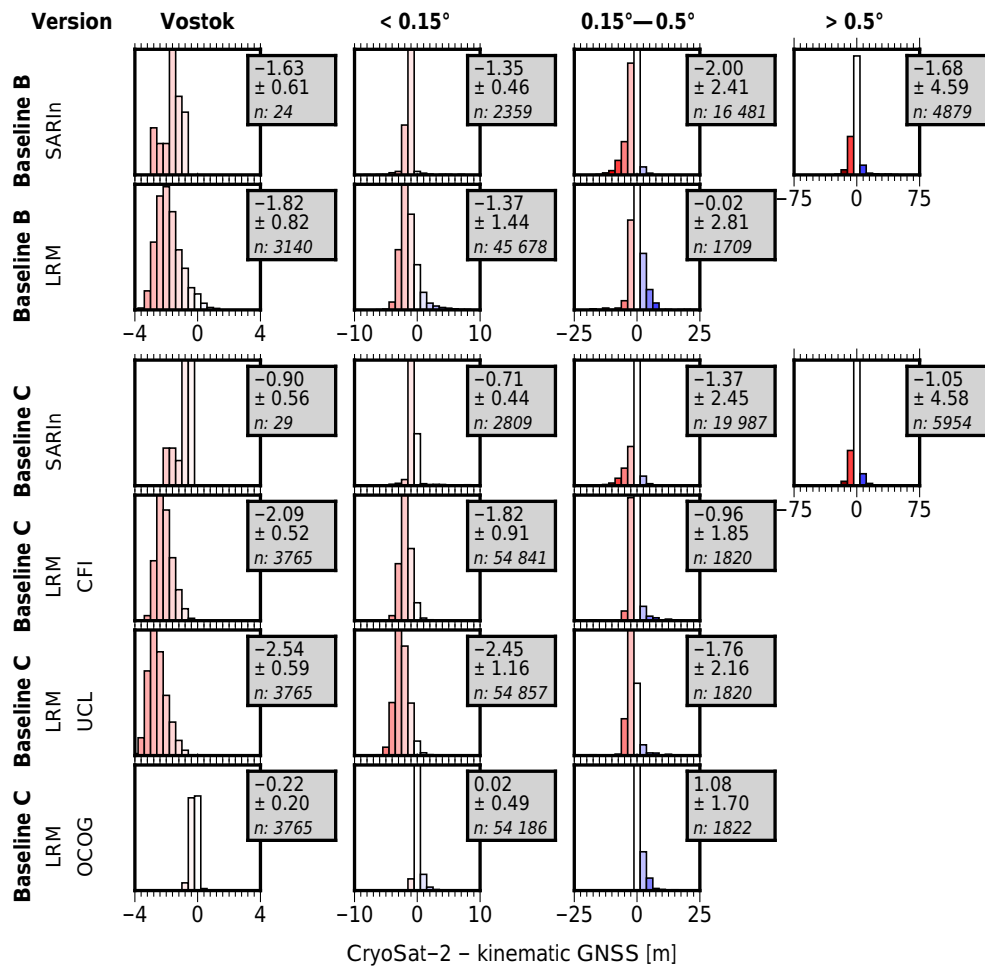
to abrupt backscatter increase at the same time. Lacroix et al. (2009) detected a similar jump in Envisat data and referred it to changes in snowpack properties due to strong wind. However, the meteorological records from Vostok Station (wind, precipitation, temperature; not shown here) do not show any significant peak at the times of the jumps. Inconsistencies in the applied correction models of the ionosphere, troposphere and tides can be ruled out as the origin of these jumps. None of the time series of these features show variations exceeding a few centimetres. Future studies including additional data sets will hopefully show whether these jumps are related to remaining processing issues or physical processes.

### 3.3.3 ICESat

Prior to the validation of ICESat elevation data, we first determine the ICESat laser campaign biases as described in Sect. 3.2.2. The resulting biases are given in Table 3. The simultaneously derived surface elevation change rate  $\dot{h}$  from Eq. (4) amounts to  $0.0 \pm 0.2 \text{ cm yr}^{-1}$ . This is new, independent evidence for the stability of the surface elevation above

Lake Vostok. It confirms our results in Sect. 2.5 and those of previous studies (Richter et al., 2008, 2014a). It also justifies the assumption of a stable surface made by Ewert et al. (2012) as a precondition for the campaign bias determination. It is, therefore, not surprising that our biases are very similar to the updated set of Ewert et al. (2012) for R33 including the Gaussian-Centroid (G-C) correction, presented by Richter et al. (2014a). The major difference is an offset of about 5 cm. This arises from the fact that in this study, we perform an absolute calibration.

The chronological sequence of the laser campaign biases implies a trend  $\dot{h}_b$  which distorts any determination of surface elevation rates if the biases are not applied. This trend over the entire ICESat operational period amounts to  $1.17 \pm 0.34 \text{ cm yr}^{-1}$ . Table 4 and Fig. 7a compare the results of our new set of laser campaign biases with those of recent publications. For consistency, we limit this comparison to publications using either R33 data including G-C correction or R34. Hofton et al. (2013) used an internal crossover adjustment over the low-precipitation zone of the East Antarctic ice sheet (EAIS) as well as absolute calibration using an

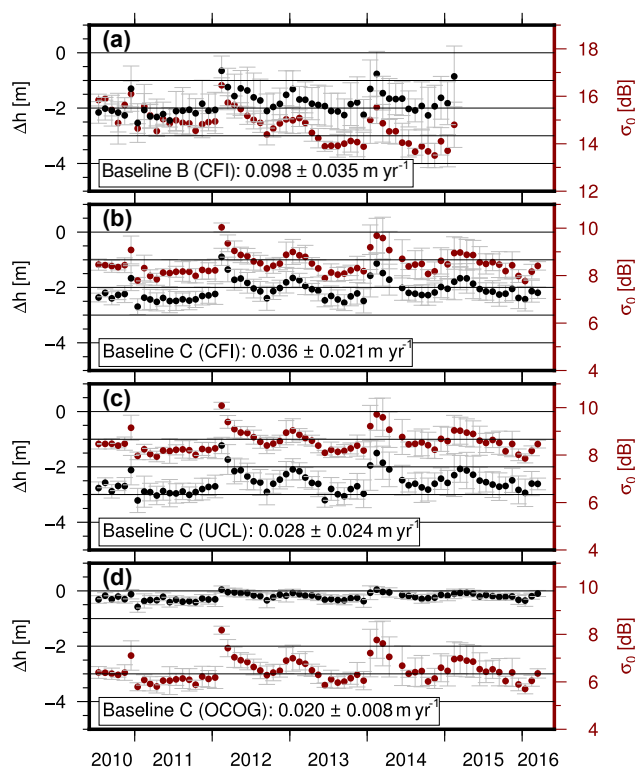


**Figure 5.** Histograms, means and standard deviations of crossover differences between different CryoSat-2 data sets and kinematic GNSS profiles for four zones of characteristic surface slope. The histogram ranges are the same as in Fig. 4 (Envisat) for comparability. The displayed crossover differences contain uncertainties in the kinematic GNSS profiles (4–9 cm) and possible elevation changes between the observation epochs of both techniques in addition to the uncertainty in the CryoSat-2 data.

ICEBridge lidar profile along the maximum latitudinal extent of the ICESat mission (86° S). To account for any possible elevation changes, the authors apply corrections for glacial isostatic adjustment (GIA) and firn densification. It is interesting to note that, in principle, both sets of their biases are very similar to our results but their artificial trends  $\dot{h}_b$  are 0.2–0.6 cm yr<sup>-1</sup> larger than ours (Fig. 7a, column  $\dot{h}_b$  in Table 4). This might be due to some unmodelled effects in the firn densification model and/or GIA correction of Hofman et al. (2013). Nevertheless, both of their sets of laser campaign biases (obtained in different regions of Antarctica and with different methods) agree with our results within their stated accuracies.

In contrast, the trends obtained by Urban (in Scambos and Shuman, 2016) and Zwally et al. (2015) from calibrations over the ocean differ significantly from the results of calibrations over Antarctica. Zwally et al. (2015) calculated offsets from open water and thin ice in leads and polynyas in polar

sea ice and used them to determine elevation changes over Antarctica. They obtain an elevation change rate  $\dot{h}$  for Lake Vostok of 2.02 cm yr<sup>-1</sup>. This contradicts the results of this study, but also those of two independent data sets in Richter et al. (2014a), i.e. static GNSS observations and kinematic GNSS profiles using snow mobiles (compare Richter et al., 2016). It is interesting to note, however, that the trends implied by our laser campaign biases and those of Zwally et al. (2015) differ by 2.11 cm yr<sup>-1</sup>. This explains the discrepancies of the elevation change rates obtained by Zwally et al. (2015) over Lake Vostok as a result of the applied set of laser campaign biases. The choice of these biases influences the derivation of elevation change rates from ICESat over the entire Antarctic ice sheet. Hence this also explains the disparity between their ICESat-derived mass budget and the mass-balance estimates of many other studies (e.g. Shepherd et al., 2012; McMillan et al., 2014; Martin-Espanol et al., 2016), especially in East Antarctica as documented in Scambos and



**Figure 6.** (a–d) Monthly averages of crossover differences between different versions of CryoSat-2 data and kinematic GNSS profiles (black) and the corresponding backscatter  $\sigma_0$  (red) within the hydrostatic equilibrium area of Lake Vostok. (a) Baseline B data set, (b–d) Baseline C using the three different retracers applied. The box at the bottom of each plot gives the overall elevation trend.

Shuman (2016) and Richter et al. (2016). Urban et al. (2013) (as updated in Scambos and Shuman, 2016) obtained significantly smaller biases using the global ocean as a reference surface. The 2016 paper also discusses that due to different GLAS sensor saturation levels, those ocean-derived biases are not applicable over a high-albedo ice sheet surface.

After applying the laser campaign biases as corrections to the ICESat surface elevations, we calculate the crossover differences with respect to the kinematic GNSS profiles. The results in Fig. 7b show the very high accuracy of the ICESat data, even in the coastal zone. The crossover differences in the less sloping regions indicate that both data sets have practically the same precision (compare Table 1). Here, the bias-corrections have only a minor influence on the standard deviations (e.g. 11.1 cm for the uncorrected, 10.7 cm for the corrected data over Lake Vostok) but become much more important when the temporal distribution of the data is analysed. Close to the coast we observe a small increase in standard deviation (approx. 30 cm for slopes exceeding  $0.5^\circ$ ). This might be an effect of the increased surface roughness which affects the interpolation of the elevation to the crossover point. A

**Table 3.** Intra-campaign precision  $\overline{\text{RMS}}_X$  from crossovers within each ICESat laser campaign and obtained campaign biases  $b$  for release 34, derived from a combined crossover adjustment of ICESat elevations and kinematic GNSS profiles in the region of subglacial Lake Vostok (to be subtracted from the elevations for correction). The true surface elevation change  $\dot{h}$ , estimated simultaneously in Eq. (4), is  $0.0 \pm 0.2$  cm.

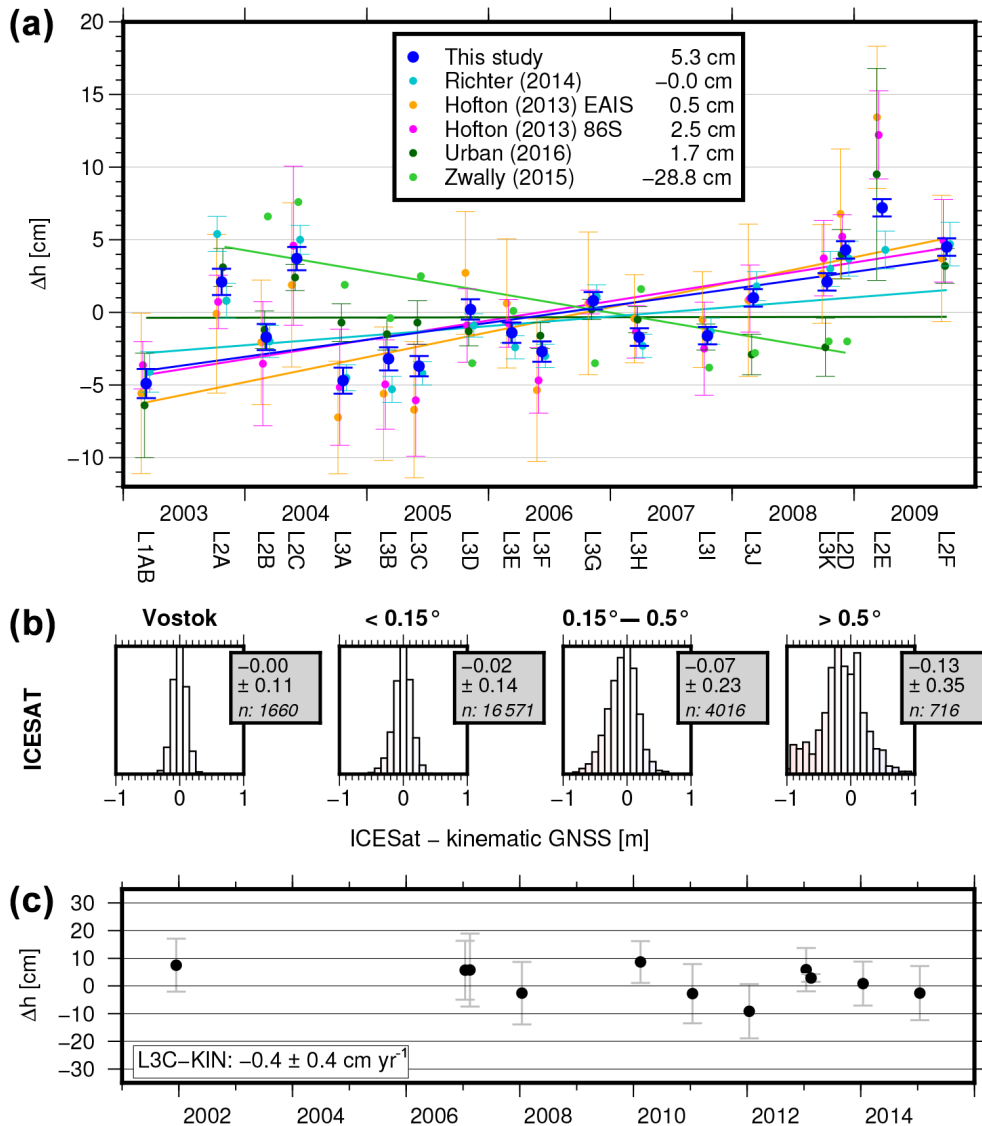
Laser campaign	$\overline{\text{RMS}}_X$ [cm]	$b$ [cm]
L1A	9.9	$0.5 \pm 1.0$
L2A	7.0	$7.3 \pm 0.9$
L2B	6.7	$3.6 \pm 0.9$
L2C	5.4	$8.9 \pm 0.8$
L3A	6.2	$0.6 \pm 0.9$
L3B	7.1	$2.0 \pm 0.8$
L3C	4.8	$1.6 \pm 0.7$
L3D	4.9	$5.6 \pm 0.7$
L3E	5.5	$3.9 \pm 0.7$
L3F	8.4	$2.7 \pm 0.6$
L3G	5.4	$6.1 \pm 0.6$
L3H	5.7	$3.7 \pm 0.6$
L3I	7.1	$3.7 \pm 0.6$
L3J	7.0	$6.2 \pm 0.6$
L3K	5.5	$7.4 \pm 0.6$
L2D	6.8	$9.6 \pm 0.6$
L2E	8.1	$12.4 \pm 0.6$
L2F	7.0	$9.8 \pm 0.6$

**Table 4.** Apparent trends  $\dot{h}_b$  inferred from different sets of ICESat laser campaign biases weighted according to their standard deviation (if given). Results for Hofton (2013) differ from the originally given values as these authors applied unit weights. The trends in the second column have been calculated using only the laser campaigns Zwally et al. (2015) employed for their study.

Set	$\dot{h}_b$ [cm yr <sup>-1</sup> ]	$\dot{h}_{b(L2A-L2D)}$ [cm yr <sup>-1</sup> ]
This study	$1.17 \pm 0.34$	$0.68 \pm 0.41$
Richter (2014)	$0.66 \pm 0.45$	$0.33 \pm 0.56$
Hofton (2013) 86S	$1.33 \pm 0.36$	$1.11 \pm 0.46$
Hofton (2013) EAIS	$1.72 \pm 0.47$	$1.38 \pm 0.53$
Urban (2016)	$0.01 \pm 0.39$	$-0.44 \pm 0.32$
Zwally (2015)	–	$-1.43 \pm 0.44$

part of this increased noise could also be explained by topographic effects within the 65 m laser footprint.

To avoid the influence of surface elevation changes, previous studies as Siegfried et al. (2011) or Kohler et al. (2013) validated only laser campaigns in very close temporal proximity (within some months) to their profiles. With a standard deviation of 10–20 cm in the majority of the area, we can confirm the results of Kohler et al. (2013). However, due to the different ICESat release versions used, their mean off-



**Figure 7.** (a) ICESat laser campaign biases (release 34) determined in the present study in the Lake Vostok region (100–108.5° E, 76–79° S) from inter-campaign crossovers and from crossovers with kinematic GNSS profiles (in dark blue) compared to other recently published sets of biases and their trends. Error bars represent the standard deviation (if given) for the respective data set. All bias sets have been reduced by their mean value, given in the legend. (b) Histograms, means and standard deviations of crossover differences between ICESat and the kinematic GNSS profiles for four zones of characteristic surface slope. The range of the histograms is kept fixed to  $\pm 1$  m. The displayed crossover differences contain uncertainties in the kinematic GNSS profiles (4–9 cm) and possible elevation changes between the observation epochs of both techniques in addition to the uncertainty in the ICESat data. (c) Monthly averages of crossover differences between ICESat campaign L3C and the kinematic GNSS profiles in the region used for the bias determination.

sets are not comparable to our results. Siegfried et al. (2011) use measurements on snowmobiles near Greenland summit for a similar validation. Their spread of ICESat – GPS differences is significantly lower than in our study. However, their assessment is limited to a single ICESat repeat pass section of 6 km length. In contrast to those studies, our profiles cover a much longer temporal range. This allows us to pinpoint the maximum range of elevation changes  $\dot{h}$  in this area to very tight limits. Hence, we do not correct for elevation

changes in this comparison. Especially in the coastal zone, this could explain the increased offset as well as the larger noise of the crossovers. The obtained offset and standard deviation, in turn, constrain the magnitude of possible elevation changes in these zones in addition to the results in Sect. 2.5.

A deeper view into the temporal variability of the crossover differences in the Lake Vostok region is given in Fig. 7c. To show the variability during the different GNSS seasons, we selected a single ICESat campaign (L3C, which

has the highest precision  $RMS_X$ ; see Table 3) as reference and analysed the spread of the crossovers over time. The monthly averages vary by less than 10 cm and, within their standard deviations, nearly all of them can be considered to be zero. The spread of the values is very likely a result of the remaining uncertainties of the antenna height reduction in the GNSS profiles. Interannual variations in accumulation (Ekaykin et al., 2004,  $\sigma < 5 \text{ mm yr}^{-1}$ ) or a water discharge from Lake Vostok (Richter et al., 2014b) can be ruled out as possible causes. Due to the long temporal base, those data sets nevertheless allow a precise trend  $\dot{h}$  of  $-0.4 \pm 0.4 \text{ cm yr}^{-1}$  to be derived. Together with the result of Sect. 2.5 and the estimate for the surface elevation change rate  $\dot{h}$ , obtained from Eq. (4) in the laser campaign bias estimation, those are three very consistent results from different methods of obtaining  $\dot{h}$  from our GNSS profiles.

## 4 Validation of digital elevation models

### 4.1 Data

Our kinematic GNSS profiles allow us to validate not only altimetric surface elevations but also derived products such as gridded digital elevation models (DEMs). These products are used in a wide range of applications in polar sciences. In some cases, such as the topographic correction in repeat track analysis (Moholdt et al., 2010) or the estimation of drainage basins (Zwally et al., 2012), only the precision of elevation differences between neighbouring cells is important. Other applications, such as the derivation of ice thickness at the grounding line (Rignot et al., 2008), depend on the absolute accuracy.

We validate four DEMs of Antarctica derived from satellite altimetry. The 500 m resolution DEM from data of the ICESat mission by DiMarzio et al. (2007) (further called ICESat-DEM) was a milestone for many applications. Compared to previous, SRA-based DEMs, it provided a “greater latitudinal extent and fewer slope-related effects”. Nevertheless, a weak spot was the coarse cross-track spacing, especially for applications in coastal regions. The DEM provided by Bamber et al. (2009) (Bamber-DEM) overcame this problem by combining the high accuracy of ICESat with the high spatial resolution of ERS-1. The DEM produced by the Bedmap2 project (Bedmap2-DEM) combined the Bamber-DEM with regional models in the margins, the ice shelves and the Antarctic Peninsula (Fretwell et al., 2013). To make the Bedmap2-DEM comparable, we converted the elevations from the GL04C geoid to the WGS-84 ellipsoid reference surface. Even though it should be identical to the Bamber-DEM for the major part of the region, we included this model to show the loss of accuracy by rounding the elevations towards integer metres as has been done for Bedmap2.

In addition to these ICESat-dominated DEMs, Helm et al. (2014) compiled the first 3 years of the CryoSat-2 mission

to a new DEM (CryoSat-DEM). With its improved design, the radar altimeter of CryoSat-2 is capable to provide very precise elevations in the margins. Furthermore, the high data density due to the orbit configuration allows for a very homogeneous data set. There is almost no need to fill data gaps due to the very small across-track spacing.

### 4.2 Methods

By interpolating the DEM grid to the positions of the individual GNSS measurements using bicubic interpolation, we obtain an elevation difference for every single GNSS data location. Hence, the DEM validation relies on many more elevation differences than the validation of the altimetry profiles themselves, where the heights could only be compared at crossover locations.

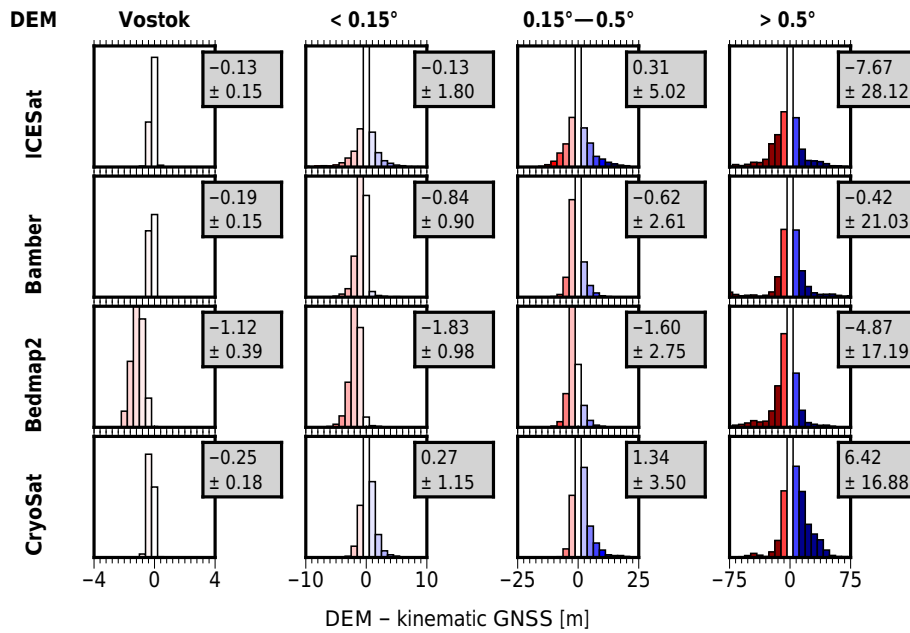
To facilitate the comparison with the results from Sect. 3, we subdivide these elevation differences into the same zones described in Sect. 3.2.1. In the validation of DEMs, special attention has to be paid to interpolation errors. The high resolution of 500 m of the ICESat-DEM seems reasonable when working with cells which contain measurements. However, no data exist within the almost 20 km gaps between the altimeter tracks. Thus, for a closer look into these interpolation errors, we examine the dependence of the elevation differences from the distance to the nearest track.

### 4.3 Results

The results of the validation (Fig. 8) of the ICESat-DEM show that over Lake Vostok the accuracy is close to that of the original ICESat elevations. This indicates that in this case of exceptionally smooth topography the interpolation error is negligible. However, with increasing slope the standard deviation of this DEM grows fast due to the scarce across-track spacing of the altimetric profiles. In the Bamber-DEM, the inclusion of the additional ERS-1 data reduces this interpolation error between the ICESat tracks by 50 % in terms of standard deviation. In the coastal zone, the gain in accuracy is minor as the precision of the radar altimetry data deteriorates.

The comparison of the Bedmap2-DEM with the Bamber-DEM reveals remarkable differences. Firstly, the rounding to integer elevations in Bedmap2 increases the standard deviation by several decimetres. Secondly, a constant offset of  $-1 \text{ m}$  becomes evident in the Bedmap2 data set. This seems to be an issue in the compilation procedure as the original Bamber-DEM shows a good agreement in terms of mean difference with our GNSS profiles in all regions. Finally, in the coastal zone the two models behave differently. In Bedmap2 regional elevation models have been included here, but the sparse sampling of these areas by our profiles (see Fig. 3) does not allow for a representative evaluation.

The comparison of the CryoSat-DEM with the ICESat-based models proves that SRA with the advanced instrument

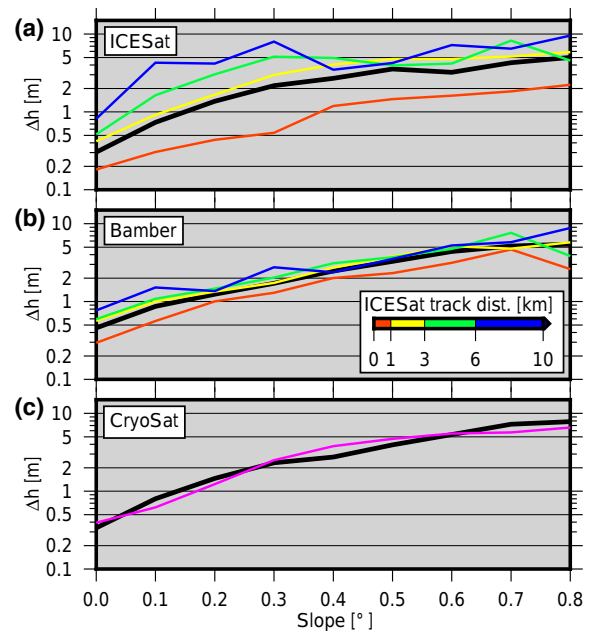


**Figure 8.** Histograms, means and standard deviations of differences between four different DEMs and kinematic GNSS profiles for four zones of characteristic surface slope.

design is able to provide accurate elevation information even in steep topography too. As for the CryoSat-2 altimetry data, a slope-dependent offset is observed which presumably results from the systematic underrepresentation of local depressions.

In order to shed light on the relation of the DEM accuracy with the surface slope, the median absolute deviations (DEM vs. kinematic GNSS) are binned in  $0.1^\circ$  slope intervals (Fig. 9). The medians of the entire set of deviations (thick black lines) reveal a significant increase with the slope. Splitting the deviations into subsets according to the distance to the nearest ICESat track the impact of the interpolation error on a particular DEM becomes evident (panels a, b). It demonstrates the much greater dependence of the ICESat-DEM on the across-track distance compared to the Bamber-DEM. While the ICESat-DEM yields superior accuracy close to the tracks (i.e. distances  $< 1$  km) due to its small grid interval (500 m), its median deviations exceed 10 m at large slopes ( $> 0.5^\circ$ ) and distances ( $> 6$  km).

The dense spatial sampling of the CryoSat-2 altimetry data usually yields observed elevations for each cell of the CryoSat-DEM. According to the histograms obtained for the four zones, the slightly larger deviations of this DEM compared to the other models are mainly due to the slope-dependent offset. Helm et al. (2014) provide an error map based on a validation with ICESat and airborne elevation data. These uncertainties are shown in Fig. 9c as a function of slope. Their good agreement with our results confirms them as realistic.



**Figure 9.** Median of absolute differences between various DEMs and the kinematic GNSS profiles binned by surface slope (thick black line). (a–b) Additionally for DEMs based on ICESat – coloured lines show the differences for several ranges of distances to the laser altimeter tracks (colour coded). (c) For the CryoSat-DEM the magenta line shows the estimated error given by the uncertainty map which comes with the DEM.



## 5 Conclusions

Between 2001 and 2015 we logged kinematic GNSS data along nine scientific convoys and derived more than 30,000 km of surface elevation profiles. We resolved the challenges of the GNSS processing, such as the very long baselines and peculiar vehicle dynamics in soft snow. Our elevation profiles have accuracies between 4 and 9 cm for a single data point. Over Lake Vostok crossover differences yield a mean elevation change rate of  $-0.1 \pm 0.5 \text{ cm yr}^{-1}$ . This confirms the results of Richter et al. (2014a) and qualifies this area as a calibration site for satellite altimetry.

A crossover analysis with three different Envisat elevation data sets reveals the impact of different processing strategies in satellite radar altimetry. Concerning the slope correction, the relocation method is clearly superior to the direct method, reducing elevation errors by about 66 % in terms of standard deviation. Threshold retrackerers (ICE1/OCOG) outperform functional fit retrackerers by up to 50 % in standard deviation. A similar analysis with CryoSat-2 LRM mode data confirms this finding. Hence, we recommend threshold retrackerers for the determination of elevation time series because of its significant suppression of the snowpack-related pseudo elevation variations.

ICESat elevation data and our kinematic GNSS profiles are comparable in their accuracy, even close to the coast. This comparison also constrains the magnitude of temporal elevation changes. A combined crossover adjustment above Lake Vostok yields a new set of ICESat laser campaign biases that no longer depends on an a priori assumption of a stable surface elevation. The surface elevation change rate of  $0.0 \pm 0.2 \text{ cm yr}^{-1}$ , obtained here, nevertheless proves that this assumption is correct to a very high level of certainty. The correction of ICESat elevation data for the laser campaign biases is crucial for estimates of surface elevation change rates and the according mass balance. The discrepancy of the bias-induced trend between Zwally et al. (2015) and our result as well as other recent studies (Hofton et al., 2013; Richter et al., 2014a) is approximately  $-2 \text{ cm yr}^{-1}$ . This is very likely the cause for the significantly more positive Antarctic ice mass balance estimate from ICESat obtained by Zwally et al. (2015) compared to other authors (see Scambos and Shuman, 2016).

The validation of four digital elevation models demonstrates the reduction of interpolation errors achieved by Bamber et al. (2009) by complementing ICESat elevations with radar altimetry data. The advanced instrument design and high spatial resolution of CryoSat-2 now permits radar altimetry to provide DEMs (Helm et al., 2014) of similar accuracy, avoiding extensive interpolation.

*Data availability.* The full set of surface elevation profiles obtained from kinematic GNSS measurements is available for download on the data server PANGAEA (<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.869761>).

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* This work is supported by the Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU, German Federal Environmental Foundation). The fieldwork was partly funded by the German Research Foundation DFG (grants DI 473/20; DI 473/34; DI 473/38; SCHE1426/20-1) and the Russian Foundation for Basic Research (grant 10-05-91330-NNIO-a). We also thank the participants of the Russian Antarctic Expedition, especially the convoy teams, for their valuable support. We thank the NASA Goddard Space Flight Center, the European Space Agency and the National Snow and Ice Data Center for providing the altimetry data products. We are grateful for the contributions of the editor E. Berthier, the reviewer J. Nilsson and two anonymous reviewers, which helped to improve and to clarify the manuscript.

Edited by: E. Berthier

Reviewed by: J. N. Nilsson and two anonymous referees

## References

- Arthern, R., Wingham, D., and Ridout, A.: Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 33471–33484, 2001.
- Bamber, J.: Ice Sheet Altimeter Processing Scheme, *Int. J. Remote Sens.*, 14, 925–938, 1994.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L., and Griggs, J. A.: 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, 101–111, doi:10.5194/tc-3-101-2009, 2009.
- Bouffard, J.: Level 2 product evolutions and quality improvements in Baseline C, Tech. rep., 2015.
- Brenner, A., Bindschadler, R., Zwally, H., and Thomas, R.: Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets, *J. Geophys. Res.*, 88, 1617–1623, doi:10.1029/JC088iC03p01617, 1983.
- Brenner, A., DiMarzio, J., and Zwally, H.: Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 45, 321–331, doi:10.1109/TGRS.2006.887172, 2007.
- Brown, G.: The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE T. Antenn. Propag.*, 25, 67–74, doi:10.1109/TAP.1977.1141536, 1977.
- Brunt, K. M., Hawley, R. L., Lutz, E. R., Studinger, M., Sonntag, J. G., Hofton, M. A., Andrews, L. C., and Neumann, T. A.: Assessment of NASA airborne laser altimetry data using ground-based GPS data near Summit Station, Greenland, *The Cryosphere*, 11, 681–692, doi:10.5194/tc-11-681-2017, 2017.

- Cerri, L., Couhert, A., Houry, S., and Mercier, F.: Improving the long-term stability of the GDR orbit solutions, OSTST Meeting 19–21 October 2011, San Diego (CA), available at: [https://earth.esa.int/c/document\\_library/get\\_file?folderId=165468&name=DLFE-1901.pdf](https://earth.esa.int/c/document_library/get_file?folderId=165468&name=DLFE-1901.pdf) (last access: 4 April 2017), 2011.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., and Fridez, P., eds.: Bernese GNSS Software Version 5.2, Astronomical Institute, University of Bern, Bern Open Publishing, Bern, doi:10.7892/boris.72297, 2015.
- Davis, C.: A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE T. Geosci. Remote.* 35, 974–979, doi:10.1109/36.602540, 1997.
- Davis, C. and Ferguson, A.: Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995–2000, from ERS-2 satellite radar altimetry, *IEEE Trans. Geosci. Remote.* 42, 2437–2445, doi:10.1109/TGRS.2004.836789, 2004.
- DiMarzio, J., Brenner, A., Schutz, B., Shuman, C., and Zwally, H.: GLAS/ICESat 500 m Laser Altimetry Digital Elevation Model of Antarctica, Version 1, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA, doi:10.5067/K2IMI0L24BRJ, 2007.
- Ekaykin, A., Lipenkov, V., Kuzmina, I., Petit, J., Masson-Delmotte, V., and Johnsen, S.: The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years, *Ann. Glaciol.*, 39, 569–575, 2004.
- Ekaykin, A. A., Vladimirova, D. O., Lipenkov, V. Y., and Masson-Delmotte, V.: Climatic variability in Princess Elizabeth Land (East Antarctica) over the last 350 years, *Clim. Past*, 13, 61–71, doi:10.5194/cp-13-61-2017, 2017.
- ESA: ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, 2007.
- Ewert, H., Popov, S., Richter, A., Schwabe, J., Scheinert, M., and Dietrich, R.: Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica, *Geophys. J. Int.*, 191, 557–568, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05649.x, 2012.
- Flament, T. and Rémy, F.: Antarctica volume change from 10 years of Envisat altimetry, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, 1848–1851, doi:10.1109/IGARSS.2012.6351149, 2012.
- Fretwell, P., Pritchard, H., Vaughan, D., Bamber, J., Barrand, N., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R., Blankenship, D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A., Corr, H., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J., Hindmarsh, R., Holmlund, P., Holt, J., Jacobel, R., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F., Nogi, Y., Nost, O., Popov, S., Rignot, E., Rippon, D., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M., Smith, A., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B., Welch, B., Wilson, D., Young, D., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013, 2013.
- Fricker, H., Borsa, A., Minster, B., Carabajal, C., Quinn, K., and Bills, B.: Assessment of ICESat performance at the salar de Uyuni, Bolivia, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21S06, doi:10.1029/2005GL023423, 2005.
- Fritsche, M., Sośnica, K., Rodríguez-Solano, C., Steigenberger, P., Wang, K., Dietrich, R., Dach, R., Hugentobler, U., and Rothacher, M.: Homogeneous reprocessing of GPS, GLONASS and SLR observations, *J. Geodyn.*, 88, 625–642, doi:10.1007/s00190-014-0710-3, 2014.
- Geng, J., Teferle, F., Meng, X., and Dodson, A.: Kinematic precise point positioning at remote marine platforms, *GPS Solut.*, 14, 343–350, doi:10.1007/s10291-009-0157-9, 2010.
- Groh, A., Ewert, H., Rosenau, R., Fagiolini, E., Gruber, C., Floricioiu, D., Abdel Jaber, W., Linow, S., Flechtner, F., Eineder, M., Dierking, W., and Dietrich, R.: Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects, *Surv. Geophys.*, 35, 1481–1505, doi:10.1007/s10712-014-9286-y, 2014.
- Gunter, B., Urban, T., Riva, R., Helsen, M., Harpold, R., Poole, S., Nagel, P., Schutz, B., and Tapley, B.: A comparison of coincident GRACE and ICESat data over Antarctica, *J. Geodyn.*, 83, 1051–1060, doi:10.1007/s00190-009-0323-4, 2009.
- Gunter, B. C., Didova, O., Riva, R. E. M., Ligtenberg, S. R. M., Lenaerts, J. T. M., King, M. A., van den Broeke, M. R., and Urban, T.: Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change, *The Cryosphere*, 8, 743–760, doi:10.5194/tc-8-743-2014, 2014.
- Helm, V., Humbert, A., and Miller, H.: Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2, *The Cryosphere*, 8, 1539–1559, doi:10.5194/tc-8-1539-2014, 2014.
- Hofton, M., Luthcke, S., and Blair, J.: Estimation of ICESat inter-campaign elevation biases from comparison of lidar data in East Antarctica: Estimating ICESat elevation biases, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 5698–5703, doi:10.1002/2013GL057652, 2013.
- King, M., Coleman, R., Freemantle, A.-J., Fricker, H., Hurd, R., Legrésy, B., Padman, L., and Warner, R.: A 4-decade record of elevation change of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 114, F01010, doi:10.1029/2008JF001094, 2009.
- Kohler, J., Neumann, T., Robbins, J., Tronstad, S., and Melland, G.: ICESat Elevations in Antarctica Along the 2007–09 Norway-USA Traverse: Validation With Ground-Based GPS, *IEEE T. Geosci. Remote.* 51, 1578–1587, doi:10.1109/TGRS.2012.2207963, 2013.
- Lacroix, P., Legrésy, B., Rémy, F., Blarel, F., Picard, G., and Brucker, L.: Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry, *Remote Sens. Environ.*, 113, 2633–2641, doi:10.1016/j.rse.2009.07.019, 2009.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., and Zanife, O.-Z.: ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm, *Remote Sens. Environ.*, 85, 150–163, doi:10.1016/j.rse.2004.11.018, 2005.
- Luthcke, S., Rowlands, D., Williams, T., and Sirota, M.: Reduction of ICESat systematic geolocation errors and the impact on ice sheet elevation change detection, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21S05, doi:10.1029/2005GL023689, 2005.
- Martín-Español, A., Zammit-Mangion, A., Clarke, P., Flament, T., Helm, V., King, M., Luthcke, S., Petrie, E., Rémy, F., Schön, N., Wouters, B., and Bamber, J.: Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter,

- gravity and GPS data, *J. Geophys. Res.-Earth*, 121, 182–200, doi:10.1002/2015JF003550, 2016.
- Masolov, V., Lukin, V., Sheremetiev, A., and Popov, S.: Geophysical Investigations of the Subglacial Lake Vostok in Eastern Antarctica, *Dokl. Earth Sci.*, 379A, 734–738, 2001.
- McCarthy, D. and Petit, G., eds.: IERS Conventions (2003), vol. 32 of IERS Technical Note, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, 2004.
- McMillan, M., Shepherd, A., Sundal, A., Briggs, K., Muir, A., Ridout, A., Hogg, A., and Wingham, D.: Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3899–3905, doi:10.1002/2014GL060111, 2014.
- Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J., and Kohler, J.: Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICE-Sat laser altimetry, *Remote Sens. Environ.*, 114, 2756–2767, doi:10.1016/j.rse.2010.06.008, 2010.
- Petit, G. and Luzum, B. (Eds.): IERS Conventions (2010), vol. 36 of IERS Technical Note, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany, 2010.
- Popov, S.: Recent Russian remote sensing investigations in Antarctica within the framework of scientific traverses, *Adv. Polar Sci.*, 26, 113–121, 2015.
- Popov, S. and Chernoglazov, Y.: Podlednikovoe ozero Vostok, Vostochnaya Antarktida: beregovaya liniya i okruzhayushchie vo doemy [Vostok Subglacial Lake, East Antarctica: lake shoreline and subglacial water caves], *Ice and Snow*, N1(113), 12–24, 2011.
- Rebischung, P., Griffiths, J., Ray, J., Schmid, R., Collilieux, X., and Garayt, B.: IGS08: the IGS realization of ITRF2008, *GPS Solut.*, 16, 483–494, doi:10.1007/s10291-011-0248-2, 2012.
- Richter, A., Popov, S., Dietrich, R., Lukin, V., Fritsche, M., Lipenkov, V., Matveev, A., Wendt, J., Yuskevich, A., and Masolov, V.: Observational evidence on the stability of the hydroglaciological regime of subglacial Lake Vostok, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11502, doi:10.1029/2008GL033397, 2008.
- Richter, A., Fedorov, D., Fritsche, M., Popov, S., Lipenkov, V., Ekaykin, A., Lukin, V., Matveev, A., Grebnev, V., Rosenau, R., and Dietrich, R.: Ice flow velocities over Vostok Subglacial Lake, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations, *J. Glaciol.*, 59, 315–326, doi:10.3189/2013JoG12J056, 2013.
- Richter, A., Popov, S., Fritsche, M., Lukin, V., Matveev, A., Ekaykin, A., Lipenkov, V., Fedorov, D., Eberlein, L., Schröder, L., Ewert, H., Horwath, M., and Dietrich, R.: Height changes over subglacial Lake Vostok, East Antarctica: Insights from GNSS observations, *J. Geophys. Res.-Earth*, 119, 2460–2480, doi:10.1002/2014JF003228, 2014a.
- Richter, A., Popov, S., Schröder, L., Schwabe, J., Ewert, H., Scheinert, M., Horwath, M., and Dietrich, R.: Subglacial Lake Vostok not expected to discharge water, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6772–6778, doi:10.1002/2014GL061433, 2014b.
- Richter, A., Horwath, M., and Dietrich, R.: Comment on Zwally and others (2015) – Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, *J. Glaciol.*, 62, 604–606, doi:10.1017/jog.2016.60, 2016.
- Ridley, J. and Partington, K.: A model of satellite radar altimeter return from ice sheets, *Int. J. Remote Sens.*, 9, 601–624, doi:10.1080/01431168808954881, 1988.
- Rignot, E., Bamber, J., van den Broeke, M., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W., and van Meijgaard, E.: Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nat. Geosci.*, 1, 106–110, doi:10.1038/ngeo102, 2008.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M., and Dietrich, R.: Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica, *Remote Sens. Environ.*, 106, 269–284, doi:10.1016/j.rse.2006.02.026, 2007.
- Scagliola, M. and Fornari, M.: Main evolutions and expected quality improvements in BaselineC Level1b products, *Tech. rep.*, 2015.
- Scambos, T. and Shuman, C.: Comment on “Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses” by H. J. Zwally and others, *J. Glaciol.*, 62, 599–603, doi:10.1017/jog.2016.59, 2016.
- Schrama, E., Naeije, M., Yi, Y., Visser, P., and C., S.: CryoSat-2 Precise Orbit Determination and Indirect Calibration of SIRAL – End of Commissioning Phase Report, ESA contract report, TU Delft, available at: [http://deos.tudelft.nl/AS/ejo/ejo/text/cs2\\_cpr\\_main.pdf](http://deos.tudelft.nl/AS/ejo/ejo/text/cs2_cpr_main.pdf) (last access: 4 April 2017), 2010.
- Schutz, B. and Urban, T.: The GLAS Algorithm Theoretical Basis Document for Laser Footprint Location (Geolocation) and Surface Profiles, *Tech. rep.*, NASA GSFC, Greenbelt, Maryland, USA, available at: [ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/nsidc0587\\_ICESAT\\_GLAS\\_LTA/Section3\\_Product\\_Documentation/ICESat\\_LTA\\_ATBDs](ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/nsidc0587_ICESAT_GLAS_LTA/Section3_Product_Documentation/ICESat_LTA_ATBDs) (last access: 4 April 2017), 2014.
- Schutz, B., Zwally, H., Shuman, C., Hancock, D., and DiMarzio, J.: Overview of the ICESat Mission, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21S01, doi:10.1029/2005GL024009, 2005.
- Shepherd, A., Ivins, E., A, G., Barletta, V., Bentley, M., Bettadpur, S., Briggs, K., Bromwich, D., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M., Lenaerts, J., Li, J., Ligtenberg, S., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J., Paden, J., Payne, A., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L., Scambos, T., Scheuchl, B., Schrama, E., Smith, B., Sundal, A., van Angelen, J., van de Berg, W., van den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P., Wingham, D., Yi, D., Young, D., and Zwally, H.: A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338, 1183–1189, doi:10.1126/science.1228102, 2012.
- Shuman, C., Zwally, H., Schutz, B., Brenner, A., DiMarzio, J., Suchdeo, V., and Fricker, H.: ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07501, doi:10.1029/2005GL025227, 2006.
- Siegfried, M., Hawley, R., and Burkhart, J.: High-Resolution Ground-Based GPS Measurements Show Intercampaign Bias in ICESat Elevation Data Near Summit, Greenland, *IEEE T. Geosci. Remote*, 49, 3393–3400, doi:10.1109/TGRS.2011.2127483, 2011.
- Studinger, M.: IceBridge ATM L2 Icesn Elevation, Slope, and Roughness, Version 2. Updated 2016 [2013.11.26], Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, doi:10.5067/CPRXXK3F39RV, 2014.
- Urban, T., Pie, N., Felikson, D., and Schutz, B. E.: Impacts on Greenland and Antarctica ice sheet mass balance from estimation of ICESat-1/ GLAS inter-campaign elevation biases over the oceans. *EOS Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, Abstract C21D-0660, 2013.
- Wanninger, L.: Interpolation von GPS-Beobachtungen, *Allg. Vermnchr.*, 107, 360–363, 2000.

- Wingham, D., Rapley, C., and Griffiths, H.: New techniques in satellite altimeter tracking systems, in: ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86) on Remote Sensing: Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs., 3, 1339–1344, 1986.
- Wingham, D., Ridout, A., Scharroo, R., Arthern, R., and Shum, C.: Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456–458, doi:10.1126/science.282.5388.456, 1998.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., Chateau-Thierry, P. d., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P., and Wallis, D.: CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields, *Adv. Space Res.*, 37, 841–871, doi:10.1016/j.asr.2005.07.027, 2006a.
- Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A., and Marshall, G.: Mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philos. T. R. Soc. Lond. A*, 364, 1627–1635, doi:10.1098/rsta.2006.1792, 2006b.
- Zwally, H., Giovinetto, M., Beckley, M., and Saba, J.: Antarctic and Greenland Drainage Systems, GSFC Cryospheric Sciences Laboratory, available at: [http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo\\_data/ant\\_grn\\_drainage\\_systems.php](http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php), 2012.
- Zwally, H. J., Schutz, R., Bentley, C., Bufton, J., Herring, T., Minster, J., Spinhirne, J., and Thomas, R.: GLAS/ICESat L2 Antarctic and Greenland Ice Sheet Altimetry Data, Version 34. [GLA12]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, doi:10.5067/ICESAT/GLAS/DATA225, 2014.
- Zwally, H., Li, J., Robbins, J., Saba, J., Yi, D., and Brenner, A.: Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, *J. Glaciol.*, 61, 1019–1036, 2015.

## **PII. Antarktische Oberflächenhöhenänderungen über vier Jahrzehnte aus Multimissions-Satellitenaltimetrie**

### **Zusammenfassung**

Analysen unterschiedlicher Satellitenaltimetermissionen zeigen übereinstimmend die starken Höhenabnahmen am Totten Gletscher und den Auslassgletschern der Amundsensee, wie auch die Höhenzunahme des Kamb-Eisstromes. Ein Vergleich der Ergebnisse mehrerer Missionen mit unterschiedlichen Beobachtungsintervallen zeigt jedoch, dass die Höhenänderungen zudem auch kurzfristigeren Variationen unterliegen. In dieser Publikation wird darum erstmals ein Ansatz vorgestellt, welcher die unterschiedlichen Missionen gegeneinander kalibriert, um sie in einer Multimissionszeitreihe zu kombinieren. Unter Verwendung von Beobachtungsdaten der Missionen Seasat, Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, ICESat und CryoSat-2 deckt diese Kombination für große Teile des Antarktischen Eisschildes den Zeitintervall 1992-2017 ab, für einen etwa 500 km breiten Küstenstreifen der Ostantarktis reichen die Beobachtungen sogar bis 1978 zurück.

Zunächst werden hier die verwendeten Missionsdaten vorgestellt. Dies beinhaltet sowohl Charakteristika der Messungen unterschiedlicher Altimetersatelliten, wie auch die Beschreibung der Reprozessierung der Radaraltimeterdaten. Durch die Vereinheitlichung der Prozessierungsschritte des *Retracking* und der topografischen Korrektur werden systematische Abweichungen zwischen Missionsdaten unterschiedlicher Prozessierungszentren vermieden und gleichzeitig das Genauigkeitsniveau der Messungen deutlich erhöht, wie eine anschließende Validierung zeigt. Den Kern dieser Publikation bildet der Ansatz zur Generierung der Multimissionszeitreihen. Hierfür wird zunächst das Verfahren der Wiederholpuranalyse erweitert, um bei der gemeinsamen Auswertung der Missionen spezifische Charakteristika entsprechend berücksichtigen zu können. Das Ergebnis dieser Auswertung sind einzelne Zeitreihen, welche noch durch Kalibrierbias gegeneinander versetzt sind. Schrittweise werden diese Bias anschließend bestimmt und die Zeitreihen kombiniert, so dass am Ende dieser Auswertung eine gemeinsame Zeitreihe von Oberflächenhöhenänderungen des Antarktischen Eisschildes auf einem 10x10 km Raster mit monatlicher Auflösung steht.

Nach einer Validierung werden beispielhaft Ergebnisse für verschiedene Regionen und Zeitintervalle vorgestellt. Sie bestätigen Beobachtungen, welche bereits aus einzelnen Missionen oder mit anderen Beobachtungstechniken gemacht wurden, stellen diese Beobachtungen allerdings durch die hohe räumliche und zeitliche Auflösung sowie die lange Zeitspanne in einen größeren Kontext. Aus den Höhenänderungen wird schließlich ein Signal der Eismassenbilanz unterschiedlicher Regionen des Antarktischen Eisschildes abgeleitet. Die Ergebnisse zeigen die hohen Massenverluste in der Westantarktis, welche sich Ende der 2000er Jahre nochmals deutlich beschleunigten. In der Ostantarktis gleichen sich Regionen mit positiven und negativen Massenbilanzen gegenseitig aus, so dass hier in Summe kaum signifikante Veränderungen beobachtet werden. Der Vergleich mit unabhängigen Massenzeitreihen anderer Beobachtungstechniken demonstriert die hohe Übereinstimmung der Techniken, sowohl in der Bestimmung des Langzeittrends, wie auch in der Detektion interannualer Schwankungen. Er deckt allerdings auch verbleibende Unstimmigkeiten auf, die zur korrekten Interpretation der Ergebnisse enorm wichtig sind und herangezogen werden können, um Modellannahmen in der Generierung der Datensätze zu verbessern.

## **Eigenanteil des Verfassers**

Die technischen Arbeiten dieser Publikation wurden nahezu vollständig durch den Verfasser realisiert. Sie umfassten die Beschaffung, die Reprozessierung und die Analyse der Altimeterdaten. V. Helm steuerte reprozessierte Daten des SARIn-Modus von CryoSat-2 bei. Vergleichsdatensätze aus regionaler Atmosphärenmodellierung wurden von M.R. van den Broeke und S.R.M. Ligtenberg bereitgestellt. Die Konzeption und das Verfassen der Publikation erfolgte durch den Erstautor. M. Horwath und alle anderen Koautoren trugen durch Diskussionen und Anmerkungen zur Verbesserung des Manuskripts bei.

## **Veröffentlichung**

Der Artikel „Four decades of Antarctic surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry“ wurde am 05. Februar 2019 beim *Open-Access-Journal* „The Cryosphere“ online veröffentlicht und ist unter <https://doi.org/10.5194/tc-13-427-2019> abrufbar. Er wurde durch die Editoren des Journals als „Herausragender Artikel“ (*Highlight Article*) gekennzeichnet, wodurch er auch durch die *European Geosciences Union* nochmals besonders hervorgehoben wurde.



# Four decades of Antarctic surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry

Ludwig Schröder<sup>1,2</sup>, Martin Horwath<sup>1</sup>, Reinhard Dietrich<sup>1</sup>, Veit Helm<sup>2</sup>, Michiel R. van den Broeke<sup>3</sup>, and Stefan R. M. Ligtenberg<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, Dresden, Germany

<sup>2</sup>Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

<sup>3</sup>Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, Utrecht, the Netherlands

**Correspondence:** Ludwig Schröder (ludwig.schroeder@tu-dresden.de)

Received: 6 March 2018 – Discussion started: 19 March 2018

Revised: 13 January 2019 – Accepted: 16 January 2019 – Published: 5 February 2019

**Abstract.** We developed a multi-mission satellite altimetry analysis over the Antarctic Ice Sheet which comprises Seasat, Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, ICESat and CryoSat-2. After a consistent reprocessing and a stepwise calibration of the inter-mission offsets, we obtained monthly grids of multi-mission surface elevation change (SEC) with respect to the reference epoch 09/2010 (in the format of month/year) from 1978 to 2017. A validation with independent elevation changes from in situ and airborne observations as well as a comparison with a firm model proves that the different missions and observation modes have been successfully combined to a seamless multi-mission time series. For coastal East Antarctica, even Seasat and Geosat provide reliable information and, hence, allow for the analysis of four decades of elevation changes. The spatial and temporal resolution of our result allows for the identification of when and where significant changes in elevation occurred. These time series add detailed information to the evolution of surface elevation in such key regions as Pine Island Glacier, Totten Glacier, Dronning Maud Land or Lake Vostok. After applying a density mask, we calculated time series of mass changes and found that the Antarctic Ice Sheet north of 81.5° S was losing mass at an average rate of  $-85 \pm 16 \text{ Gt yr}^{-1}$  between 1992 and 2017, which accelerated to  $-137 \pm 25 \text{ Gt yr}^{-1}$  after 2010.

## 1 Introduction

Satellite altimetry is fundamental for detecting and understanding changes in the Antarctic Ice Sheet (AIS; Rémy and Parouty, 2009; Shepherd et al., 2018). Since 1992, altimeter missions have revealed dynamic thinning of several outlet glaciers of the West Antarctica Ice Sheet (WAIS) and have put narrow limits on elevation changes in most parts of East Antarctica. Rates of surface elevation change are not constant in time (Shepherd et al., 2012). Ice flow acceleration has caused dynamic thinning to accelerate (Mouginot et al., 2014; Hogg et al., 2017). Variations in surface mass balance (SMB) and firn compaction rate also cause interannual variations of surface elevation (Horwath et al., 2012; Shepherd et al., 2012; Lenaerts et al., 2013). Consequently, different rates of change have been reported from altimeter missions that cover different time intervals. For example, ERS-1 and ERS-2 data over the interval 1992–2003 revealed negative elevation rates in eastern Dronning Maud Land and Enderby Land (25–60° E) and positive rates in Princess Elizabeth Land (70–100° E) (Wingham et al., 2006b), while Envisat data over the interval 2003–2010 revealed the opposite pattern (Flament and Rémy, 2012). Two large snowfall events in 2009 and 2011 induced stepwise elevation changes in Dronning Maud Land (Lenaerts et al., 2013; Shepherd et al., 2012).

As a consequence, mean linear rates derived from a single mission have limited significance in characterizing the long-term evolution of the ice sheet (Wouters et al., 2013). Data from different altimeter missions need to be linked over a time span that is as long as possible in order to better distin-

guish and understand the long-term evolution and the natural variability of ice sheet volume and mass.

Missions with similar sensor characteristics have been combined, e.g., by Wingham et al. (2006b, ERS-1 and ERS-2) and Li and Davis (2008, ERS-2 and Envisat). Fricker and Padman (2012) use Seasat, ERS-1, ERS-2 and Envisat to determine elevation changes of Antarctic ice shelves. They apply constant biases, determined over open ocean, to cross-calibrate the missions. In contrast to ocean-based calibration, Zwally et al. (2005) found significant differences for the biases over ice sheets with a distinct spatial pattern (see also Frappart et al., 2016). Khvorostovsky (2012) showed that the correction of inter-mission offsets over an ice sheet is not trivial. Paolo et al. (2016) cross-calibrated ERS-1, ERS-2 and Envisat on each grid cell using overlapping epochs, and Adusumilli et al. (2018) extended these time series by including CryoSat-2 data. We use a very similar approach for conventional radar altimeter measurements with overlapping mission periods. Moreover, we also include measurements of the nonoverlapping missions Seasat and Geosat and measurements with different sensor characteristics, such as ICESat laser altimetry or CryoSat-2 interferometric synthetic aperture radar (SARIn) mode, making the combination of the observations even more challenging.

Here we present an approach for combining seven different satellite altimetry missions over the AIS. Using refined waveform retracking and slope correction of the radar altimetry (RA) data, we ensure the consistency of the surface elevation measurements and improve their precision by up to 50%. In the following stepwise procedure, we first process the measurements from all missions jointly using the repeat-altimetry method. We then form monthly time series for each individual mission data set. Finally, we merge all time series from both radar and laser altimetry. For this last step, we employ different approaches of inter-mission offset estimation, depending on the temporal overlap or nonoverlap of the missions and on the similarity or dissimilarity of their altimeter sensors.

We arrive at consistent and seamless time series of gridded surface elevation differences with respect to a reference epoch (09/2010; in the format of month/year) which we made publicly available at <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.897390> (Schröder et al., 2019). The resulting monthly grids with a 10 km spatial resolution were obtained by smoothing with a moving window over 3 months and a spatial Gaussian weighting with  $2\sigma = 20$  km. We evaluate our results and their estimated uncertainties by a comparison with independent in situ and airborne data sets, satellite gravimetry estimates and regional climate model outputs. We illustrate that these time series of surface elevation change (SEC) allow for the study of geometry changes and derived mass changes of the AIS in unprecedented detail. The recent elevation changes of Pine Island Glacier in West Antarctica, Totten Glacier in East Antarctica and Shirase Glacier of Dronning Maud Land in East Antarctica are put in context

with the extended time series from satellite altimetry. Finally, we calculate ice sheet mass balances from these data for the covered regions. A comparison with independent data indicates a high consistency of the different data sets but also reveals remaining discrepancies.

## 2 Data

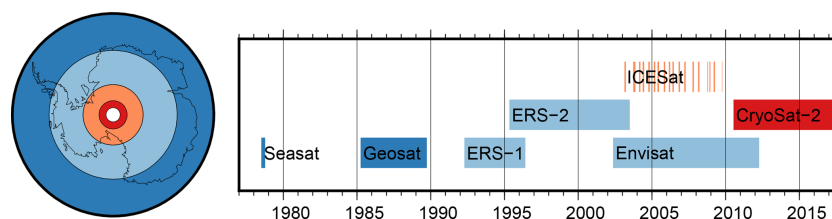
### 2.1 Altimetry data

We use the ice sheet surface elevation observations from seven satellite altimetry missions: Seasat, Geosat, ERS-1, ERS-2, Envisat, ICESat and CryoSat-2. Figure 1 gives an overview of their temporal and spatial coverage. The data of the two early missions, Seasat and Geosat, were obtained from the Radar Ice Altimetry project at Goddard Space Flight Center (GSFC). For the ESA missions, we used the data of the REAPER reprocessing project (Brockley et al., 2017) of ERS-1 and ERS-2, the RA-2 Sensor and Geophysical Data Record (SGDR) of Envisat in version 2.1 and Baseline C Level 2I data of CryoSat-2. For ICESat we used GLA12 of release 633 from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Further details concerning the data set versions used and the data-editing criteria applied to remove corrupted measurements in a preprocessing step are given in the Supplement.

As illustrated in Fig. 1, due to the inclination of  $108^\circ$ , Seasat and Geosat measurements only cover the coastal regions of the East Antarctic Ice Sheet (EAIS) and the northern tip of the Antarctic Peninsula Ice Sheet (APIS) north of  $72^\circ$  S, which is about 25% of the total ice sheet area. With the launch of ERS-1, the polar gap was reduced to areas south of  $81.5^\circ$  S, resulting in coverage of 79% of the area. The polar gap is even smaller for ICESat ( $86^\circ$  S) and CryoSat-2 ( $88^\circ$  S), leading to a nearly complete coverage of the AIS in recent epochs.

ERS-1 and ERS-2 measurements were performed in two different modes, distinguished by the width of the tracking time window and the corresponding temporal resolution of the recorded waveform. The ice mode is coarser than the ocean mode, in order to increase the chance of capturing the radar return from rough topographic surfaces (Scott et al., 1994). While the ice mode was employed for the majority of measurements, a significant number of observations have also been performed in the ocean mode over Antarctica (22% for ERS-1, 2% for ERS-2). We use the data from both modes, as the ocean mode provides a higher precision while the ice mode is more reliable in steep terrain (see Figs. S1 and S3 in the Supplement). However, as there is a regionally varying bias between the modes, we treat them as two separate data sets, similar to Paolo et al. (2016).





**Figure 1.** Spatial and temporal coverage of the satellite altimetry data used in this study. The colors denote the maximum southern extent of the measurements (dark blue: 72° S, light blue: 81.5° S, orange: 86° S, red: 88° S) and thus the size of the respective polar gap.

## 2.2 Reprocessing of radar altimetry

Compared to measurements over the global oceans, pulse-limited radar altimetry (PLRA) over ice sheets requires a specific processing to account for the effects of topography and the dielectric properties of the surface (Bamber, 1994). To ensure consistency in the analysis of PLRA measurements, processed and provided by different institutions, we applied our own method for retracking and slope correction.

The slope correction is applied to account for the effect of topography within the beam-limited footprint (Brenner et al., 1983). Different approaches exist to apply a correction (Bamber, 1994), but this effect is still a main source of error in RA over ice sheets. The “direct method” uses the surface slope within the beam-limited footprint to obtain a correction for the measurement in the nadir direction. In contrast, the “relocation method” relates the measurement towards the likely true position up slope. While the direct method has the advantage that the measurement location is unchanged, which allows an easier calculation of profile crossovers or repeat-track parameters, the relocation method has lower intrinsic error (Bamber, 1994). A validation using crossovers with kinematic GNSS-profiles (Schröder et al., 2017) showed that, especially in coastal regions, the direct method leads to significantly larger offsets and standard deviations, compared to the relocation method. Roemer et al. (2007) developed a refined version of the relocation method, using the full information of a digital elevation model (DEM) to locate the point of closest approach (POCA) within the approximately 20 km beam-limited footprint. We applied this method in our reprocessing chain using the DEM of Helm et al. (2014). The CryoSat-2 measurements, used for this DEM, have very dense coverage, and hence very little interpolation is necessary. Compared to the DEM of Bamber et al. (2009), this significantly improves the spatial consistency. We optimized the approach of Roemer et al. (2007) with respect to computational efficiency for application over the entire ice sheet. Instead of searching the POCA with the help of a moving window of 2 km (which represents the pulse-limited footprint) in the DEM-to-satellite grid, we applied a Gaussian filter with  $\sigma = 1$  km to the DEM itself to resemble the coverage of a pulse-limited footprint. Hence, instead of the closest window average, we can simply search for the closest cell in the smoothed grid, which we use as the coarse POCA loca-

tion. In order to achieve a subgrid POCA location, we fit a bi-quadratic function to the satellite-to-surface distance within a  $3 \times 3$  grid cell environment around the coarse POCA grid cell and determine the POCA according to this function.

The retracking of the return signal waveform is another important component in the processing of RA data over ice sheets (Bamber, 1994). Functional fit approaches (e.g., Martin et al., 1983; Davis, 1992; Legrésy et al., 2005; Wingham et al., 2006b) are well established and allow the interpretation of the obtained waveform shape parameters with respect to surface and subsurface characteristics (e.g., Lacroix et al., 2008; Nilsson et al., 2015). However, the alternative approach of threshold retrackers has proven to be more precise in terms of repeatability (Davis, 1997; Nilsson et al., 2016; Schröder et al., 2017). A very robust variant is called ICE-1, using the “offset center of gravity” (OCOG) amplitude (Wingham et al., 1986). Compared to the waveform maximum, the OCOG amplitude is significantly less affected by noise (Bamber, 1994). Davis (1997) compared different retrackers and showed that a threshold-based retracker produces remarkably higher-precision results (especially with a low threshold as 10 %), compared to functional-fit-based results. We implemented three threshold levels (10 %, 20 % and 50 %) for the OCOG amplitude, which allowed us to analyze the influence of the choice of this level, similar to Davis (1997).

In addition to PLRA, we also use the SARIn mode data of CryoSat-2, reprocessed by Helm et al. (2014). The difference with respect to the processing by ESA mainly consisted of a refined determination of the interferometric phase and of the application of a threshold retracker.

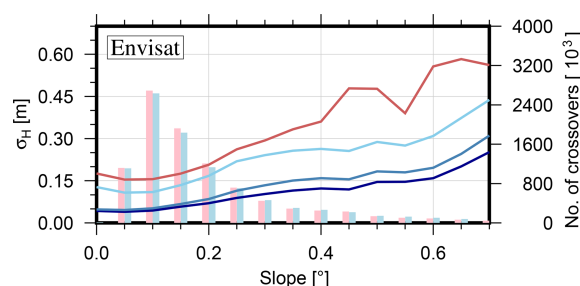
## 2.3 Accuracy and precision

The accuracy of RA-derived ice surface elevation measurements has been assessed previously by a crossover comparison with independent validation data such as the ICESat laser observations (Brenner et al., 2007), airborne lidar (Nilsson et al., 2016) and ground-based GNSS profiles (Schröder et al., 2017). Besides the offset due to snowpack penetration and instrumental calibration over flat terrain, these assessments revealed that, with increasingly rough surface topography, the RA measurements show systematically higher elevations than the validation data. These topography-related

offsets can be explained by the fact that for surfaces that undulate within the  $\sim 20$  km beam-limited footprint, the radar measurements tend to refer to local topographic maxima (the POCA), while the validation data from ground-based GNSS profiles or ICESat-based profiles represent the full topography. The standard deviation of differences between RA data and validation data contains information about the measurement noise but is additionally influenced by the significantly different sampling of a rough surface as well. While over flat terrain, this standard deviation is below 50 cm for most satellite altimeter data sets, it can reach 10 m and more in coastal regions. However, both types of error relate to the different sampling of topography of the respective observation techniques. An elevation change, detected from within the same technique, is not influenced by these effects. Hence, with respect to elevation changes, not the accuracy but the precision (i.e., the repeatability) has to be considered.

This precision can be studied using intra-mission crossovers between ascending and descending profiles. Here, the precision of a single measurement is obtained by  $\sigma_H = |\Delta H|/\sqrt{2}$  as two profiles contribute to this difference. To reduce the influence of significant real surface elevation changes between the two passes, we only consider crossovers with a time difference of less than 31 days. In stronger inclined topography, the precision of the slope correction dominates the measurement error (Bamber, 1994). Hence, to provide meaningful results, the surface slope needs to be taken into consideration. We calculate the slope from the CryoSat-2 DEM (Helm et al., 2014). The absence of slope-related effects on flat terrain allows for the study of the influence of the retracker (denoted as noise here). With increasing slope, the additional error due to topographic effects can be identified.

A comparison of the crossover errors of our reprocessed data and of the standard products shows significant improvements achieved by our reprocessing. Figure 2 shows this comparison for Envisat (similar plots for each data set can be found in Fig. S1), binned into groups of  $0.05^\circ$  of specific surface slope. The results for a flat topography show that a 10 % threshold provides the highest precision, which confirms the findings of Davis (1997). For higher slopes, we see that our refined slope correction also contributed to a major improvement. A constant noise level  $\sigma_{\text{noise}}$  and a quadratic, slope-related term  $\sigma_{\text{slope}}$  have been fitted to the data according to  $\sigma_H = \sigma_{\text{noise}} + \sigma_{\text{slope}} \cdot s^2$ , where  $s$  is in the unit of degrees. The results in Table 1 show that for each of the PLRA data sets of ERS-1, ERS-2 and Envisat, the measurement noise could be reduced by more than 50 % compared to the ESA product which uses the functional fit retracker ICE-2 (Legrésy and Rémy, 1997). With respect to the CryoSat-2 standard retracker (Wingham et al., 2006a), the improvement is even larger. Improvements are also significant for the slope-related component. For the example of Envisat and a slope of  $1^\circ$ , the slope-related component is 1.03 m for the ESA product and only 0.37 m for the reprocessed data. The advanced interferometric processing of the SARIn data achieved similar im-



**Figure 2.** Precision of different processing versions of Envisat measurements from near-time (< 31 days) crossovers, binned against slope. Red curve: ESA version with ICE-2 retracker and relocated by mean surface slope. Light, medium and dark blue curves: data reprocessed in this study with 50 %-, 20 %- and 10 %-threshold retracker, relocated using the refined method. Vertical bars: number of crossovers for the ESA (red) and our 10 % threshold retracked data (blue).

**Table 1.** Noise level and slope-related component ( $s$  in degrees) of the measurement precision, fitted to near-time crossovers (unit: m) of the data from the respective data center and our reprocessed data (with a 10 % threshold retracker applied).

Data set	Data center	Reprocessed
Seasat	$0.21 + 1.91s^2$	$0.25 + 0.70s^2$
Geosat	$0.17 + 0.86s^2$	$0.18 + 1.16s^2$
ERS-1 (ocean)	$0.25 + 0.90s^2$	$0.09 + 0.18s^2$
ERS-1 (ice)	$0.36 + 2.37s^2$	$0.17 + 0.57s^2$
ERS-2 (ocean)	$0.23 + 0.75s^2$	$0.07 + 0.14s^2$
ERS-2 (ice)	$0.38 + 2.57s^2$	$0.15 + 0.53s^2$
Envisat	$0.17 + 1.03s^2$	$0.05 + 0.37s^2$
ICESat	$0.05 + 0.25s^2$	
CryoSat-2 (LRM)	$0.18 + 2.46s^2$	$0.03 + 1.06s^2$
CryoSat-2 (SARIn)	$0.38 + 2.01s^2$	$0.11 + 0.79s^2$

Note that the slope-dependent component is weakly determined for data sets with poor tracking in rugged terrain such as Seasat, Geosat or the ERS ocean mode and for the LRM mode of CryoSat-2.

provements. For the two early missions Seasat and Geosat, the crossover error of our reprocessed profiles is similar to that of the original data set from GSFC. However, the number of crossover points is significantly increased, especially for Geosat (see Fig. S1). This means that our reprocessing obtained reliable data where the GSFC processor rejected the measurements.

In addition to measurement noise, reflected in the crossover differences, a consistent pattern of offsets between ascending and descending tracks has been observed previously (A–D bias; Legrésy et al., 1999; Arthern et al., 2001). Legrésy et al. (1999) interpret this pattern as an effect of the interaction of the linearly polarized radar signal with wind-induced surface structures, while Arthern et al. (2001) attribute the differences to anisotropy within the snowpack. Helm et al. (2014) showed that a low threshold retracker sig-

nificantly reduces the A–D bias. We observe a similar major reduction (from  $\pm 1$  m in some regions for a functional fit retracker to  $\pm 15$  cm when using a 10 % threshold; see Fig. S2). The remaining bias is not larger, in its order of magnitude, than the respective noise. Moreover, near the ice sheet margins, the determination of meaningful A–D biases is complicated by the broad statistical distribution of A–D differences and the difficulty of discriminating outliers. We therefore do not apply a systematic A–D bias as a correction but rather include its effect in the uncertainty estimate of our final result.

### 3 Multi-mission SEC time series

#### 3.1 Repeat-track parameter fit

We obtain elevation time series following the repeat-track approach, similar to Legrésy et al. (2006) and Flament and Rémy (2012). As the orbits of the missions used here have different repeat-track patterns, instead of along-track boxes we perform our fit on a regular grid with 1 km spacing (as in Helm et al., 2014). For each grid cell we analyze all elevation measurements  $h_i$  within a radius of 1 km around the grid cell center. This size seems reasonable as for a usual along-track spacing of about 350 m for PLRA (Rémy and Parouty, 2009), each track will have up to five measurements within the radius. Due to the size of the pulse-limited footprint, a smaller search radius would contain only PLRA measurements with very redundant topographic information and thus would not be suitable to fit a reliable correction for the topography. As specified in Eq. (1), the parameters contain a linear trend ( $dh/dt$ ), a planar topography ( $a_0, a_1, a_2$ ) and a regression coefficient (dBS) for the anomaly of backscattered power ( $bs_i - \overline{bs}$ ) to account for variations in the penetration depth of the radar signal.

For a single mission, the parameters are adjusted according to the following model:

$$h_i = dh/dt(t_i - t_0) + a_0 + a_1x_i + a_2y_i + \text{dBS}(bs_i - \overline{bs}) + \text{res}_i. \quad (1)$$

Here,  $t_i$  denotes the time of the observation. The reference epoch  $t_0$  is set to 09/2010.  $x_i$  and  $y_i$  are the polar stereographic coordinates of the measurement location, reduced by the coordinates of the cell's center. The residual  $\text{res}_i$  describes the misfit between the observation and the estimated parameters.

To account for varying penetration depths due to variations in the electromagnetic properties of the ice sheet surface, different approaches exist. Wingham et al. (1998), Davis and Ferguson (2004), McMillan et al. (2014) and Zwally et al. (2015) apply a linear regression using the backscattered power. Flament and Rémy (2012), Michel et al. (2014)

and Simonsen and Sørensen (2017) use two additional waveform shape parameters, obtained from functional fit retracker. Nilsson et al. (2016) showed that a low threshold retracker mitigates the need for a complex waveform shape correction. Hence, we decided to use a solely backscatter-related correction.

Besides the parameters in Eq. (1), McMillan et al. (2014) and Simonsen and Sørensen (2017) estimate an additional orbit-direction-related parameter to account for A–D biases. In Sect. 2.3 we showed that these biases are significantly reduced due to reprocessing with a low threshold retracker. A further reduction of possible remaining artifacts of A–D biases is achieved by smoothing in the merging step in Sect. 3.3.3. The weighted averaging of the results over a diameter of 60 km leads to a balanced ratio of ascending and descending tracks. Our choices concerning the correction for local topography, time-variable penetration effects and A–D biases were guided by the principle of preferring the simplest viable model in order to keep the number of parameters small compared to the number of observations.

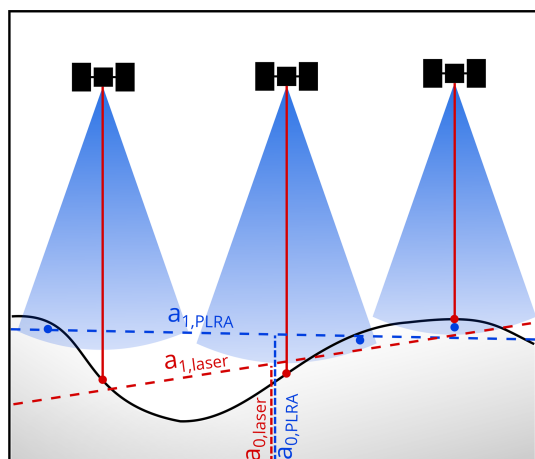
In contrast to this single mission approach, here we perform a combined processing of all data from different missions and even different altimeter techniques. Thus, some of the parameters may vary between the data sets. To allow for offsets between the missions, the elevation at the cell center  $a_0$  is fitted for each mission individually. The same applies to dBs, which might relate to specific characteristics of a mission as well. For Seasat, covering less than 100 days, this parameter is not estimated, as we assume that during the mission lifetime no significant changes occurred. For ICESat, dBs is not estimated either, as signal penetration is negligible for the laser measurements.

Between different observation techniques (i.e., PLRA, SARIn and laser altimetry), the effective surface slope may also differ. Considering the specific footprint sizes and shapes, the topography is sampled in a completely different way as illustrated in Fig. 3. While PLRA refers to the closest location anywhere within the  $\sim 20$  km beam-limited footprint (i.e., the POCA), CryoSat's SARIn measurement can be attributed within the narrow Doppler stripe in the cross-track direction. For ICESat the  $\sim 70$  m laser spot allows a much better sampling of local depressions. Hence, the slope parameters  $a_1$  and  $a_2$  are estimated for each of the techniques independently.

Considering these sensor-specific differences, the model for the least squares adjustment in Eq. (1) is extended for multi-mission processing to

$$h_i = dh/dt(t_i - t_0) + a_{0,M(i)} + a_{1,T(i)}x_i + a_{2,T(i)}y_i + \text{dBS}_{M(i)}(bs_i - \overline{bs}_{M(i)}) + \text{res}_i, \quad (2)$$

where  $M(i)$  and  $T(i)$  denote to which mission or technique the measurement  $h_i$  belongs.



**Figure 3.** Illustration of the technique-dependent topographic sampling. The laser (red) measures the surface elevation in the nadir of the instrument, while for radar altimetry (blue) the first return signal originates from the POCA (marked by the blue point). Hence, planar surface approximations to the measured heights (dashed lines) as in Eq. (2) are intrinsically different for the different techniques.

We define a priori weights for the measurements  $h_i$  based on the precision of the respective mission and mode from crossover analysis (Table 1) and depending on the surface slope at the measurement location. This means that in regions with a more distinctive topography, ICESat measurements (with a comparatively low slope-dependent error component) will obtain stronger weights, compared to PLRA as Envisat. Over regions of flat topography, such as the interior of East Antarctica, the weights between PLRA and ICESat are comparable.

In order to remove outliers from the data and the results we apply different outlier filters. After the multi-mission fit, we screen the standardized residuals (Baarda, 1968) to exclude any  $res_i$  that exceed 5 times its a posteriori uncertainty. We iteratively repeat the parameter fit until no more outliers are found. Furthermore, in order to exclude remaining unrealistic results from further processing, we filter our repeat-track cells and reject any results where we obtain an absolute elevation change rate  $|dh/dt|$  which is larger than  $20 \text{ m yr}^{-1}$  or where the standard deviation of this rate is higher than  $0.5 \text{ m yr}^{-1}$ .

### 3.2 Single-mission time series

After fitting all parameters according to the multi-mission model (Eq. 2), we regain elevation time series by recombining the parameters  $a_0$  and  $dh/dt$  with monthly averages of the residuals ( $\overline{res}$ ). For each month  $j$  and each mission  $M$ , the time series are constructed as

$$h_{j,M} = a_{0,M} + dh/dt(t_j - t_0) + \overline{res}_{j,M}. \quad (3)$$

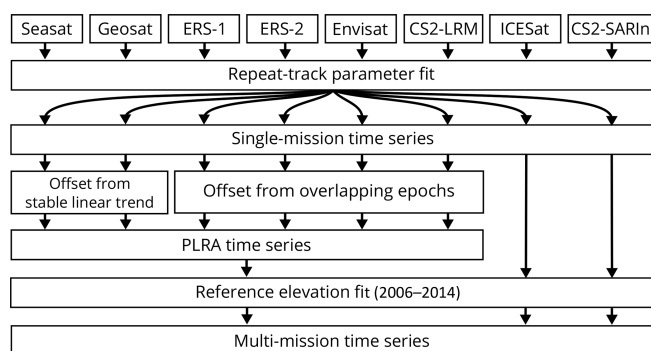
This recombination of parameters from Eq. (2) and averages of residuals does not include the parameters of topography slope and backscatter regression. Hence, each time series of  $h_{j,M}$  relates to the cell center and is corrected for time-variable penetration effects. Due to the reference elevation  $a_{0,M}$ , which may also contain the inter-mission offset, the penetration depth and a component of the topography sampling within the cell, this results in individual time series for each single mission. A schematic illustration of the results of this step is given in Fig. 5a. The temporal resolution of these time series is defined by using monthly averages of the residuals. With typical repeat-cycle periods of 35 days or more, these  $\overline{res}$  typically represent the anomalies of a single satellite pass towards all parameters including the linear rate of elevation change. The standard deviation of the residuals in these monthly averages is used as uncertainty measure for  $h_{j,M}$  (see Sect. S3.1 for further details).

### 3.3 Combination of the single-mission time series

In order to merge data from different missions into a joint time series, inter-mission offsets have to be determined and eliminated. In the ERS reprocessing project (Brockley et al., 2017), mean offsets between the ERS missions and Envisat have been determined and applied to the elevation data. However, for ice sheet studies inter-satellite offsets are found to be regionally varying (Zwally et al., 2005; Thomas et al., 2008; Khvorostovsky, 2012). When merging data from different observation techniques (PLRA, SARIn and laser) the calibration gets even more challenging. We chose an approach in different steps which is depicted in Figs. 4 and 5. The following section gives an overview and explains the different steps to merge the single mission time series. A detailed description of the parameters used in each step can be found in the Supplement.

#### 3.3.1 Merging PLRA time series

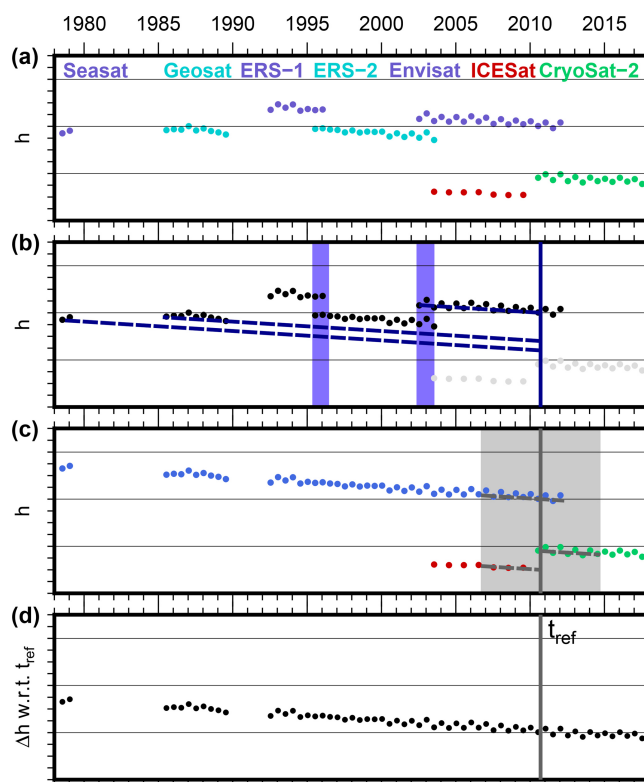
In the first step, we merge the PLRA time series. For these missions the topographic sampling by the instruments is similar and thus the offsets are valid over larger regions. For overlapping missions (ERS-1, ERS-2, Envisat, CryoSat-2 LRM) the offsets are calculated from simultaneous epochs (blue area in Fig. 5b), as performed by Wingham et al. (1998) or Paolo et al. (2016). Smoothed grids of these offsets are generated, summed up if necessary to make all data sets comparable with Envisat (see Fig. S4) and applied to the respective missions. For the ERS missions, we find significant differences in the offsets for ice and ocean mode; hence, we determine separate offsets for each mode. Comparing our maps with similar maps of offsets between ERS-2 (ice mode) and Envisat shown by Frappart et al. (2016) reveals that the spatial pattern agrees very well, but we find significantly smaller amplitudes. We interpret this as a reduced influence of volume scattering due to our low retracking threshold. In ac-



**Figure 4.** Schematic diagram of the processing steps from the combined repeat-track parameter fit over single-mission time series towards a combined multi-mission time series.

cordance with Zwally et al. (2005), we did not find an appropriate functional relationship between the offset and the waveform parameters.

To calibrate Geosat and Seasat, a gap of several years without observations has to be bridged. As depicted by the dashed blue lines in Fig. 5b, we do this using the trend-corrected reference elevations  $a_{0,M}$  from the joint fit in Eq. (2). This, however, can only be done if the rate is sufficiently stable over the whole period. Therefore, we use two criteria. First, we check the standard deviation of the fit of  $dh/dt$ . This  $\sigma_{dh/dt}$  indicates the consistency of the observations towards a linear rate during the observational period. However, anomalies during the temporal gaps between the missions (i.e., 1978–1985 and 1989–1992) cannot be detected in this way. Therefore, we further utilize a firm densification model (FDM; Ligtenberg et al., 2011; van Wessem et al., 2018). This model describes the anomalies in elevation due to atmospheric processes against the long-term mean. The root mean square (rms) of the FDM time series is hence a good measure for the magnitude of the nonlinear variations in surface elevation. Consequently, only cells where  $\sigma_{dh/dt} < 1 \text{ cm yr}^{-1}$  and  $\text{rms}_{\text{FDM}} < 20 \text{ cm}$ , indicating a highly linear rate, are used to calibrate the two historic missions. Maps of the offsets with respect to Envisat are shown in Fig. S5. The FDM criterion is not able to detect changes in ice dynamics. However, as regions where both stability criteria are fulfilled are mainly found on the plateau where flow velocity is below  $30 \text{ m yr}^{-1}$  (Rignot et al., 2017), we expect no significant nonlinear elevation changes due to ice flow. The mean of the offsets over all cells amounts to  $-0.86 \text{ m}$  for Seasat and  $-0.73 \text{ m}$  for Geosat. The corresponding standard deviations of 0.85 and 0.61 m are mainly a result of the regional pattern of the offsets. The true offsets are likely to have spatial variations. However, we are not able to distinguish spatial variations of the offset from residual effects of temporal height variations in the regions meeting the stability criterion. In the regions not meeting this criterion, we are not able to estimate the spatial variations of the offset at all. Therefore,



**Figure 5.** Schematic illustration of the combination of the missions. (a) Single-mission time series of PLRA missions (blue and cyan), CryoSat-2 in SARIn mode (green) and the laser altimetry measurements of ICESat (red) with inter-mission offsets. (b) Offsets between the PLRA data are determined from overlapping epochs (blue area) or trend-corrected elevation differences (according to Eq. 2) where  $dh/dt$  is sufficiently stable. (c) The specific offset between PLRA, SARIn and laser data depends on the sampling of the topography within each single cell. These different techniques are aligned by reducing each elevation time series by the specific elevation at the reference epoch  $t_{\text{ref}}$ . Due to possible nonlinear surface elevation changes, this reference elevation is obtained from an 8-year interval only (gray area). (d) The combined multi-mission time series contains SECs with respect to  $t_{\text{ref}}$ .

our final estimate of the offset, applied to the measurements, is a constant, calculated as the average offset over the regions meeting the stability criterion. The spatial variability not accounted for by the applied offset is included, instead, in the assessed uncertainty. Our bias between Seasat and Envisat ( $-0.86 \pm 0.85 \text{ m}$ ) agrees within uncertainties with the ocean-based bias of  $-0.77 \text{ m}$  used by Fricker and Padman (2012). However, we prefer the offset determined over the ice sheet because this kind of offset may depend on the reflecting medium (see Sect. S3.2.2 for a more detailed discussion).

With the help of these offsets, all PLRA missions were corrected towards the chosen reference mission Envisat. Uncertainty estimates of the offsets are applied to the respective time series to account for the additional uncertainty. Hence,

the PLRA time series are combined (blue in Fig. 5c with additional CryoSat-2 LRM mode where available). At epochs when more than one data set exists, we apply weighted averaging using the uncertainty estimates.

### 3.3.2 Technique-specific surface elevation changes

In contrast to the PLRA data in the previous step, when merging data from different observation techniques such as CryoSat's SARIn mode, ICESat's laser observations and PLRA, the different sampling of topography also has to be considered. As noted in Sect. 3.1, this might lead to completely different surfaces fitted to each type of elevation measurement and the time series need to be calibrated for each cell individually. However, not all cells have valid observations of each data set. Therefore, instead of calibrating the techniques against each other, we reduce each time series by their elevation at a common reference epoch and hence obtain time series of surface elevation changes (SEC) with respect to this reference epoch instead of absolute elevation time series. This step eliminates offsets due to differences in firn penetration or due to the system calibration between the techniques as well.

We chose September 2010 (09/2010) as the reference epoch. This epoch is covered by the observational periods of PLRA and CryoSat SARIn and also is exactly 1 year after the last observations of ICESat, which reduces the influence of an annual cycle. As discussed in Sect. 3.3.1, nonlinear elevation changes will adulterate  $a_0$  from Eq. (2), obtained over the full time span. Therefore, we applied another linear fit to a limited time interval of 8 years only (September 2006–September 2014, gray area in Fig. 5c). We subtract the variation of the FDM over this period to account for short-term variations. The limited time interval reduces the influence of changes in ice dynamics. We estimate the individual reference elevations  $a_{0,T}$  for each technique  $T$  and a joint  $dh/dt$ . After subtracting the technique-specific reference elevations  $a_{0,T}$  from the respective time series, they all refer to 09/2010 and can be combined.

### 3.3.3 Merging different techniques

We perform the final combination of the techniques using a weighted spatiotemporal averaging with 10 km  $\sigma$  Gaussian weights in the spatial domain (up to a radius of  $3\sigma = 30$  km) and over 3 epochs (i.e., including the two consecutive epochs) in the temporal domain. Hence, we obtain grids of surface elevation change (SEC) with respect to 09/2010 for each month observed. Due to the smoothing of the weighting function, we reduce our spatial SEC grid resolution to 10 km  $\times$  10 km. The respective uncertainties are calculated according to the error propagation. To avoid extrapolation and to limit this merging step to the observed area only, we calculate a value for an epoch in the 10 km  $\times$  10 km grid cells only if we have data within 20 km around the cell center

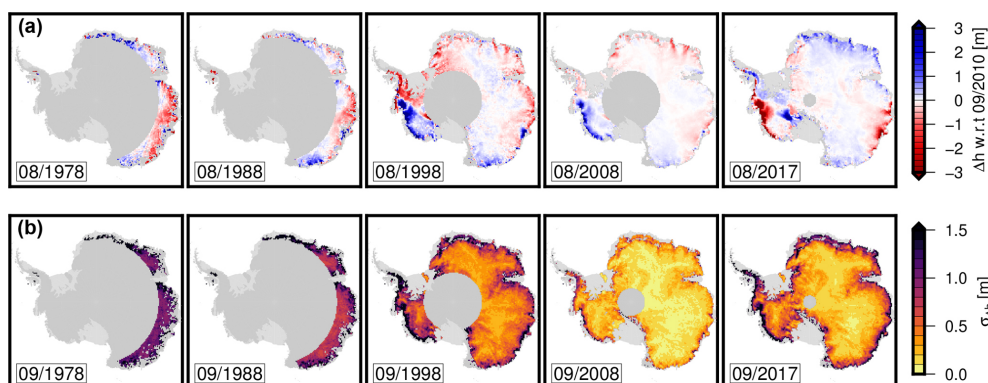
(which is about the size of a beam-limited radar footprint). The five examples in Fig. 6 demonstrate the spatiotemporal coverage of the resulting SEC grids at different epochs. The corresponding uncertainty estimates, given in Fig. 6b (further details in the Supplement), reach values of 1 m and more. Besides the measurement noise and the uncertainties of the offsets, these uncertainty estimates contain a further component from the weighted averaging. In regions with large variations in  $\Delta h$  over relatively short spatial scales (such as at fast-flowing outlet glaciers), such variations can add a significant contribution to  $\sigma_{\Delta h}$ . As the magnitude of  $\Delta h$  grows with the temporal distance to the reference epoch, the largest contributions to  $\sigma_{\Delta h}$  can be expected for the earliest epochs. This also explains why the epoch 09/2008 provides the lowest uncertainty estimate in these examples, even lower than the CryoSat-2-based epoch 09/2017.

## 4 Comparison of SEC with independent data

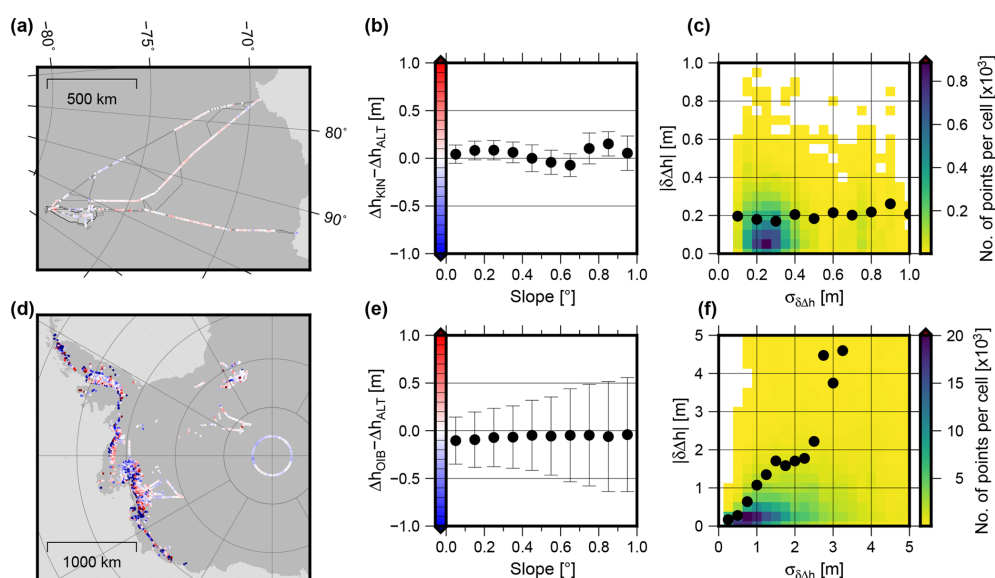
### 4.1 In situ and airborne observations

To validate our results, we used inter-profile crossover differences of 19 kinematic GNSS profiles (available for download from Schröder et al., 2016) and elevation differences from Operation IceBridge (OIB ATM L4; Studinger, 2014). The ground-based GNSS profiles were observed between 2001 and 2015 on traverse vehicles of the Russian Antarctic Expedition and most of them covered more than 1000 km. The accuracy of these profiles has been determined in Schröder et al. (2017) to 4–9 cm. One profile (K08C) has not been used due to poorly determined antenna height offsets. For each crossover difference between kinematic profiles from different years, we compare the differences of the corresponding altimetric SEC epochs in this location ( $\delta\Delta h = \Delta h_{\text{KIN}} - \Delta h_{\text{ALT}}$ ). The same analysis has been performed with the elevation changes obtained from differences of measurements of the scanning laser altimeter (Airborne Topographic Mapper, ATM) of OIB. As described by Studinger (2014), the Level 4  $\Delta h$  product is obtained by comparing planes fitted to the laser scanner point clouds. The flights, carried out between 2002 and 2016, were strongly concentrated along the outlet glaciers of West Antarctica and the Antarctic Peninsula. Hence, they cover much more rugged terrain, which is more challenging for satellite altimetry. Over the tributaries of the Amundsen Sea glaciers and along the polar gap of ICESat, some repeated measurements have also been performed over flat terrain. The accuracy of these airborne measurements has been validated, e.g., near summit station in Greenland. Brunt et al. (2017) used ground-based GNSS profiles of snowmobiles for this task and obtained offsets on the order of only a few centimeters and standard deviations between 4 and 9 cm.

Figure 7a and d show the results of our validation (more detailed maps for several regions at Fig. S6). A satellite cal-



**Figure 6.** Five example snapshots of the resulting combined surface elevation time series (a) and their corresponding uncertainty (b). The height differences refer to our reference epoch 09/2010.



**Figure 7.** Validation with elevation differences observed by kinematic GNSS between 2001 and 2015 (a, b, c) and Operation IceBridge between 2002 and 2016 (d, e, f). Differences between elevation changes observed by the validation data and altimetry are shown in the maps (a, d, color scale in panels b and e). Median and MAD of these differences, binned by different surface slope, are shown in the center (b, e). The right diagrams (c, f) show the comparison of these differences with the respective uncertainty estimate, obtained from both data sets. The point density is plotted from yellow to blue and the black dots show the root mean square, binned against the estimated uncertainty.

ibration error would lead to systematic biases between the observed elevation differences if  $\Delta h_{\text{ALT}}$  is obtained from data of two different missions. However, such biases may also be caused by systematic errors in the validation data. Furthermore, in contrast to the calibration data, the RA measurements may systematically miss some of the most rapid changes if those are located in local depressions (Thomas et al., 2008). With an overall median difference of  $6 \pm 10$  cm for the GNSS profiles and  $-9 \pm 42$  cm for OIB, however, the observed elevation changes show only moderate systematic effects and agree within their error bars. The median absolute deviation (MAD) for different specific surface slopes (Fig. 7b and e) reveals the influence of topography in this validation. The GNSS profiles show only a very small increase of this

variation with slope. The IceBridge data cover the margins of many West Antarctic glaciers, where elevation changes differ over relatively short distances. Hence, it is not surprising that we see a significantly larger spread of  $\delta\Delta h$  at higher slopes here. However, in the less inclined regions, the MAD of the differences is still at a level of 25 cm, which is significantly larger than in the comparison with the GNSS profiles. This large spread for regions with low slopes originates mainly from the tributaries of Pine Island Glacier, where many campaigns of OIB are focused (see Figs. 7d and S6d for details). While still relatively flat, the surface elevation in this area is comparatively low, which leads to a stronger influence of precipitation (Fyke et al., 2017). This induces higher short-term variations in surface elevation, which might explain the

higher differences between the IceBridge results and our 3-month temporally smoothed altimetry data. In contrast, the differences around the South Pole or in Queen Elizabeth Land (see also Fig. S6c) are significantly smaller. For the 2016 campaign of OIB, Brunt et al. (2018) furthermore report a spurious elevation variation of 10 to 15 cm across the wide-scan ATM swath, which indicates a bias in the instrumental tilt angle. This could explain the systematic differences along the 88° S circle profiles where this campaign is involved.

The observed  $\delta\Delta h$  can further be used to evaluate the uncertainty estimates. In Fig. 7c and f, the uncertainty estimates of the four contributing data sets are combined and compared to the observed differences. The comparison with both validation data sets supports the conclusion that the uncertainty estimates are reasonable. For  $\Delta h_{\text{ALT}}$  we expect higher errors in coastal regions due to the increased uncertainty of the topographic correction in radar altimetry. A similar relation to topography is expected for  $\Delta h_{\text{OIB}}$  due to the plane fit to the ATM point cloud, but surface roughness and crevassing also play an important role here. In contrast, the errors of the GNSS-derived  $\Delta h_{\text{KIN}}$  are almost independent of topography. Instead,  $\Delta h_{\text{KIN}}$  tends to be more uncertain on the plateau, where the soft snow causes large variations of the subsidence of the vehicles into the upper firn layers. The relatively low differences in  $\delta\Delta h$ , even in regions that imply a higher uncertainty, are likely just incidental for the small sample of validation data along the GNSS profiles.

In conclusion, this validation shows that remaining systematic biases (originating from satellite altimetry or the validation data) are less than a decimeter in the observed regions and that our uncertainty estimate is realistic. However, only altimetric SEC within the interval 2001–2016 can be validated in this way. For the earlier missions, no spatially extensive high-precision in situ data are publicly available.

## 4.2 Firn model

Another data set, which covers almost the identical spatial and temporal range as the altimetric data, is the IMAU Firn Densification Model (FDM; Ligtenberg et al., 2011), forced at the upper boundary by the accumulation and temperature of the Regional Atmospheric Climate Model, version 2.3p2 (van Wessem et al., 2018). The IMAU-FDM has been updated to the period 1979–2016, modeling the firn properties and the related surface elevation changes on a 27 km grid. However, as the FDM contains elevation anomalies only, any long-term elevation trend over 1979–2016, e.g., due to changes in precipitation on longer timescales (for example those observed in some regions of West Antarctica; Thomas et al., 2015) would not be included in the model. Furthermore, due to the nature of the model, it cannot give information about ice dynamic thinning and thickening. Hence, to compare the FDM and the SEC from altimetry, we first remove a linear trend from both data sets. This is performed

for the period 1992–2016 (depicted in Fig. S7). The trends are only calculated from epochs where both data sets have data; i.e., in the polar gap this comparison is limited to 2003–2016 or 2010–2016, depending on the first altimetry mission providing data here. After the detrending, the anomalies are used to calculate correlation coefficients for each cell, depicted in Fig. 8a. Figure 8b shows the average magnitude of the seasonal and interannual variations (nonlinear SEC), calculated as the rms of the anomalies from the altimetry data. Comparing the two maps shows that the correlation is around 0.5 or higher, except in regions where the magnitude of the anomalies is small (i.e., where the signal-to-noise ratio of the altimetric data is low) and where large accelerations in ice velocity are observed (such as near the grounding zone of Pine Island Glacier). The relationship between the correlation coefficient and the magnitude of the nonlinear SEC is depicted in Fig. 8c, where we see that for the vast majority of cells the correlation is positive. For anomalies with a nonlinear SEC  $> 0.5$  m, the average correlation is between 0.3 and 0.6.

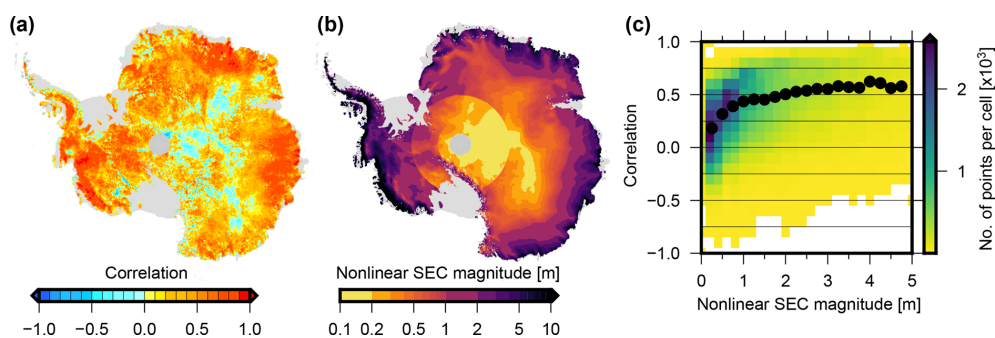
Anomalies against the simultaneously observed long-term trend (1992–2016) can also be computed for earlier epochs. Assuming no significant changes in ice dynamics here, these anomalies allow for a comparison of Geosat and Seasat with the FDM. The median difference between the anomalies according to Geosat and the anomalies according to the FDM amounts to  $0.12 \pm 0.21$  m (see Fig. S8). Considering that this difference is very sensitive to extrapolating the long-term trends, this is a remarkable agreement. With a median of  $0.26 \pm 0.32$  m, the difference between anomalies from Seasat and from the FDM is larger, but this comparison is also more vulnerable to potential errors due to the extrapolation. As the FDM starts in 1979 while Seasat operated in 1978, we compare the Seasat data with the FDM anomalies from the respective months of 1979, which might impose additional differences. Finally, the FDM model has its own inherent errors and uncertainties. Therefore, only part of the differences originate from errors in the altimetry results.

## 5 Results

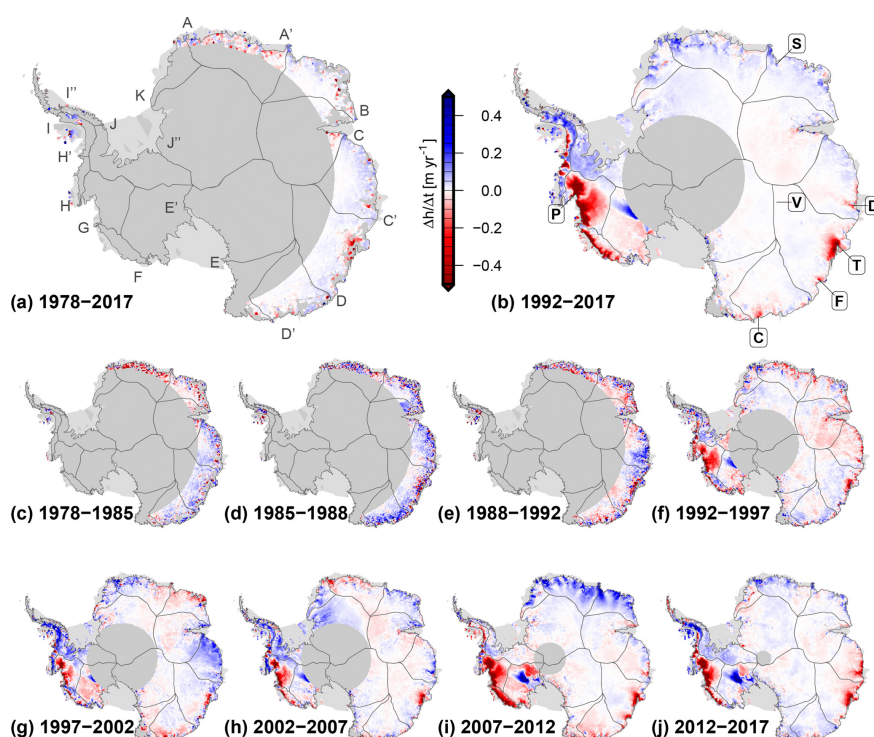
### 5.1 Surface elevation changes

The average rates of elevation change over different time intervals of our multi-mission time series are shown in Fig. 9. To calculate these rates, we first averaged the data over the first year and the last year of the interval to reduce the noise, then subtracted the respective averages from each other and finally divided these differences by their time difference in years. If one of the years does not cover the full annual cycle, we calculate the average only from the months covered in both years (July–October for 1978–2017, April–December for 1992–2017). We calculate the SEC rate from epoch differences instead of fitting a rate to all epochs because the first observations at specific latitudes start in different years,





**Figure 8.** (a) Correlation coefficient between the SEC anomalies of the altimetry grids and the FDM over 1992–2016 after detrending. (b) Average magnitude of anomalies of the altimetry time series. (c) Correlation coefficient plotted against the nonlinear SEC. The point density is color coded from yellow to blue. The black dots show the binned mean values.

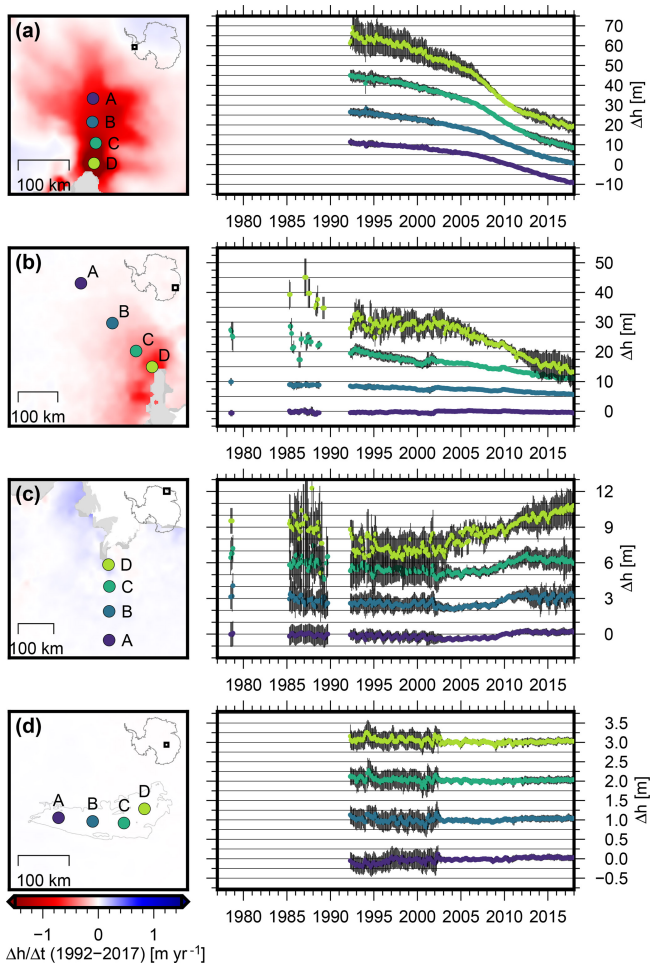


**Figure 9.** Multi-mission surface elevation change from the combined SEC time series over different time intervals. (a, b) The long-term surface elevation change between 1978 and 2017 and 1992 and 2017 for the covered area. (c–j) Elevation change over consecutive time intervals reveals the interannual variability. Thin lines mark the drainage basin outlines, denoted in panel (a). Bold letters in boxes in panel (b) denote areas mentioned in the text and in Fig. 10.

the observations have different precisions and the large gap between 1978 and 1985 is not covered by observations at all. These three points would lead to a bias towards the later epochs in a fit, so that the rates would not be representative for the true average elevation change over the full interval.

The long-term elevation changes over 25 years (Fig. 9b) show the well known thinning in the Amundsen Sea Embayment and at Totten Glacier, as well as the thickening of Kamb Ice Stream (see, e.g., Wingham et al., 2006b; Flament and Rémy, 2012; Helm et al., 2014). In contrast,

60 % of East Antarctica north of  $81.5^\circ$  S shows surface elevation changes of less than  $\pm 1 \text{ cm yr}^{-1}$ . Several coastal regions of the EAIS, however, show significant elevation changes. Totten Glacier (T in Fig. 9b) is thinning at an average rate of  $72 \pm 18 \text{ cm yr}^{-1}$  at the grounding line (cf. Fig. 10b). Several smaller glaciers in Wilkes Land also show a persistent thinning. We observe SEC rates of  $-26 \pm 10 \text{ cm yr}^{-1}$  at Denman Glacier (D),  $-41 \pm 19 \text{ cm yr}^{-1}$  at Frost Glacier (F) and  $-33 \pm 12 \text{ cm yr}^{-1}$  near Cook Ice Shelf (C). Rignot (2006) showed that the flow velocity of these glaciers, which are



**Figure 10.** Multi-mission SEC time series in four selected regions (a) Pine Island Glacier, (b) Totten Glacier, (c) Shirase Glacier in Dronning Maud Land and (d) Lake Vostok (marked by P, T, S and V in Fig. 9b). The time series of points B, C and D are shifted along  $\Delta h$  for better visibility and the one  $\sigma$  uncertainty range is displayed in black. The maps on the left show the elevation change rate between 1992 and 2017 as in Fig. 9b (but in a different color scale).

grounded well below sea level, was above the balance velocity for many years. Miles et al. (2018) analyzed satellite images since 1973 and found that the flow velocity of Cook Ice Shelf glaciers has significantly accelerated since then. In contrast, the western sector of the EAIS (Coats Land, Dronning Maud Land and Enderby Land; basins J'–B) shows thickening over the last 25 years at rates of up to a decimeter per year.

Comparing the long-term elevation changes over 40 years (Fig. 9a) with those over 25 years shows the limitations of the early observations, but also the additional information they provide. There were relatively few successful observations at the margins. However, for Totten and Denman glaciers, the 40-year rates at a distance of approximately 100 km inland from the grounding line are similar to the rates over the

1992–2017 interval, which indicates a persistent rate of thinning. Another benefit of our merged time series is that they allow for the calculation of rates over any subinterval, independent of mission periods as demonstrated in Fig. 9c–j. For most of the coastal regions of the AIS, these rates over different intervals reveal that there is significant interannual variation. Such large-scale fluctuations in elevation change have been previously reported by Horwath et al. (2012) and Mémin et al. (2015) for the Envisat period. Our combined multi-mission time series now allow a detailed analysis of such signals on a temporal scale of up to 40 years.

Four examples for elevation change time series in the resulting multi-mission SEC grids are shown in Fig. 10 (coordinates in Table S2). Pine Island Glacier (PIG) is located in the Amundsen Sea Embayment, which is responsible for the largest mass losses of the Antarctic Ice Sheet (e.g., McMillan et al., 2014). In East Antarctica, the largest thinning rates are observed at Totten Glacier. The region of Dronning Maud Land and Enderby Land in East Antarctica has been chosen as an example for interannual variation. Here, Boening et al. (2012) reported two extreme accumulation events in 2009 and 2011, which led to significant mass anomalies. We chose a profile at Shirase Glacier as an example for this region. In contrast to the previous locations, a very stable surface elevation has been reported for Lake Vostok (e.g., Richter et al., 2014). This stability, however, has been a controversial case recently (Zwally et al., 2015; Scambos and Shuman, 2016; Richter et al., 2016). Therefore, our results in this region shall add further evidence that pinpoints the changes there.

For Pine Island Glacier (Fig. 10a), we observe a continuous thinning over the whole observational period since 1992 (Seasat and Geosat measurements did not cover this region). Close to the grounding line (point D) the surface elevation has decreased by  $-45.8 \pm 7.8$  m since 1992, which means an average SEC rate of  $-1.80 \pm 0.31$  m yr<sup>-1</sup>. The time series reveals that this thinning was not constant over time, but accelerated significantly around 2006. The mean rate at D over 1992–2006 of  $-1.32 \pm 0.66$  m yr<sup>-1</sup> increased to  $-4.17 \pm 1.67$  m yr<sup>-1</sup> over 2007–2010. After 2010, the thinning rates near the grounding line decelerate again and for the period 2013–2017, the rate at D of  $-1.31 \pm 0.80$  m yr<sup>-1</sup> is very close to the rate preceding the acceleration. Also, at greater distances from the grounding line (B at 80 km, A at 130 km) we observe an acceleration of the prevailing rates around 2006 ( $-0.44 \pm 0.15$  m yr<sup>-1</sup> over 1992–2006,  $-1.20 \pm 0.10$  m yr<sup>-1</sup> over 2006–2017 at A). In contrast to the points near the grounding line, further inland the thinning has not decelerated so far and is still at a high level. Hence, for the most recent period (2013–2017) the elevation at all points along the 130 km of the main flow line is decreasing at very similar rates. A similar acceleration of the elevation change rate near the grounding line, followed by slowdown, is observed by Konrad et al. (2016). The onset of this acceleration coincides with the detaching of the ice shelf from a pinning point (Rignot et al., 2014). For the time after 2009, Joughin

et al. (2016) report relatively little grounding line migration, resulting in a leveling off of the ice flow velocity. This agrees with our observed slowdown of elevation changes.

For Totten Glacier in East Antarctica (Fig. 10b), we observe a clear negative SEC. This has been previously reported by several authors (e.g., Pritchard et al., 2009; Flament and Rémy, 2012; Zwally et al., 2015), but our data provide an unprecedented time span and temporal resolution, allowing for the analysis of the evolution of the elevation changes on a monthly scale over up to 40 years. At the grounding line (point D), Totten Glacier thinned by  $31.8 \pm 7.7$  m between 1987 and 2017, which results in an average SEC rate of  $-1.03 \pm 0.25$  m yr<sup>-1</sup>. Seasat could not provide successful observations at the grounding line, but the time series for point C (around 60 km inland) with a rate of  $-0.38 \pm 0.10$  m yr<sup>-1</sup> between 1978 and 2017 and for point B (150 km) with a rate of  $-0.11 \pm 0.04$  m yr<sup>-1</sup> indicate that this thinning preceded the epoch of Geosat. At point A in a distance of 280 km, we find no significant elevation change ( $0.01 \pm 0.03$  m yr<sup>-1</sup> for 1978–2017). The temporal resolution of these data allows us to analyze the change over time. While we see a significant thinning at the grounding line between 1987 and 1994 of  $16.6 \pm 9.8$  m, the elevation stabilized between 1994 and 2004 to within  $\pm 1.5$  m. After 2004, the ice at the grounding line thinned again by  $15.4 \pm 5.5$  m until 2017. Li et al. (2016) observe a similar variation in ice velocity measurements between 1989 and 2015. Combining their ice discharge estimates with surface mass balance, they obtain a relatively large mass imbalance for Totten Glacier in 1989, decreasing in the following years to a state close to equilibrium around 2000. After 2000, they observe an acceleration of ice flow, again consistent with our thinning rates. The authors attribute this high variability to variations in ocean temperature. In another study, Li et al. (2015) observe a grounding line retreat at Totten Glacier of 1 to 3 km between 1996 and 2013 using SAR interferometry. They conclude that this indicates a thinning by 12 m, which is again consistent with our results over this period ( $12.0 \pm 8.8$  m).

At Shirase Glacier in Dronning Maud Land (DML, Fig. 10c), we observe a relatively stable surface with a slightly negative change rate between 1978 and the early 2000s. The subintervals until 2002 in the elevation change maps of Fig. 9c–g confirm that this agrees with the large-scale trend in this region. After 2002, however, the rate changed significantly. Our time series show an increasing surface elevation, which is most pronounced during the time of the two significant accumulation events in 2009 and 2011 in this region (Boening et al., 2012; Lenaerts et al., 2013). At point C, the elevation changed by  $1.0 \pm 1.5$  m between 2008 and 2012. Even at point A, more than 200 km inland and at an altitude of 2500 m, the elevation increased by  $0.55 \pm 0.50$  m during this time. At point D, an abrupt elevation increase is also observed in 2003, which corresponds to another SMB anomaly (cf. Fig. 2a in Lenaerts et al., 2013).

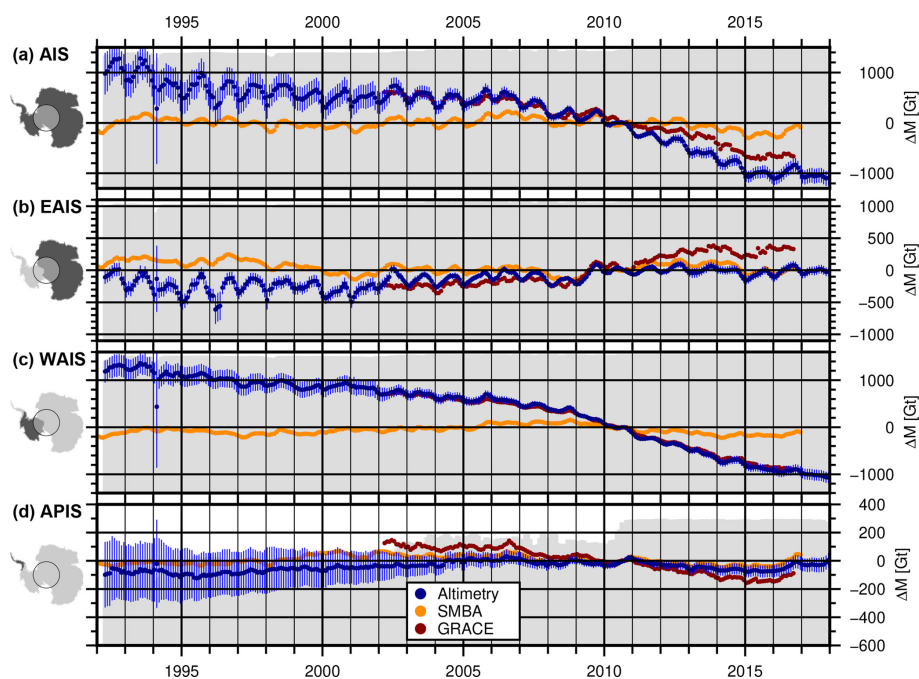
The map in Fig. 9h shows that the coastal regions of Enderby Land (basins A'–B) already experienced elevation gains before 2007. In contrast to the 2009 and 2011 events, which affected a very large region (Fig. 9i), this earlier accumulation event is significantly more localized at the coast.

In contrast to the regions discussed so far, the elevation change on the plateau of East Antarctica is very small. The time series for four different points at Lake Vostok (Fig. 10d) show rates within uncertainties and very close to zero (point A:  $5 \pm 9$  mm yr<sup>-1</sup>, B:  $-1 \pm 10$  mm yr<sup>-1</sup>, C:  $-3 \pm 9$  mm yr<sup>-1</sup>, D:  $-1 \pm 10$  mm yr<sup>-1</sup> between 1992 and 2017). The larger variations in the ERS time series are a result of the lower resolution of the waveform in the ice mode of the ERS satellites. These rates contradict the findings of Zwally et al. (2015). They report a surface elevation increase of 20 mm yr<sup>-1</sup> over Lake Vostok, which would result in an elevation increase of 0.5 m over the period 1992–2017. Our results are confirmed by ground-based static GNSS observations (Richter et al., 2008,  $0.3 \pm 4.9$  mm yr<sup>-1</sup>), kinematic GNSS profiles measured around Vostok Station using snow mobiles (Richter et al., 2014,  $1 \pm 5$  mm yr<sup>-1</sup>) and by GNSS profiles using traverse vehicles over the entire Lake Vostok region (Schröder et al., 2017,  $-1 \pm 5$  mm yr<sup>-1</sup>).

## 5.2 Ice sheet mass time series

The surface elevation time series are converted into ice mass changes in order to determine their effect on global sea level. In the first step, the SECs are corrected for uplift rates related to glacial isostatic adjustment (GIA) using coefficients from the IJ05\_R2 model (Ivins et al., 2013). This GIA model predicts an uplift of 5 mm yr<sup>-1</sup> near the Antarctic Peninsula and rates between  $-0.5$  and  $+2$  mm yr<sup>-1</sup> in East Antarctica. Furthermore, we multiplied the SEC by a scaling factor  $\alpha = 1.0205$  to account for elastic solid earth rebound effects (Groh et al., 2012). The resulting ice sheet thickness changes are multiplied by each cell's area and a density according to a firn and ice mask (McMillan et al., 2014; McMillan et al., 2016), depicted in Fig. S10, to obtain a mass change. In regions where ice dynamic processes are assumed to be dominating (e.g., in the Amundsen Sea Embayment, Kamb Ice Stream or Totten Glacier), we use a density of 917 kg m<sup>-3</sup>. Elsewhere, we apply the density of near-surface firn as modeled by Ligtenberg et al. (2011), using annual averages of accumulation, 10 m wind speed and surface temperature. We have chosen this straightforward method here, instead of using the modeled impact of the temporal variations of accumulation, melting and firn compaction on the firn layer (see, e.g., Zwally et al., 2015; Kallenberg et al., 2017) in the volume-to-mass conversion. This allows us to keep our altimetry time series independent of the modeled variations in SMB, which is a prerequisite for the interpretation of the comparison of both data sets.

We integrate our measurements over larger regions to calculate the cumulative mass anomalies for individual drainage

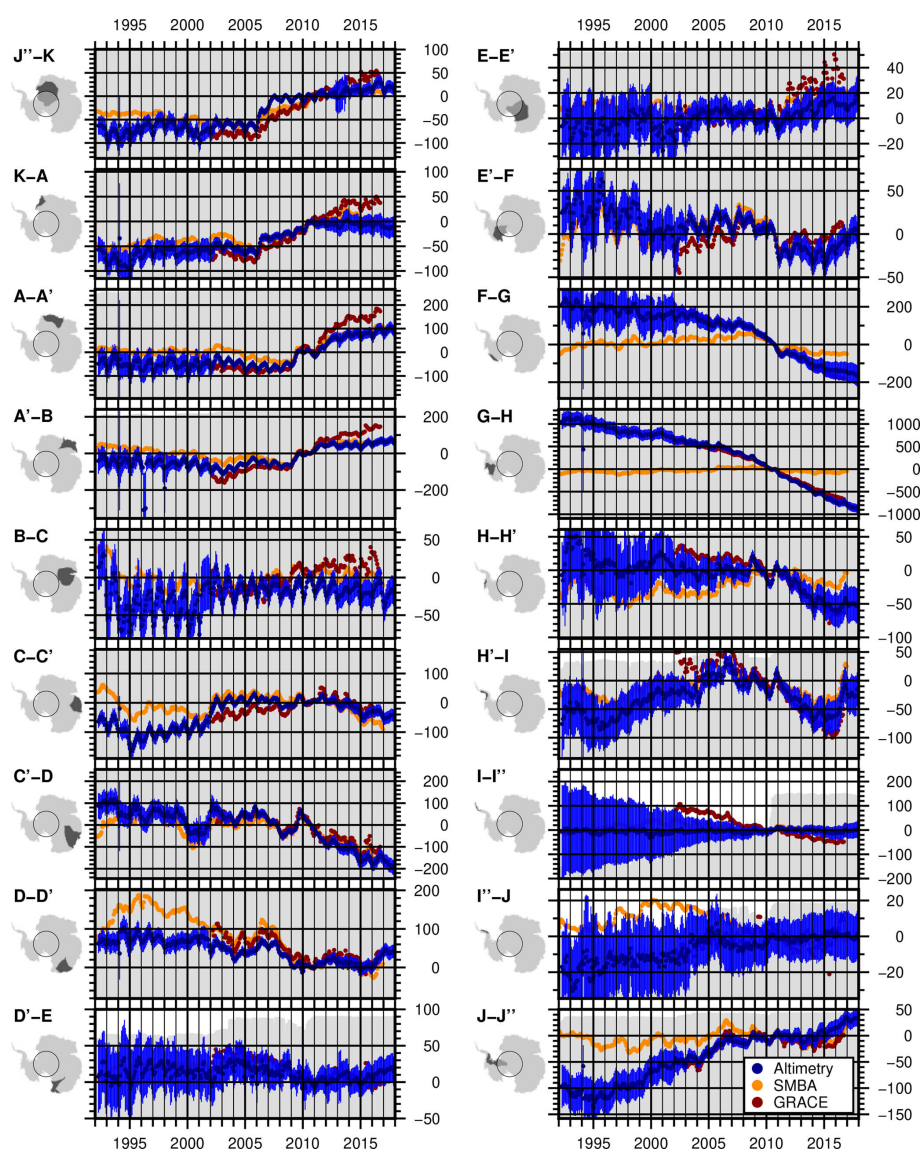


**Figure 11.** Mass change of the Antarctic Ice Sheet north of  $81.5^{\circ}$  S (a) and the three subregions (b: EAIS, c: WAIS and d: APIS) from our combined altimetric time series (blue), GRACE (red) and SMBA (orange). The error bars show the uncertainty estimate  $\sigma_{\Sigma}$  of the altimetry data according to Sect. S6.2. The gray color in the background displays the fraction of the area covered by altimetry (up to the top of the panel means 100 %).

basins and major Antarctic sectors (AIS; WAIS; EAIS; APIS). Our basin delineations are from Rignot et al. (2011), which have been updated for the second Ice Sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise (IMBIE-2; Shepherd et al., 2018). Cells that were masked out due to the predominance of rocks or that are considered unobserved after our gridding (due to the polar gap or a lack of valid observations) are not included in these sums. Uncertainty estimates are obtained by propagating the uncertainties of the SEC, the GIA and the firn density to the basin sums for each month (see Sect. S6.2 for details). To account for the lack of information due to unobserved cells, we also add a total estimate for the effect of these cells, based on trends from GRACE, to the error budget.

Figure 11a–d show time series for the entire AIS north of  $81.5^{\circ}$  S (i.e., covered by satellite altimetry since 1992), and the subregions EAIS, WAIS and the APIS. Similar time series for the single drainage basins over 1992–2017 are shown in Fig. 12. For the coastal areas of the EAIS the full time interval since 1978 is shown in Fig. 13. These 4-decade time series use data north of  $72^{\circ}$  S only and, hence, provide a nearly consistent observational coverage over the whole period. To support the interpretation and evaluate the temporal evolution, we compared the respective time series to GIA-corrected cumulated mass anomalies from satellite gravimetry (GRACE; Groh and Horwath, 2016), which are products of the ESA Climate Change Initiative (CCI) Antarctic Ice

Sheet project and are available for download at [https://data1.geo.tu-dresden.de/ais\\_gmb](https://data1.geo.tu-dresden.de/ais_gmb) (last access: 1 February 2019) and <http://cci.esa.int/data> (last access: 1 February 2019). To reduce the effect of noise in the GRACE monthly solutions and to make the data more comparable to our altimetry results, we applied a 3-month moving average to the GRACE time series. We also compare our data to time series of cumulated surface mass balance anomaly (SMBA) from RACMO2.3p2 (van Wessem et al., 2018). To obtain these anomalies, the gridded SMB rates have been reduced by a mean rate and integrated over time. Similar to the IMAU firn model, these SMBAs contain seasonal and interannual variations due to surface processes but do not include long-term changes over the full modeled period (1979–2016). The different time series show the good agreement of the techniques in resolving interannual variations. For example for the basin of Totten Glacier (C–D in Fig. 12), all techniques observe a negative mass anomaly in early 2008, followed by a significant mass gain in 2009 as previously reported by Velicogna et al. (2014) and Li et al. (2016). Between the epochs 03/2008 and 10/2009, we obtain a mass difference of  $116.6 \pm 27.0$  Gt from altimetry, 109.4 Gt from SMBA and 113.4 Gt from GRACE. The high agreement with SMBA indicates that this mass gain at Totten Glacier is caused by snow accumulation. In most of the basins, we observe a similar high agreement in the short-term variations. A good example for a total mass change signal which is constituted

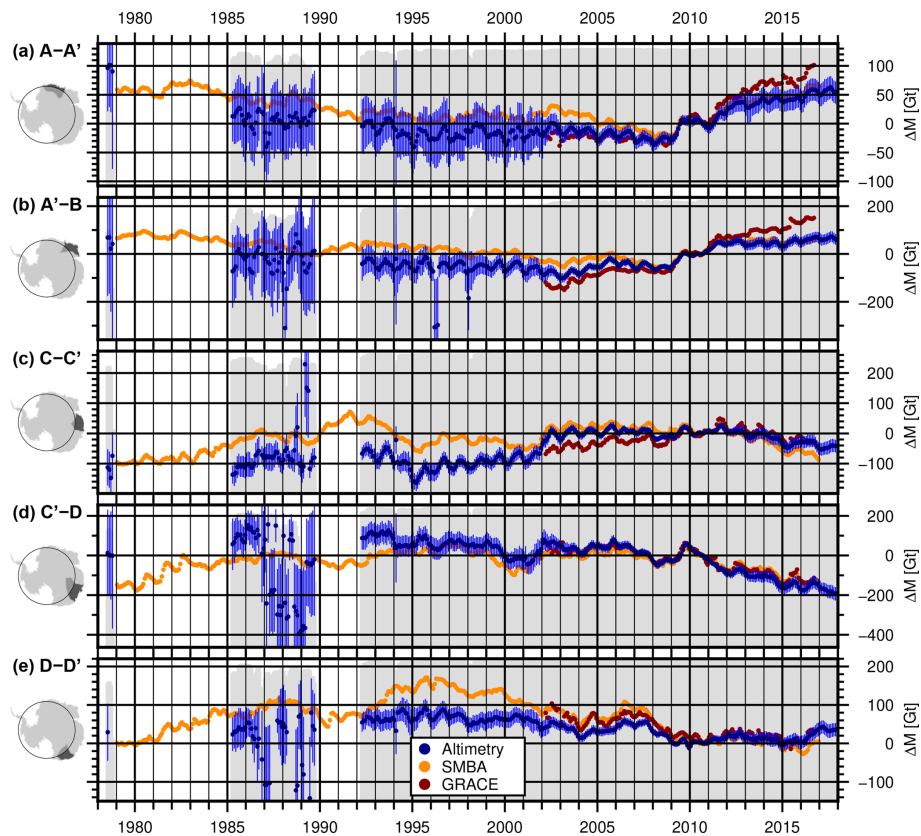


**Figure 12.** Mass change ( $\Delta M$  [Gt]) of the individual drainage basins north of  $81.5^\circ$  S from our combined altimetric time series (blue), GRACE (red) and SMBA (orange). The error bars show the uncertainty estimate  $\sigma_\Sigma$  of the altimetry data according to Sect. S6.2. The gray color in the background displays the fraction of the area covered by altimetry (the top of each panel means 100 %).

from components of SMBA and ice dynamics is the Getz and Abbot region (F–G) in West Antarctica. While all techniques observe a significant mass loss between 2009 and 2011, the SMBA does not contain the decadal trend, as observed by altimetry and GRACE. In some regions, there are also significant discrepancies between the data sets of satellite altimetry and GRACE. Inadequate sampling by radar altimetry (such as in the northern tip of the Antarctic Peninsula (I–I'') where steep regional topography and small outlet glacier size limits the recovery), leakage in the GRACE estimate between different sectors and uncertainties in the individual measurements and in the geophysical corrections might cause these differences. In George V Land (D–D'), the agreement during the GRACE period is reasonable, while the mass gain,

indicated by SMBA in the early 1990s, is not revealed by the altimetry time series.

Over the last 25 years our data indicate a clearly negative mass balance of  $-2068 \pm 377$  Gt for the AIS (Fig. 11a), which corresponds to an increase in mean sea level of  $5.7 \pm 1.0$  mm. This change is mainly a result of the mass loss in the WAIS over the last decade. In contrast, the EAIS has been very stable over our observational record ( $120 \pm 121$  Gt between 1992 and 2017). The time series of the APIS contains large uncertainties due to many unobserved cells. Mass change rates for selected regions, obtained from the differences over a specific time interval, and their uncertainties are given in Table 2. We calculated separate trends for the area north of  $72^\circ$  S, which is covered by all satellites, the area



**Figure 13.** Mass change of subregions north of  $72^{\circ}$  S for several East Antarctic drainage basins from our combined altimetric time series (blue), GRACE (red) and SMBA (orange). The error bars show the uncertainty estimate  $\sigma_{\Sigma}$  of the altimetry data according to Sect. S6.2. The gray color in the background displays the fraction of the area covered by altimetry (the top of each panel means 100 %).

north of  $81.5^{\circ}$  S, which has been covered since the launch of ERS-1, and for the total area, which has been covered since the launch of CryoSat-2, except for its 500 km polar gap. A total of 96.4 % of the cells classified as ice sheet north of  $81.5^{\circ}$  S are successfully covered by observations of ERS-1. Cells without successful observation occur mostly at the APIS, where only 61 % is covered with data.

From the overall mass loss of  $-2068 \pm 377$  Gt for the AIS ( $< 81.5^{\circ}$  S over 1992–2017) we obtain an average long-term rate of  $-84.7 \pm 15.5$  Gt yr $^{-1}$  (or a corresponding mean sea level change rate of  $0.24 \pm 0.04$  mm yr $^{-1}$ ). After 2010, this rate accelerated to  $-137 \pm 25$  Gt yr $^{-1}$  or  $0.38 \pm 0.07$  mm yr $^{-1}$  of mean sea level.

## 6 Discussion

### 6.1 Surface elevation changes

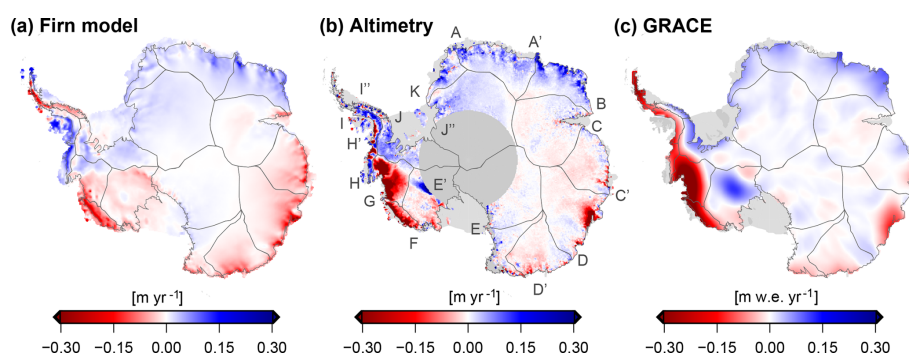
Combining all the single missions consistently, our SEC time series allow for the analysis of the long-term changes over the full time period of satellite altimetry observations. For 79 % of the area of the AIS, this means a time span of 25 years. Over 25 % of the ice sheet, largely in the coastal

regions of East Antarctica, the time series can be extended back 40 years. Such long-term trends are significantly less affected by short-term variations in snowfall than a trend from a single mission. Furthermore, the period of observation of a single mission is short compared to climatic oscillations as reported by, e.g., Mémin et al. (2015). Our extended time series helps to separate elevation change due to climate variations from potentially accelerating volume losses. Seasat and Geosat also provide important information here, despite their larger uncertainties. Due to the stability criteria in the calibration, we do not expect significant new insights on the East Antarctic Plateau (even as regional variation still may be discernible as we used an ice-sheet-wide average in calibration). However, in the coastal regions of East Antarctica, with SECs of up to several meters with respect to 2010 (see Fig. 6), the older data can also contribute significant information to the study of elevation changes in a long-term context of 40 years (cf. the rates in Fig. 9 and their uncertainties in Fig. S9). Unfortunately, in coastal DML west of the ice divide A', the data of Seasat and Geosat are very noisy due to the mountain ranges just north of  $72^{\circ}$  S in these regions. They lead to many signal losses across this part of the ice sheet. The same applies to the measurements at the APIS.

**Table 2.** Mass change rates for different regions of the Antarctic Ice Sheet and different time intervals. The sizes of the total and observed area refer to all cells classified as ice sheet in the respective region (and if stated are limited by the given latitude).

Region	Area [ $10^3$ km $^2$ ]		$dM/dt$ [Gt yr $^{-1}$ ]				
	Total	Observed	1978–2017	1992–2017	1978–1992	1992–2010	2010–2017
AIS	11 892	11 630	–	–	–	–	$-117.5 \pm 25.5$
EAIS	9620	9413	–	–	–	–	$1.6 \pm 13.1$
WAIS	2038	2008	–	–	–	–	$-114.5 \pm 19.9$
APIS	232	208	–	–	–	–	$-4.5 \pm 8.7$
AIS (< 81.5° S)	9391	9053	–	$-84.7 \pm 15.5$	–	$-58.6 \pm 20.3$	$-137.0 \pm 24.9$
EAIS (< 81.5° S)	7764	7555	–	$4.9 \pm 5.0$	–	$8.0 \pm 6.2$	$2.4 \pm 12.4$
WAIS (< 81.5° S)	1394	1358	–	$-91.7 \pm 10.3$	–	$-69.4 \pm 13.1$	$-134.9 \pm 19.6$
APIS (< 81.5° S)	232	142	–	$2.1 \pm 8.9$	–	$2.8 \pm 12.3$	$-4.5 \pm 8.7$
EAIS (< 72° S)	2779	2274	$1.5 \pm 5.8$	$-3.4 \pm 4.0$	$12.1 \pm 17.4$	$0.0 \pm 4.9$	$-8.4 \pm 10.1$

For the APIS (< 72° S), the very sparse observations of Seasat and Geosat did not allow for the calculation of a reliable trend.

**Figure 14.** Mean rates for the time interval 2002–2016 of elevation changes from IMAU-FDM (a), from the multi-mission SEC grids (b) and of the mass changes from GRACE (c).

The benefits of a seamless combination of the time series are demonstrated in Fig. 9. The time intervals for the elevation changes are independent of the observational period of a single mission. This is necessary to analyze processes which occurred close to the transition between different missions. A good example of the advantage of such long time series is the elevation changes caused by the accumulation events in DML. Figure 10c clearly shows the changes in elevation, caused by the strong snowfall events in 2009 and 2011. The mission lifetime of ICESat ended during epoch 10/2009, CryoSat-2 provided the first measurements in epoch 07/2010. Only Envisat covered both events, but here the orbit was shifted in epoch 10/2010, resulting in different repeat-track cells covered before and after the orbit shift. We merged all these missions as described in Sect. 3.3, which allows us to analyze the full time series. Comparing the elevation changes from altimetry with those in the FDM serves as a cross-validation of both data sets. For example, at point A in Fig. 10c our SEC time series observes a change of  $0.55 \pm 0.50$  m between 2008 and 2012, while the FDM mod-

els a very similar elevation gain of 0.48 m for this period. Figure 8 shows the degree of agreement over the entire AIS.

As these elevation change rates alone do not contain any information on their origin, additional data are needed for improved process understanding. Figure 14 shows SEC rates for the interval 2002–2016 (calculated as in Sect. 5.1 over March–September, respectively) from altimetry and the IMAU-FDM and corresponding rates of ice mass changes from GRACE. These maps show that the elevation gains in DML and Enderby Land agree very well with the firn model, which implies that increased snow accumulation during this period is responsible for the thickening. For Princess Elizabeth Land (C–C'), the negative rates agree as well, implying that the thinning here can be related to lower than normal snow accumulation. In contrast, the strong thinning along the Amundsen Sea Embayment (G–H) or the thickening of Kamb Ice Stream (E'–F) is not present in the FDM results but does show up in the GRACE data. Due to the higher densities of the involved material, ice dynamic processes are even more pronounced in the map of mass changes compared to the maps of elevation changes.

The inland propagation of dynamic thinning of the glaciers of the Amundsen Sea Embayment over the last few decades has been described by Konrad et al. (2016). A recent onset of significant mass losses has also been reported for the adjacent glaciers along the Bellingshausen Sea (H–I; Wouters et al., 2015) and on the Getz and Abbot region (F–G; Chuter et al., 2017). Figure 9i reveals that the largest losses along the coast of the WAIS occurred between 2007 and 2012. The period 2012–2017 (Fig. 9i) shows that only a part of these large rates is persistent. While the ice discharge of the Getz and Abbot region increased by 6% between 2008 and 2015 (Gardner et al., 2018), the deceleration of the elevation change after 2012 indicates that interannual variations in SMB also have to be considered here (see also Chuter et al., 2017). The FDM-derived rate in Fig. 14a confirms the role of the surface mass balance in this region.

## 6.2 Ice sheet mass time series

The integrated time series of basin-wide mass changes allow for the analysis of the temporal evolution at a monthly resolution (Fig. 12). As described in the previous section, for most of the basins of the WAIS, they show an increase of mass loss after the mid-2000s. The acceleration of thinning at the Getz and Abbot region (F–G) started already in 2004, but experienced a further significant acceleration after 2007. In the Amundsen Sea Embayment, a small positive mass anomaly in late 2005 relates to a similar event in the SMBA time series, but after that, also here the overall mass losses accelerated. The Bellingshausen Sea basin (H–H') was relatively stable until 2009, but started to lose significant amounts of mass after that time, as reported by Wouters et al. (2015). Since 2016, however, we observe that the basins at the Bellingshausen Sea and the western part of the peninsula regained mass. The comparison with SMBA reveals that this can be explained by a positive snowfall anomaly in this area in 2016. The shape and orientation of the peninsula makes GRACE observations challenging with respect to leakage and GRACE error effects (Horwath and Dietrich, 2009). Nevertheless, the results of the satellite gravity mission confirm this mass anomaly.

A similar comparison of the ice-sheet-wide mass time series between altimetry and GRACE in Fig. 11 reveals that for the entire WAIS, both data sets agree very well, while for the APIS and the EAIS, we observe significant differences on a decadal scale of the trends. The percentage of observed area of the APIS (gray area in the background of Fig. 11d) indicates that before 2010, a significant part of the area remained unobserved. Here, conventional RA measurements very often failed due to the rugged terrain. Even for ICESat, the large cross-track distances and the dependence on cloud-free conditions make measurements very sparse at the peninsula. With the weather independent, dense and small footprint measurements of CryoSat-2 in SARIn mode, up to 80% of the area is covered by observations. Compared to

GRACE, however, we observe a significantly weaker mass loss signal. Thomas et al. (2008) pointed out that RA fails to sample the large elevation changes in narrow valleys of outlet glaciers. This leads to an overall underestimation of the signal by altimetric observations. Furthermore, the complex terrain, especially in the APIS, also causes problems in the parameter fit. Even if enough valid measurements are available (as from, for example, ICESat or CryoSat-2), the fit of a planar surface over a diameter of 2 km in our repeat-altimetry processing can hardly adequately represent the real topography here. Our approach is designed to provide valid results over the majority of the AIS. Under the challenging conditions of the APIS, modifications such as a smaller diameter or more complex parameterization of the surface would surely help to improve the results. Furthermore, we did not calculate a SEC for cells that are further away than a beam-limited radar footprint from valid measurements. In order to interpolate or even extrapolate the results to unobserved cells, advanced gridding methods such as kriging, especially with the help of additional data sets (Hurkmans et al., 2012), would be advisable.

This effect may also explain the differences of our results, compared to the results of the combination of different techniques by Shepherd et al. (2018). Their 1992–2017 rate of  $-109 \pm 56 \text{ Gt yr}^{-1}$  agrees within error bars with our results, but our rate of  $-84.7 \pm 15.5 \text{ Gt yr}^{-1}$  is considerably smaller. Part of this disagreement might be attributed to differences in the estimates for the Antarctic Peninsula where retrieving reliable radar altimetry estimates is non-trivial. However, the extended material in Shepherd et al. (2018) shows that there are still some discrepancies between the different techniques to determine the AIS mass balance. For the time interval 2003–2010 (Extended Data Table 4 in Shepherd et al., 2018) the input–output method obtains a rate of  $-201 \pm 82 \text{ Gt yr}^{-1}$  for the AIS, while the mass balance rates from satellite gravimetry ( $-76 \pm 20 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) and from altimetry ( $-43 \pm 21 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) agree much better with our result for the AIS ( $< 81.5^\circ \text{ S}$ ) between 2003 and 2010 of  $-65 \pm 25 \text{ Gt yr}^{-1}$ .

Besides the peninsula, our comparison of mass changes from altimetry and from GRACE at the EAIS (Fig. 11b) reveals some significant differences between the time series. For the time interval 2002 to 2016 (see Sect. S6.3), the mean rate at the EAIS from altimetry ( $9.6 \pm 6.9 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) is mainly dominated by the accumulation events in 2009 and 2011. In contrast, the GRACE data imply an average mass gain of  $42.1 \text{ Gt yr}^{-1}$  over this time interval. Especially after 2011, the differences become very prominent in the time series. The mass changes for the individual basins (Fig. 12) reveal that this difference in the signals can be attributed to DML and Enderby Land. This might be a sign for dynamic thickening. Here, all elevation changes have been converted to mass using the density of surface firn. If a part of the positive elevation changes in this region were indeed caused by ice dynamics, this would lead to an underestimation of mass gains from



altimetry. The results of the Bayesian combined approach of Martín-Español et al. (2017) also suggest a small dynamic thickening in this region. Rignot et al. (2008) observed no significant mass changes in this region between 1992 and 2006 using the input–output method. Gardner et al. (2018) compared present-day ice flow velocities to measurements from 2008. They obtain a slightly reduced ice discharge in DML (which would support the hypothesis of a dynamic thickening), while they observe a small increase in discharge for Enderby Land. Part of the discrepancy with the GRACE results could be also due to uncertainties in the geophysical corrections applied to the GRACE data, such as the effects of glacial isostatic adjustment. More work, similar to the Ice Sheet Mass Balance Inter-comparison Exercises (Shepherd et al., 2018), or the combination of different types of observations as in Martín-Español et al. (2016), could help identify the reasons leading to the disagreement.

## 7 Conclusions

In this paper we presented an approach to combine different satellite altimetry missions, observation modes and techniques. The reprocessing of the conventional pulse-limited radar altimetry ensures that two fundamental steps in processing of radar ice altimetry, the waveform retracking and the slope correction, are performed consistently. Furthermore, we showed that the methods used here improved the overall precision by 50 % over the standard data sets available from ESA and NASA. The validation with in situ and airborne measurements and the comparison with the IMAU-FDM shows that inter-mission offsets have been successfully corrected and that the uncertainty estimates for our resulting monthly multi-mission SEC grids are realistic.

We analyzed the resulting time series and found that they provide detailed insight in the evolution of the surface elevation of the Antarctic Ice Sheet. From the combined SEC time series we calculated the long-term surface elevation change over the last 25 years. Observations from the Seasat and Geosat missions extend the time series in the coastal regions of East Antarctica back to 1978. The unique data show that large parts of the East Antarctic Plateau are very close to equilibrium, while changes over shorter time intervals identify interannual variations, which cannot be identified in long-term trends and are mostly associated with snow-fall anomalies.

The monthly mass time series show that the AIS (excluding the polar gap within 81.5° S) lost an average amount of mass of  $-84.7 \pm 15.5 \text{ Gt yr}^{-1}$  between 1992 and 2017 (equivalent to  $0.24 \pm 0.04 \text{ mm yr}^{-1}$  of mean sea level change). These losses accelerated in several regions and, hence, for 2010–2017 we obtain  $-137.0 \pm 24.9 \text{ Gt yr}^{-1}$  (or  $0.38 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$ ) for the same area. The comparison of the altimetry-derived mass changes, integrated over different basins and regions of the ice sheet, with SMBA and GRACE

shows high consistency of the different techniques. A correlation coefficient between the mass anomalies from altimetry and from GRACE of 0.96 (for the time interval 2002–2016; see Table S4) indicates the excellent agreement of the observed interannual variations. The correlation with the SMBA (0.60 for 1992–2016) is comparatively lower but still indicates a high agreement. In the APIS, differences between the mass time series of the different techniques arise mainly due to the poor spatial sampling of the altimetry data, while for the EAIS, the remaining discrepancies to mass time series from GRACE might be explained by the density mask used or uncertainties in the GRACE processing. These remaining issues and open questions should be addressed in future work in order to further reduce the uncertainty of the estimates of the mass balance of the AIS. The recently launched laser altimeter ICESat-2 promises a new milestone in ice sheet altimetry. We believe that our multi-mission combination approach can provide an important tool for including the extremely high resolution of this mission into the long-time observations of satellite altimetry spanning the past few decades.

*Data availability.* Our resulting monthly 10 km  $\times$  10 km grids of SEC with respect to epoch 09/2010, accompanied by corresponding uncertainty estimates, are available for download at <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.897390> (Schröder et al., 2019).

*Supplement.* The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/tc-13-427-2019-supplement>.

*Author contributions.* LS designed the study and developed the PLRA reprocessing, the repeat-altimetry processing and the time series generation. VH supplied the reprocessed CryoSat-2 SARIn data. SRML and MRvdB provided the RACMO and IMAU-FDM models. All authors discussed the results and contributed to the writing and editing of the manuscript.

*Competing interests.* Michiel van den Broeke is a member of the editorial board of the journal. All other authors declare that they have no conflict of interest.

*Acknowledgements.* This work is supported by the Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU, German Federal Environmental Foundation) and the German Ministry of Economics and Technology (grant 50EE1331 to Veit Helm). We thank the European Space Agency, the National Snow and Ice Data Center and the NASA Goddard Space Flight Center for providing the altimetry data products. We would especially like to thank Jairo Santana for his support in accessing the GSFC data. We are very grateful for the comments from the anonymous referees, Andrew Shepherd and the editor Etienne Berthier, which significantly helped to improve and clarify the manuscript. We acknowledge support by the Open

Access Publication Funds of the SLUB/TU Dresden.

Edited by: Etienne Berthier

Reviewed by: three anonymous referees

## References

- Adusumilli, S., Fricker, H. A., Siegfried, M. R., Padman, L., Paolo, F. S., and Ligtenberg, S. R. M.: Variable Basal Melt Rates of Antarctic Peninsula Ice Shelves, 1994–2016, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 4086–4095, <https://doi.org/10.1002/2017gl076652>, 2018.
- Arthern, R., Wingham, D., and Ridout, A.: Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 33471–33484, <https://doi.org/10.1029/2001JD000498>, 2001.
- Baarda, W.: A testing procedure for use in geodetic networks, Netherlands Geodetic Commission, Delft, the Netherlands, 1968.
- Bamber, J.: Ice Sheet Altimeter Processing Scheme, *Int. J. Remote Sens.*, 14, 925–938, <https://doi.org/10.1080/01431169408954125>, 1994.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L., and Griggs, J. A.: 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, 101–111, <https://doi.org/10.5194/tc-3-101-2009>, 2009.
- Boening, C., Lebsack, M., Landerer, F., and Stephens, G.: Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L21501, <https://doi.org/10.1029/2012GL053316>, 2012.
- Brenner, A., Bindschadler, R., Zwally, H., and Thomas, R.: Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets, *J. Geophys. Res.*, 88, 1617–1623, <https://doi.org/10.1029/JC088iC03p01617>, 1983.
- Brenner, A., DiMarzio, J., and Zwally, H.: Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets, *IEEE T. Geosci. Remote*, 45, 321–331, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.887172>, 2007.
- Brockley, D., Baker, S., Femenias, P., Martinez, B., Massmann, F.-H., Otten, M., Paul, F., Picard, B., Prandi, P., Roca, M., Rudenko, S., Scharroo, R., and Visser, P.: REAPER: Reprocessing 12 Years of ERS-1 and ERS-2 Altimeters and Microwave Radiometer Data, *IEEE T. Geosci. Remote*, 55, 5506–5514, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2017.2709343>, 2017.
- Brunt, K. M., Hawley, R. L., Lutz, E. R., Studinger, M., Sonntag, J. G., Hofton, M. A., Andrews, L. C., and Neumann, T. A.: Assessment of NASA airborne laser altimetry data using ground-based GPS data near Summit Station, Greenland, *The Cryosphere*, 11, 681–692, <https://doi.org/10.5194/tc-11-681-2017>, 2017.
- Brunt, K. M., Neumann, T. A., and Larsen, C. F.: Assessment of altimetry using ground-based GPS data from the 88S Traverse, Antarctica, in support of ICESat-2, *The Cryosphere Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/tc-2018-160>, in review, 2018.
- Chuter, S., Martín-Español, A., Wouters, B., and Bamber, J.: Mass balance reassessment of glaciers draining into the Abbot and Getz Ice Shelves of West Antarctica: Getz and Abbot Mass Balance Reassessment, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 7328–7337, <https://doi.org/10.1002/2017GL073087>, 2017.
- Davis, C.: A Combined Surface/volume Scattering Retracking Algorithm for Ice Sheet Satellite Altimetry, in: *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 1992, IGARSS '92. International, Houston, TX, USA, 26–29 May 1992, vol. 2, 969–971, <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1992.578311>, 1992.
- Davis, C.: A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters, *IEEE T. Geosci. Remote*, 35, 974–979, <https://doi.org/10.1109/36.602540>, 1997.
- Davis, C. and Ferguson, A.: Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995–2000, from ERS-2 satellite radar altimetry, *IEEE T. Geosci. Remote*, 42, 2437–2445, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.836789>, 2004.
- Flament, T. and Rémy, F.: Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry, *J. Glaciol.*, 58, 830–840, <https://doi.org/10.3189/2012JG11J118>, 2012.
- Frappart, F., Legrésy, B., Niño, F., Blarel, F., Fuller, N., Fleury, S., Birol, F., and Calmant, S.: An ERS-2 altimetry reprocessing compatible with ENVISAT for long-term land and ice sheets studies, *Remote Sens. Environ.*, 184, 558–581, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.037>, 2016.
- Fricker, H. and Padman, L.: Thirty years of elevation change on Antarctic Peninsula ice shelves from multimission satellite radar altimetry, *J. Geophys. Res.*, 117, C02026, <https://doi.org/10.1029/2011JC007126>, 2012.
- Fyke, J., Lenaerts, J. T. M., and Wang, H.: Basin-scale heterogeneity in Antarctic precipitation and its impact on surface mass variability, *The Cryosphere*, 11, 2595–2609, <https://doi.org/10.5194/tc-11-2595-2017>, 2017.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Scambos, T., Fahnestock, M., Ligtenberg, S., van den Broeke, M., and Nilsson, J.: Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years, *The Cryosphere*, 12, 521–547, <https://doi.org/10.5194/tc-12-521-2018>, 2018.
- Groh, A. and Horwath, M.: The method of tailored sensitivity kernels for GRACE mass change estimates, General Assembly EGU, Vienna, Austria, 17–22 April 2016, *Geophys. Res. Abstr.*, 18, EGU2016–12065, 2016.
- Groh, A., Ewert, H., Scheinert, M., Fritsche, M., Rülke, A., Richter, A., Rosenau, R., and Dietrich, R.: An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica, *Global Planet. Change*, 98–99, 45–53, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.08.001>, 2012.
- Helm, V., Humbert, A., and Miller, H.: Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2, *The Cryosphere*, 8, 1539–1559, <https://doi.org/10.5194/tc-8-1539-2014>, 2014.
- Hogg, A., Shepherd, A., Cornford, S., Briggs, K., Gourmelen, N., Graham, J., Joughin, I., Mouginot, J., Nagler, T., Payne, A., Rignot, E., and Wuite, J.: Increased ice flow in Western Palmer Land linked to ocean melting, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4159–4167, <https://doi.org/10.1002/2016GL072110>, 2017.
- Horwath, M. and Dietrich, R.: Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica, *Geophys. J. Int.*, 177, 849–864, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x>, 2009.

- Horwath, M., Legrésy, B., Rémy, F., Blarel, F., and Lemoine, J.-M.: Consistent patterns of Antarctic ice sheet interannual variations from ENVISAT radar altimetry and GRACE satellite gravimetry, *Geophys. J. Int.*, 189, 863–876, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05401.x>, 2012.
- Hurkmans, R., Bamber, J., Sørensen, L., Joughin, I., Davis, C., and Krabill, W.: Spatiotemporal interpolation of elevation changes derived from satellite altimetry for Jakobshavn Isbræ, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 117, F03001, <https://doi.org/10.1029/2011JF002072>, 2012.
- Ivins, E., James, T., Wahr, J., Schrama, E., Landerer, F., and Simon, K.: Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 118, 3126–3141, <https://doi.org/10.1002/jgrb.50208>, 2013.
- Joughin, I., Shean, D., Smith, B., and Dutrieux, P.: Grounding line variability and subglacial lake drainage on Pine Island Glacier, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 9093–9102, <https://doi.org/10.1002/2016GL070259>, 2016.
- Kallenberg, B., Tregoning, P., Hoffmann, J. F., Hawkins, R., Purcell, A., and Allgeyer, S.: A new approach to estimate ice dynamic rates using satellite observations in East Antarctica, *The Cryosphere*, 11, 1235–1245, <https://doi.org/10.5194/tc-11-1235-2017>, 2017.
- Khvorostovsky, K.: Merging and Analysis of Elevation Time Series Over Greenland Ice Sheet From Satellite Radar Altimetry, *IEEE T. Geosci. Remote*, 50, 23–36, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2160071>, 2012.
- Konrad, H., Gilbert, L., Cornford, S., Payne, A., Hogg, A., Muir, A., and Shepherd, A.: Uneven onset and pace of ice-dynamical imbalance in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 910–918, <https://doi.org/10.1002/2016GL070733>, 2016.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legrésy, B., Blarel, F., and Rémy, F.: On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet, *Remote Sens. Environ.*, 112, 1712–1729, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.022>, 2008.
- Legrésy, B. and Rémy, F.: Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet, *J. Glaciol.*, 43, 265–276, <https://doi.org/10.3189/S002214300000321X>, 1997.
- Legrésy, B., Rémy, F., and Schaeffer, P.: Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2231–2234, <https://doi.org/10.1029/1999GL900531>, 1999.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., and Zanife, O.-Z.: ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm, *Remote Sens. Environ.*, 85, 150–163, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.018>, 2005.
- Legrésy, B., Rémy, F., and Blarel, F.: Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies, in: Proc. Symposium on 15 years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, 13–18 March 2006, European Space Agency Publication Division, Noordwijk, the Netherlands, eSA-SP No. 614, paper No. 181, 2006.
- Lenaerts, J., van Meijgaard, E., van den Broeke, M., Ligtenberg, S., Horwath, M., and Isaksson, E.: Recent snowfall anomalies in Dronning Maud Land, East Antarctica, in a historical and future climate perspective, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2684–2688, <https://doi.org/10.1002/grl.50559>, 2013.
- Li, X., Rignot, E., Morlighem, M., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: Grounding line retreat of Totten Glacier, East Antarctica, 1996 to 2013, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8049–8056, <https://doi.org/10.1002/2015GL065701>, 2015.
- Li, X., Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: Ice flow dynamics and mass loss of Totten Glacier, East Antarctica, from 1989 to 2015, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 6366–6373, <https://doi.org/10.1002/2016GL069173>, 2016.
- Li, Y. and Davis, C.: Decadal Mass Balance of the Greenland and Antarctic Ice Sheets from High Resolution Elevation Change Analysis of ERS-2 and Envisat Radar Altimetry Measurements, in: *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium, IGARSS 2008*, 8–11 July 2008, Boston, Massachusetts, USA, Proceedings, IEEE, 339–342, <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2008.4779727>, 2008.
- Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., and van den Broeke, M. R.: An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn, *The Cryosphere*, 5, 809–819, <https://doi.org/10.5194/tc-5-809-2011>, 2011.
- Martin, T., Zwally, H., Brenner, A., and Bindschadler, R.: Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms, *J. Geophys. Res.*, 88, 1608, <https://doi.org/10.1029/JC088iC03p01608>, 1983.
- Martín-Español, A., Zammit-Mangion, A., Clarke, P., Flament, T., Helm, V., King, M., Luthcke, S., Petrie, E., Rémy, F., Schön, N., Wouters, B., and Bamber, J.: Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity and GPS data, *J. Geophys. Res.-Earth*, 121, 182–200, <https://doi.org/10.1002/2015JF003550>, 2016.
- Martín-Español, A., Bamber, J., and Zammit-Mangion, A.: Constraining the mass balance of East Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4168–4175, <https://doi.org/10.1002/2017GL072937>, 2017.
- McMillan, M., Shepherd, A., Sundal, A., Briggs, K., Muir, A., Ridout, A., Hogg, A., and Wingham, D.: Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3899–3905, <https://doi.org/10.1002/2014GL060111>, 2014.
- McMillan, M., Leeson, A., Shepherd, A., Briggs, K., Armitage, T., Hogg, A., Kuipers Munneke, P., van den Broeke, M., Noël, B., van de Berg, W., Ligtenberg, S., Horwath, M., Groh, A., Muir, A., and Gilbert, L.: A high-resolution record of Greenland mass balance, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 7002–7010, <https://doi.org/10.1002/2016GL069666>, 2016.
- Mémin, A., Flament, T., Alizier, B., Watson, C., and Rémy, F.: Inter-annual variation of the Antarctic Ice Sheet from a combined analysis of satellite gravimetry and altimetry data, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 422, 150–156, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.045>, 2015.
- Michel, A., Flament, T., and Rémy, F.: Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations, *Remote Sensing*, 6, 9412–9434, <https://doi.org/10.3390/rs6109412>, 2014.
- Miles, B. W. J., Stokes, C. R., and Jamieson, S. S. R.: Velocity increases at Cook Glacier, East Antarctica, linked to ice shelf loss and a subglacial flood event, *The Cryosphere*, 12, 3123–3136, <https://doi.org/10.5194/tc-12-3123-2018>, 2018.

- Mouginot, J., Rignot, E., and Scheuchl, B.: Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1576–1584, <https://doi.org/10.1002/2013GL059069>, 2014.
- Nilsson, J., Vallelonga, P., Simonsen, S., Sørensen, L., Forsberg, R., Dahl-Jensen, D., Hirabayashi, M., Goto-Azuma, K., Hvidberg, C., Kjaer, H., and Satow, K.: Greenland 2012 melt event effects on CryoSat-2 radar altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 3919–3926, <https://doi.org/10.1002/2015GL063296>, 2015.
- Nilsson, J., Gardner, A., Sandberg Sørensen, L., and Forsberg, R.: Improved retrieval of land ice topography from CryoSat-2 data and its impact for volume-change estimation of the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, 10, 2953–2969, <https://doi.org/10.5194/tc-10-2953-2016>, 2016.
- Paolo, F., Fricker, H., and Padman, L.: Constructing improved decadal records of Antarctic ice shelf height change from multiple satellite radar altimeters, *Remote Sens. Environ.*, 177, 192–205, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.026>, 2016.
- Pritchard, H., Arthern, R., Vaughan, D., and Edwards, L.: Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971–975, <https://doi.org/10.1038/nature08471>, 2009.
- Rémy, F. and Parouty, S.: Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review, *Remote Sensing*, 1, 1212–1239, <https://doi.org/10.3390/rs1041212>, 2009.
- Richter, A., Popov, S., Dietrich, R., Lukin, V., Fritsche, M., Lipenkov, V., Matveev, A., Wendt, J., Yuskevich, A., and Masolov, V.: Observational evidence on the stability of the hydroglaciological regime of subglacial Lake Vostok, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11502, <https://doi.org/10.1029/2008GL033397>, 2008.
- Richter, A., Popov, S., Fritsche, M., Lukin, V., Matveev, A., Ekaykin, A., Lipenkov, V., Fedorov, D., Eberlein, L., Schröder, L., Ewert, H., Horwath, M., and Dietrich, R.: Height changes over subglacial Lake Vostok, East Antarctica: Insights from GNSS observations, *J. Geophys. Res.-Earth*, 119, 2460–2480, <https://doi.org/10.1002/2014JF003228>, 2014.
- Richter, A., Horwath, M., and Dietrich, R.: Comment on Zwally and others (2015)-Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, *J. Glaciol.*, 62, 604–606, <https://doi.org/10.1017/jog.2016.60>, 2016.
- Rignot, E.: Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 364, 1637–1655, <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1793>, 2006.
- Rignot, E., Bamber, J., van den Broeke, M., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W., and van Meijgaard, E.: Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nat. Geosci.*, 1, 106–110, <https://doi.org/10.1038/ngeo102>, 2008.
- Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 333, 1427–1430, <https://doi.org/10.1126/science.1208336>, 2011.
- Rignot, E., Mouginot, J., Morlighem, M., Seroussi, H., and Scheuchl, B.: Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3502–3509, <https://doi.org/10.1002/2014GL060140>, 2014.
- Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: MEaSUREs InSAR-Based Antarctica Ice Velocity Map, Version 2, Boulder, Colorado USA, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Archive Center, <https://doi.org/10.5067/D7GK8F5J8M8R>, 2017.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M., and Dietrich, R.: Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica, *Remote Sens. Environ.*, 106, 269–284, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.026>, 2007.
- Scambos, T. and Shuman, C.: Comment on “Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses” by H. J. Zwally and others, *J. Glaciol.*, 62, 599–603, <https://doi.org/10.1017/jog.2016.59>, 2016.
- Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D., Eberlein, L., Brovko, E., Popov, S. V., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A. Y., Scheinert, M., Lukin, Valeriy. V. : Kinematic GNSS profiles in central East Antarctica, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.869761>, 2016.
- Schröder, L., Richter, A., Fedorov, D. V., Eberlein, L., Brovko, E. V., Popov, S. V., Knöfel, C., Horwath, M., Dietrich, R., Matveev, A. Y., Scheinert, M., and Lukin, V. V.: Validation of satellite altimetry by kinematic GNSS in central East Antarctica, *The Cryosphere*, 11, 1111–1130, <https://doi.org/10.5194/tc-11-1111-2017>, 2017.
- Schröder, L., Horwath, M., Dietrich, R., Helm, V., van den Broeke, M. R., Ligtenberg, S. R. M.: Gridded surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry 1978–2017, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.897390>, 2019.
- Scott, R., Baker, S., Birkett, C., Cudlip, W., Laxon, S., Mantripp, D., Mansley, J., Morley, J., Rapley, C., Ridley, J., Strawbridge, F., and Wingham, D.: A comparison of the performance of the ice and ocean tracking modes of the ERS-1 radar altimeter over non-ocean surfaces, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 553–556, <https://doi.org/10.1029/94GL00178>, 1994.
- Shepherd, A., Ivins, E., A. G., Barletta, V., Bentley, M., Bettadpur, S., Briggs, K., Bromwich, D., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M., Lenaerts, J., Li, J., Ligtenberg, S., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J., Paden, J., Payne, A., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L., Scambos, T., Scheuchl, B., Schrama, E., Smith, B., Sundal, A., van Angelen, J., van de Berg, W., van den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P., Wingham, D., Yi, D., Young, D., and Zwally, H.: A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338, 1183–1189, <https://doi.org/10.1126/science.1228102>, 2012.
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G., Nowicki, S., Payne, T., Scambos, T., Schlegel, N., A. G., Agosta, C., Ahlström, A., Babonis, G., Barletta, V., Blazquez, A., Bonin, J., Csatho, B., Cullather, R., Felikson, D., Fettweis, X., Forsberg, R., Gallee, H., Gardner, A., Gilbert, L., Groh, A., Gunter, B., Hanna, E., Harig, C., Helm, V., Horvath, A., Horwath, M., Khan, S., Kjeldsen, K., Konrad, H., Langen, P., Lecavalier, B., Loomis, B., Luthcke, S., McMillan, M., Melini, D., Mernild, S., Mohajerani, Y., Moore, P., Mouginot, J., Moyano, G., Muir, A., Nagler, T., Nield, G., Nilsson, J., Noel, B., Ootosaka, I., Pattle, M., Peltier, W., Pie, N., Rietbroek, R., Rott, H., Sandberg-Sørensen, L., Sasgen, I., Save, H., Scheuchl, B., Schrama, E., Schröder, L., Seo, K.-W., Simonsen, S., Slater, T., Spada, G., Sutterley, T., Talpe, M., Tarasov, L., van de Berg, W., van der Wal, W., van Wessem, M., Vishwakarma, B., Wiese, D., and Wouters, B.: Mass balance

- of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017, *Nature*, 558, 219–222, <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0179-y>, 2018.
- Simonsen, S. and Sørensen, L.: Implications of changing scattering properties on Greenland ice sheet volume change from Cryosat-2 altimetry, *Remote Sens. Environ.*, 190, 207–216, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.012>, 2017.
- Studinger, M.: IceBridge ATM L4 Surface Elevation Rate of Change, Version 1. Updated 2017, Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, <https://doi.org/10.5067/BCW6CI3TXOCY>, 2014.
- Thomas, E., Hosking, J., Tuckwell, R., Warren, R., and Ludlow, E.: Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9387–9393, <https://doi.org/10.1002/2015GL065750>, 2015.
- Thomas, R., Davis, C., Frederick, E., Krabill, W., Li, Y., Manizade, S., and Martin, C.: A comparison of Greenland ice-sheet volume changes derived from altimetry measurements, *J. Glaciol.*, 54, 203–212, <https://doi.org/10.3189/002214308784886225>, 2008.
- van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., Noël, B. P. Y., van Meijgaard, E., Amory, C., Birnbaum, G., Jakobs, C. L., Krüger, K., Lenaerts, J. T. M., Lhermitte, S., Ligtenberg, S. R. M., Medley, B., Reijmer, C. H., van Tricht, K., Trusel, L. D., van Uft, L. H., Wouters, B., Wuite, J., and van den Broeke, M. R.: Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2 – Part 2: Antarctica (1979–2016), *The Cryosphere*, 12, 1479–1498, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1479-2018>, 2018.
- Velicogna, I., Sutterley, T., and van den Broeke, M.: Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time-variable gravity data, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 8130–8137, <https://doi.org/10.1002/2014GL061052>, 2014.
- Wingham, D., Rapley, C., and Griffiths, H.: New techniques in satellite altimeter tracking systems, in: *ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86) on Remote Sensing: Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs*, Zürich, Switzerland, 8–11 September 1986, vol. 3, 1339–1344, 1986.
- Wingham, D., Ridout, A., Scharroo, R., Arthern, R., and Shum, C.: Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996, *Science*, 282, 456–458, <https://doi.org/10.1126/science.282.5388.456>, 1998.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., Chateau-Thierry, P. d., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P., and Wallis, D.: CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields, *Adv. Space Res.*, 37, 841–871, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.07.027>, 2006a.
- Wingham, D., Shepherd, A., Muir, A., and Marshall, G.: Mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 364, 1627–1635, <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1792>, 2006b.
- Wouters, B., Bamber, J., van den Broeke, M., Lenaerts, J., and Sasgen, I.: Limits in detecting acceleration of ice sheet mass loss due to climate variability, *Nat. Geosci.*, 6, 613–616, <https://doi.org/10.1038/ngeo1874>, 2013.
- Wouters, B., Martín-Español, A., Helm, V., Flament, T., van Wessem, J., Ligtenberg, S., van den Broeke, M., and Bamber, J.: Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula, *Science*, 348, 899–903, <https://doi.org/10.1126/science.aaa5727>, 2015.
- Zwally, H., Giovinetto, M., Li, J., Cornejo, H., Beckley, M., Brenner, A., Saba, J., and Yi, D.: Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002, *J. Glaciol.*, 51, 509–527, <https://doi.org/10.3189/172756505781829007>, 2005.
- Zwally, H., Li, J., Robbins, J., Saba, J., Yi, D., and Brenner, A.: Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, *J. Glaciol.*, 61, 1019–1036, <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J071>, 2015.

## 7. Zusammenfassung und Ausblick

*In-situ*-Beobachtungen mit kinematischem GNSS oder auch flugzeuggestützte Kampagnen liefern präzise Höheninformationen mit einer Genauigkeit von weniger als einem Dezimeter. Aufgrund des logistischen Aufwandes sind solche Kampagnen auf den polaren Eisschilden jedoch stets räumlich und zeitlich eng begrenzt. Flächendeckende Informationen der Höhen und Höhenänderungen können durch Satellitenaltimetrie gewonnen werden. Erst durch die Validierung der altimetrischen Höhenprofile mit unabhängigen Vergleichsdaten lassen sich jedoch Aussagen über die Zuverlässigkeit der Satellitendaten treffen. In Publikation PI wird ein solcher Validierungsdatensatz vorgestellt. Diese GNSS-Profile werden verwendet, um die Genauigkeit unterschiedlicher Altimetermissionen zu beurteilen und den Einfluss verschiedener Prozessierungsvarianten zu untersuchen. Die Ergebnisse zeigen, dass bisherige Radaraltimetermissionen Standardabweichungen der Höhenmessung von bis zu 20 cm erreichen können. Aufgrund zusätzlicher topografischer Einflüsse nimmt diese Genauigkeit jedoch insbesondere im Küstenbereich weiter ab, so dass die Standardabweichungen dieser Validierung hier eher im Bereich mehrerer Meter liegt. Mit der Laseraltimetermission ICESat sind sogar Genauigkeiten in der Größenordnung eines Dezimeters möglich und auch die Topografie wirkt sich hier nur geringfügig negativ aus. Anhand dieser Validierung wurde allerdings auch deutlich, dass unterschiedliche Missionen und sogar verschiedene Prozessierungsvarianten einer Mission deutliche absolute Bias aufweisen. Die größte Herausforderung zur Kombination mehrerer Missionen stellt die Korrektur dieser unterschiedlichen Bias dar.

In Publikation PII wurde ein Ansatz vorgestellt, der diese Bias schrittweise bestimmt und korrigiert. Anhand einer Reprozessierung der Daten aller Radaraltimetermissionen wurden nicht nur methodische Bias eliminiert, durch die Verwendung optimaler Auswertansätze konnte zusätzlich auch die Genauigkeit nochmals deutlich gesteigert werden. Die Methode zur Ableitung von Höhenänderungen wurde zunächst für einzelne Missionen implementiert. Die Resultate, welche bei Shepherd et al. (2018) mit einer Vielzahl an weiteren Datensätzen verglichen wurden, zeigen, dass der gewählte Ansatz belastbare Ergebnisse liefert. In PII wurde dieser Ansatz noch erweitert, so dass hieraus monatlich aufgelöste Zeitreihen jeder Mission abgeleitet werden konnten. Die schrittweise Bestimmung und Korrektur verschiedener Typen von Bias führt schließlich zum zentralen Resultat dieser Arbeit, kombinierte Zeitreihen von Höhenänderungen des Antarktischen Eisschildes auf einem Gitter von 10x10 km und in monatlicher Auflösung.

Entscheidend bei der Korrektur der Bias ist die Tatsache, dass sich hier ein klares räumliches Muster ergibt. Während dieses Muster aus den Überlappungszeiträumen von Missionen flächendeckend bestimmt und korrigiert werden konnte, erlaubt der hier verwendete Ansatz nur die Bestimmung der Bias von Seasat und Geosat auf dem Plateau der Ostantarktis. Um Fehler bei der Extrapolation des Musters zu vermeiden, wurde hier der Mittelwert aller Bias verwendet. Anstelle der empirischen Bestimmung des räumlichen Musters wäre es wünschenswert, die Ursachen dieser Variationen zu verstehen und so den räumlichen Verlauf modellieren zu können. Zwally et al. (2005) oder Armitage et al. (2014) liefern mögliche Ansätze für eine solche Modellierung. Eine analytische Beschreibung der Missionsbias gelang bisher jedoch noch nicht. Möglicherweise wird dies auch durch ein Zusammenspiel von geophysikalischen Ursachen (wie der Firnstruktur) und Restfehlern der

Prozessierung (beispielsweise ein minimaler Bias im Zeitstempel oder der Sensororientierung) erschwert, so dass sich unterschiedliche Effekte überlagern.

Auch die Interpolation und Extrapolation der beobachteten Höhenänderungen bieten noch Verbesserungspotenzial. Um hier größere Fehler zu vermeiden, wurde in dieser Arbeit auf eine Extrapolation über größere Distanzen verzichtet. Stattdessen wurden diese Gebiete als „unbeobachtet“ klassifiziert. Insbesondere in den Massenzeitreihen aus Seasat und Geosat, aber auch für spätere Missionen auf der Antarktischen Halbinsel, ergeben sich so jedoch erhebliche Unsicherheiten der Summen über größere Gebiete, da die räumliche Abdeckung der Beobachtungen zwischen unterschiedlichen Monaten stark schwankt. Nur eine intelligente Extrapolation, welche die räumliche und zeitliche Variation der dynamischen und SMB-bedingten Höhenänderungen gleichermaßen berücksichtigt, könnte hier plausible Ergebnisse liefern.

Eine weitere, nicht zu vernachlässigende, Fehlerquelle der Zeitreihen der Massenbilanzen ist die Umrechnung der beobachteten Volumenänderung in eine Massenänderung. Wie in Abschnitt 5.1 erläutert, ist hierfür die Kenntnis von SMB und eisdynamischen Prozessen notwendig. Da dabei allerdings noch Defizite in der räumlichen Auflösung und dem Langzeittrend existieren, wurde hier stattdessen eine simple räumliche Maske zur Wahl der verwendeten Dichte verwendet. Hier bietet sich noch Potenzial für weiterführende Studien. Einerseits könnte, wie bei Zwally et al. (2015), eine effektive Dichte verwendet werden, welche sich aus der Kombination beider Prozesse ergibt. Andererseits könnte unter Verwendung der monatlich aufgelösten Zeitreihen auch zwischen kurzfristigen und langfristigen Höhenvariationen unterschieden werden, woraus sich dann die Dichte der jeweiligen Prozesse ergibt. Unter Verwendung des lokal vorherrschenden atmosphärischen Regimes könnte eine solche Untersuchung auch Firnverdichtungsraten mit in Betracht ziehen und so Prozesse auf unterschiedlichen Zeitskalen in ihrer regionalen Variation abbilden.

Die genannten Punkte sollen Anregungen für anknüpfende Untersuchungen liefern, hätten den Rahmen dieser kumulativen Dissertation jedoch gesprengt. Ziel dieser Arbeit war es, durch die Kombination verschiedener Altimetermissionen einen Beitrag zum besseren Verständnis der Höhenänderungen des Antarktischen Eisschildes und des daraus resultierenden Beitrages zum globalen Meeresspiegelanstieg zu leisten. In den letzten 20 Jahren wurden hier enorme Fortschritte erreicht und die Zuverlässigkeit der Abschätzungen erheblich verbessert (vgl. Wingham et al., 1998). Der stetige technische Fortschritt wird auch in Zukunft zu weiteren Verbesserungen führen. Neuartige Höhenmodelle wie das *Reference Elevation Model of Antarctica* (REMA; Howat et al., 2019) mit bis zu 8 m Auflösung bieten enormes Potenzial für eine weitere Verbesserung der Datenanalyse. Zum einen ließe sich so die Position des POCA unabhängig von Altimeterdaten bestimmen. Zum anderen könnte dieses Modell anstelle der Topografieparameter zur Korrektur der Geländeeinflüsse bei der Wiederholspuranalyse verwendet werden, wodurch sich die Kombination verschiedener Techniken erheblich vereinfachen ließe. Weiterhin versprechen Beobachtungen neuer Missionen wie ICESat-2 enorme Verbesserungen insbesondere der räumlichen Auflösung, was gerade in den Bereichen komplexer Topografie entscheidend ist. Dessen ungeachtet soll hier nochmals betont werden, dass erst durch die Kombination mit früheren Missionen möglichst lange Zeitreihen entstehen, was für die Interpretation der Messungen enorm wichtig ist.

# 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. *Geophys. Res. Lett.*, 32(21):L21S02.
- Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., van den Broeke, M. R., Lenaerts, J. T. M., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., und Fettweis, X. (2019). Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes. *The Cryosphere*, 13(1):281–296.
- Andersen, P., Aksnes, K., und Skonnoord, H. (1998). Precise ERS-2 orbit determination using SLR, PRARE, and RA observations. *J. Geod.*, 72(7-8):421–429.
- Armitage, T., Wingham, D., und Ridout, A. (2014). Meteorological Origin of the Static Crossover Pattern Present in Low-Resolution-Mode CryoSat-2 Data Over Central Antarctica. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 11(7):1295–1299.
- Arthern, R., Hindmarsh, R., und Williams, C. (2015). Flow speed within the Antarctic ice sheet and its controls inferred from satellite observations. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 120(7):1171–1188.
- Arthern, R., Vaughan, D., Rankin, A., Mulvaney, R., und Thomas, E. (2010). In situ measurements of Antarctic snow compaction compared with predictions of models. *J. Geophys. Res.*, 115(F3).
- Arthern, R., Wingham, D., und Ridout, A. (2001). Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 106(D24):33471–33484.
- Bader, H. (1954). Sorge's Law of Densification of Snow on High Polar Glaciers. *Journal of Glaciology*, 2:319–323.
- Bamber, J. (1994). Ice Sheet Altimeter Processing Scheme. *Int. J. Remote Sensing*, 14:925–938.
- Bamber, J., Gomez-Dans, J., und Griggs, J. (2009). 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*, 3:101–111.
- Bamber, J., Payne, A., Bamber, J., und Payne, A., Herausgeber (2004). *Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes*. Cambridge University Press.
- Bamber, J. L., Westaway, R. M., Marzeion, B., und Wouters, B. (2018). The land ice contribution to sea level during the satellite era. *Environ. Res. Lett.*, 13(6):063008.
- Barletta, V., Bevis, M., Smith, B., Wilson, T., Brown, A., Bordoni, A., Willis, M., Khan, S., Rovira-Navarro, M., Dalziel, I., Smalley Jr., R., Kendrick, E., Konfal, S., Caccamise II, D., Aster, R., Nyblade, A., und Wiens, D. (2018). Observed rapid bedrock uplift in Amundsen Sea Embayment promotes ice-sheet stability. *Science*, 360(6395):1335–1339.
- Bilitza, D., Bhardwaj, S., und Koblinsky, C. (1997). Improved IRI predictions for the GEOSAT time period. *Adv. Space Res.*, 20(9):1755–1760.
- Boeing, C., Lebsock, M., Landerer, F., und Stephens, G. (2012). Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet. *Geophys. Res. Lett.*, 39(21):L21501.
- Bonnefond, P., Haines, B., und Watson, C. (2011). *Coastal Altimetry*, Kapitel In situ Absolute Calibration and Validation: A Link from Coastal to Open-Ocean Altimetry, Seiten 259–296. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Borsa, A., Fricker, H., Bills, B., Minster, J.-B., Carabajal, C., und Quinn, K. (2008). Topography of the salar de Uyuni, Bolivia from kinematic GPS. *Geophys. J. Int.*, 172(1):31–40.



- Borsa, A., Moholdt, G., Fricker, H., und Brunt, K. (2014). A range correction for ICESat and its potential impact on ice-sheet mass balance studies. *The Cryosphere*, 8(2):345–357.
- Bosch, W., Dettmering, D., und Schwatke, C. (2014). Multi-Mission Cross-Calibration of Satellite Altimeters: Constructing a Long-Term Data Record for Global and Regional Sea Level Change Studies. *Remote Sensing*, 6(3):2255–2281.
- Brenner, A., Bindschadler, R., Zwally, H., und Thomas, R. (1983). Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets. *J. Geophys. Res.*, 88:1617–1623.
- Brenner, A., DiMarzio, J., und Zwally, H. (2007). Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45(2):321–331.
- Brockley, D., Baker, S., Femenias, P., Martinez, B., Massmann, F.-H., Otten, M., Paul, F., Picard, B., Prandi, P., Roca, M., Rudenko, S., Scharroo, R., und Visser, P. (2017). REAPER: Reprocessing 12 Years of ERS-1 and ERS-2 Altimeters and Microwave Radiometer Data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 55(10):5506–5514.
- Brooks, R. (1982). Satellite altimeter results over East Antarctica. *Ann. Glac.*, 3(1):982.
- Brooks, R., Campbell, W., Ramseier, R., Stanley, H., und Zwally, H. (1978). Ice sheet topography by satellite altimetry. *Nature*, 274(5671):539–543.
- Brown, G. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1):67–74.
- Brunt, K., Hawley, R., Lutz, E., Studinger, M., Sonntag, J., Hofton, M., Andrews, L., und Neumann, T. (2017). Assessment of NASA airborne laser altimetry data using ground-based GPS data near Summit Station, Greenland. *The Cryosphere*, 11(2):681–692.
- Brunt, K. M., Neumann, T. A., und Larsen, C. F. (2019). Assessment of altimetry using ground-based GPS data from the 88S Traverse, Antarctica, in support of ICESat-2. *The Cryosphere*, 13(2):579–590.
- Chaplot, V., Darboux, F., Bourennane, H., Leguedois, S., Silvera, N., und Phachomphon, K. (2006). Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology*, 77:126–141.
- Cooper, A. (1989). Slope Correction By Relocation For Satellite Radar Altimetry. In *12th Canadian Symposium on Remote Sensing Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Institute of Electrical & Electronics Engineers (IEEE).
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., Fridez, P., Dach, R., Lutz, S., Walser, P., und Fridez, P., Herausgeber (2015). *Bernese GNSS Software Version 5.2*. Astronomical Institute, University of Bern, Bern Open Publishing, Bern.
- Davis, C. (1997). A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 35(4):974–979.
- Davis, C., Belu, R., und Feng, G. (2001). Elevation change measurement of the East Antarctic Ice Sheet, 1978 to 1988, from satellite radar altimetry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(3):635–644.
- Davis, C. und Ferguson, A. (2004). Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995–2000, from ERS-2 satellite radar altimetry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42(11):2437–2445.
- Davis, C., Li, Y., McConnell, J., Frey, M., und Hanna, E. (2005). Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise. *Science*, 308(5730):1898–1901.
- Duchossois (1995). ERS-2: A Continuation of the ERS-1 Success. Technischer Bericht 83, Directorate for Observation of the Earth and Its Environment, ESA, Paris.
- Dunnell, C. (1967). TRANET Doppler tracking system. *APL Tech. Dig.*, 6(4):17–23.
- Ekaykin, A., Lipenkov, V., Kuzmina, I., Petit, J., Masson-Delmotte, V., und Johnsen, S. (2004). The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Ann. Glac.*, 39:569–575.
- Ewert, H., Groh, A., und Dietrich, R. (2012a). Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *J. Geodyn.*, 59–60:111–123.

- Ewert, H., Popov, S., Richter, A., Schwabe, J., Scheinert, M., und Dietrich, R. (2012b). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.*, 191(2):557–568.
- Falck, C. (2013). Betrieb des PRARE-Bodensegments für ERS-2 – Abschlussbericht 2003. Technischer bericht, GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam.
- Flament, T. und Rémy, F. (2012). Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *J. Glac.*, 58(211):830–840.
- Francis, C. (1986). The ERS-1 radar altimeter mission. *Acta Astronautica*, 14:287–295.
- Frappart, F., Legrésy, B., Niño, F., Blarel, F., Fuller, N., Fleury, S., Birol, F., und Calmant, S. (2016). An ERS-2 altimetry reprocessing compatible with ENVISAT for long-term land and ice sheets studies. *Remote Sens. Environ.*, 184:558–581.
- Fricker, H., Borsa, A., Minster, B., Carabajal, C., Quinn, K., und Bills, B. (2005). Assessment of ICESat performance at the salar de Uyuni, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L21S06.
- Fricker, H. und Padman, L. (2012). Thirty years of elevation change on Antarctic Peninsula ice shelves from multimission satellite radar altimetry. *J. Geophys. Res.*, 117(C2):C02026.
- Fu, L.-L. und Cazenave, A. (2001). *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*, Band 69 in *International Geophysics Series*. Academic Press, San Diego - San Francisco - New York.
- Fyke, J., Lenaerts, J., und Wang, H. (2017). Basin-scale heterogeneity in Antarctic precipitation and its impact on surface mass variability. *The Cryosphere*, 11(6):2595–2609.
- Garcia-Mondéjar, A., Fornari, M., Bouffard, J., Féménias, P., und Roca, M. (2018). CryoSat-2 range, datation and interferometer calibration with Svalbard transponder. *Adv. Space Res.*, 62(6):1589–1609.
- Gardner, A., Moholdt, G., Scambos, T., Fahnstock, M., Ligtenberg, S., van den Broeke, M., und Nilsson, J. (2018). Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years. *The Cryosphere*, 12(2):521–547.
- Geng, J., Teferle, F., Meng, X., und Dodson, A. (2010). Kinematic precise point positioning at remote marine platforms. *GPS Solut.*, 14(4):343–350.
- Groh, A., Ewert, H., Rosenau, R., Fagiolini, E., Gruber, C., Floricioiu, D., Abdel Jaber, W., Linow, S., Flechtner, F., Eineder, M., Dierking, W., und Dietrich, R. (2014). Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects. *Surv. Geophys.*, 35(6):1481–1505.
- Groh, A., Ewert, H., Scheinert, M., Fritsche, M., Rülke, A., Richter, A., Rosenau, R., und Dietrich, R. (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global Planet. Change*, 98–99:45–53.
- Groh, A. und Horwath, M. (2016). The method of tailored sensitivity kernels for GRACE mass change estimates. *Geophys. Res. Abstr.*, 18:EGU2016–12065.
- Gunter, B., Didova, O., Riva, R., Ligtenberg, S., Lenaerts, J., King, M., van den Broeke, M., und Urban, T. (2014). Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change. *The Cryosphere*, 8(2):743–760.
- Gunter, B., Urban, T., Riva, R., Helsen, M., Harpold, R., Poole, S., Nagel, P., Schutz, B., und Tapley, B. (2009). A comparison of coincident GRACE and ICESat data over Antarctica. *J. Geod.*, 83(11):1051–1060.
- Hamilton, G. und Spikes, V. (2004). Evaluating a satellite altimeter-derived digital elevation model of Antarctica using precision kinematic GPS profiling. *Global Planet. Change*, 42(1-2):17–30.
- Hanna, E., Navarro, F., Pattyn, F., Domingues, C., Fettweis, X., Ivins, E., Nicholls, R., Ritz, C., Smith, B., Tulaczyk, S., Whitehouse, P., und Zwally, H. (2013). Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature*, 498(7452):51–59.
- Helm, V., Humbert, A., und Miller, H. (2014). Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *The Cryosphere*, 8(4):1539–1559.
- Helm, V., Rack, W., Cullen, R., Nienow, P., Mair, D., Parry, V., und Wingham, D. (2007). Winter accumulation in the percolation zone of Greenland measured by airborne radar altimeter. *Geophys. Res. Lett.*, 34:L06501.

- Herring, T. und Quinn, K. (1999). Atmospheric delay correction to GLAS laser altimeter ranges. Technischer bericht, Massachusetts Institut of Technology, Cambridge, MA. Algorithm Theoretical Basis Document, Version 2.1.
- Hofton, M., Luthcke, S., und Blair, J. (2013). Estimation of ICESat intercampaign elevation biases from comparison of lidar data in East Antarctica: Estimating ICESat elevation biases. *Geophys. Res. Lett.*, 40(21):5698–5703.
- Horwath, M. und Dietrich, R. (2009). Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. J. Int.*, 177(3):849–864.
- Horwath, M., Legrésy, B., Rémy, F., Blarel, F., und Lemoine, J.-M. (2012). Consistent patterns of Antarctic ice sheet interannual variations from ENVISAT radar altimetry and GRACE satellite gravimetry. *Geophys. J. Int.*, 189(2):863–876.
- Howat, I. M., Porter, C., Smith, B. E., Noh, M.-J., und Morin, P. (2019). The Reference Elevation Model of Antarctica. *The Cryosphere*, 13(2):665–674.
- Hurkmans, R., Bamber, J., und Griggs, J. (2012). Brief communication “Importance of slope-induced error correction in volume change estimates from radar altimetry”. *The Cryosphere*, 6(2):447–451.
- IPCC (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, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ivins, E. und James, T. (2005). Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. *Ant. Sci.*, 14(4):541–553.
- Johannessen, O., Khvorostovsky, K., Miles, M., und Bobylev, L. (2005). Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland. *Science*, 310:1013–1016.
- Kallenberg, B., Tregoning, P., Hoffmann, J., Hawkins, R., Purcell, A., und Allgeyer, S. (2017). A new approach to estimate ice dynamic rates using satellite observations in East Antarctica. *The Cryosphere*, 11(3):1235–1245.
- Kaspers, K., van de Wal, R., van den Broeke, M., Schwander, J., van Lipzig, N., und Brenninkmeijer, C. (2004). Model calculations of the age of firn air across the Antarctic continent. *Atmos. Chem. Phys.*, 4(5):1365–1380.
- Khvorostovsky, K. (2012). Merging and Analysis of Elevation Time Series Over Greenland Ice Sheet From Satellite Radar Altimetry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 50(1):23–36.
- Kohler, J., Neumann, T., Robbins, J., Tronstad, S., und Melland, G. (2013). ICESat Elevations in Antarctica Along the 2007–09 Norway-USA Traverse: Validation With Ground-Based GPS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 51(3):1578–1587.
- Konrad, H., Gilbert, L., Cornford, S., Payne, A., Hogg, A., Muir, A., und Shepherd, A. (2016). Uneven onset and pace of ice-dynamical imbalance in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 44(2):910–918.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legrésy, B., Blarel, F., und Rémy, F. (2008). On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sens. Environ.*, 112(4):1712–1729.
- Lacroix, P., Legrésy, B., Rémy, F., Blarel, F., Picard, G., und Brucker, L. (2009). Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sens. Environ.*, 113(12):2633–2641.
- Leben, R., Hamlington, B., und Haines, B. (2011). Seasat and Geosat Revisited: Using Sea Level Measurements to Improve Satellite Altimeter Orbits. *Journal of the Astronautical Sciences*, 58(3):479–493.
- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., van den Bosch, M., und Zanife, O.-Z. (2005). ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.*, 85:150–163.
- Legrésy, B., Rémy, F., und Blarel, F. (2006). Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. In *Proc. Symposium on 15 years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, 13–18 March 2006*, Noordwijk, The Netherlands. European Space Agency Publication Division. ESA-SP No. 614, paper No. 181.

- Legrésy, B., Rémy, F., und Schaeffer, P. (1999). Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophys. Res. Lett.*, 26(15):2231–2234.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., und Zhang, T. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Kapitel Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, Seiten 337–383. Cambridge University Press, Cambridge.
- Li, J. und Zwally, H. (2015). Response times of ice-sheet surface heights to changes in the rate of Antarctic firn compaction caused by accumulation and temperature variations. *J. Glac.*, 61(230):1037–1047.
- Li, X., Rignot, E., Mouginot, J., und Scheuchl, B. (2016). Ice flow dynamics and mass loss of Totten Glacier, East Antarctica, from 1989 to 2015. *Geophys. Res. Lett.*, 43(12):6366–6373.
- Liggett, D., Storey, B., Cook, Y., Liggett, D., Storey, B., und Cook, Y., Herausgeber (2015). *Exploring the Last Continent: An Introduction to Antarctica*. Springer International Publishing, Cham.
- Ligtenberg, S., Helsen, M., und van den Broeke, M. (2011). An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn. *The Cryosphere*, 5(4):809–819.
- Lingle, C. und Covey, D. (1998). Elevation changes on the East Antarctic ice sheet, 1978-93, from satellite radar altimetry: a preliminary assessment. *Annals of Glaciology*, 27:7–18. WOS:000079713100002.
- Martin, T., Zwally, H., Brenner, A., und Bindschadler, R. (1983). Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms. *J. Geophys. Res.*, 88(C3):1608.
- Martín-Español, A., King, M., Zammit-Mangion, A., Andrews, S., Moore, P., und Bamber, J. (2016a). An assessment of forward and inverse GIA solutions for Antarctica. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121(9):6947–6965.
- Martín-Español, A., Zammit-Mangion, A., Clarke, P., Flament, T., Helm, V., King, M., Luthcke, S., Petrie, E., Rémy, F., Schön, N., Wouters, B., und Bamber, J. (2016b). Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity and GPS data. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 121(2):182–200.
- McMillan, M., Shepherd, A., Sundal, A., Briggs, K., Muir, A., Ridout, A., Hogg, A., und Wingham, D. (2014). Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2. *Geophys. Res. Lett.*, 41(11):3899–3905.
- Mémin, A., Flament, T., Alizier, B., Watson, C., und Rémy, F. (2015). Interannual variation of the Antarctic Ice Sheet from a combined analysis of satellite gravimetry and altimetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 422:150–156.
- Mitchum, G. (1998). Monitoring the Stability of Satellite Altimeters with Tide Gauges. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 15(3):721–730.
- Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J., und Nicholls, R. J. (2015). Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment. *PLOS ONE*, 10(3):e0118571.
- Nguyen, A. und Herring, T. (2005). Analysis of ICESat data using Kalman filter and kriging to study height changes in East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L23S03.
- Niemeier, W. (2008). *Ausgleichsrechnung : statistische Auswertemethoden*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Nilsson, J., Gardner, A., Sandberg Sørensen, L., und Forsberg, R. (2016). Improved retrieval of land ice topography from CryoSat-2 data and its impact for volume-change estimation of the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 10(6):2953–2969.
- Nilsson, J., Vallelonga, P., Simonsen, S., Sørensen, L., Forsberg, R., Dahl-Jensen, D., Hirabayashi, M., Goto-Azuma, K., Hvidberg, C., Kjaer, H., und Satow, K. (2015). Greenland 2012 melt event effects on CryoSat-2 radar altimetry. *Geophys. Res. Lett.*, 42(10):3919–3926.
- Paolo, F., Fricker, H., und Padman, L. (2016). Constructing improved decadal records of Antarctic ice shelf height change from multiple satellite radar altimeters. *Remote Sens. Environ.*, 177:192–205.
- Paterson, W. (1994). *The Physics of Glaciers*. Elsevier, 3rd. Auflage.
- Quartly, G., Srokosz, M., und McMillan, A. (2001). Analyzing Altimeter Artifacts: Statistical Properties of Ocean Waveforms. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 18(12):2074–2091.

- Raney, R. (1998). The Delay/Doppler Radar Altimeter. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36(5):1578–1588.
- Rémy, F. und Legrésy, B. (1998). Antarctic non-stationary signals derived from Seasat-ERS-1 altimetry comparison. *Annals of Glaciology*, 27:81–85. WOS:000079713100012.
- Rémy, F. und Parouty, S. (2009). Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review. *Remote Sensing*, 1(4):1212–1239.
- Resti, A., Benveniste, J., Roca, M., und Levrini, G. (1999). The ENVISAT Radar Altimeter System (RA-2). *ESA Bulletin*, (98).
- Richter, A., Popov, S., Fritsche, M., Lukin, V., Matveev, A., Ekaykin, A., Lipenkov, V., Fedorov, D., Eberlein, L., Schröder, L., Ewert, H., Horwath, M., und Dietrich, R. (2014). Height changes over subglacial Lake Vostok, East Antarctica: Insights from GNSS observations. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119(11):2460–2480.
- Ridley, J. und Partington, K. (1988). A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *Int. J. Remote Sensing*, 9(4):601–624.
- Rignot, E. (2004). Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
- Rignot, E., Mouginot, J., und Scheuchl, B. (2011a). Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 333(6048):1427–1430.
- Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., und Morlighem, M. (2019). Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Seite 201812883.
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M., Monaghan, A., und Lenaerts, J. (2011b). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38(5):L05503.
- Roca, M., Laxon, S., und Zelli, C. (2009). The EnviSat RA-2 Instrument Design and Tracking Performance. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 47(10):3489–3506.
- Roemer, S., Legrésy, B., Horwath, M., und Dietrich, R. (2007). Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok / Antarctica. *Remote Sens. Environ.*, 106:269–284.
- Rosenau, R., Scheinert, M., und Dietrich, R. (2015). A processing system to monitor Greenland outlet glacier velocity variations at decadal and seasonal time scales utilizing the Landsat imagery. *Remote Sens. Environ.*, 169:1–19.
- Sandberg Sørensen, L., Simonsen, S., Forsberg, R., Khvorostovsky, K., Meister, R., und Engdahl, M. (2018). 25 years of elevation changes of the Greenland Ice Sheet from ERS, Envisat, and CryoSat-2 radar altimetry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 495:234–241.
- Scambos, T. und Shuman, C. (2016). Comment on ‘Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses’ by H. J. Zwally and others. *J. Glac.*, 62(223):599–603.
- Schutz, B., Zwally, H., Shuman, C., Hancock, D., und DiMarzio, J. (2005). Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L21S01.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin – New York, 2. Auflage.
- Shepherd, A., Ivins, E., A, G., Barletta, V., Bentley, M., Bettadpur, S., Briggs, K., Bromwich, D., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M., Lenaerts, J., Li, J., Ligtenberg, S., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J., Paden, J., Payne, A., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L., Scambos, T., Scheuchl, B., Schrama, E., Smith, B., Sundal, A., van Angelen, J., van de Berg, W., van den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P., Wingham, D., Yi, D., Young, D., und Zwally, H. (2012). A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, 338(6111):1183–1189.
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G., Nowicki, S., Payne, T., Scambos, T., Schlegel, N., A, G., Agosta, C., Ahlstrøm, A., Babonis, G., Barletta, V., Blazquez, A., Bonin, J., Csatho, B., Cullather, R., Felikson, D., Fettweis, X., Forsberg, R., Gallee, H., Gardner, A., Gilbert, L., Groh, A., Gunter, B., Hanna, E., Harig, C., Helm, V., Horvath, A., Horwath, M., Khan, S., Kjeldsen, K., Konrad, H., Langen, P., Lecavalier, B., Loomis, B., Luthcke, S., McMillan, M., Melini, D., Mernild, S., Mohajerani, Y., Moore, P., Mouginot, J., Moyano, G., Muir, A., Nagler, T., Niold, G., Nilsson, J., Noel, B., Otosaka, I., Pattle, M., Peltier, W., Pie, N., Rietbroek, R., Rott, H., Sandberg-Sørensen, L., Sasgen, I., Save, H., Scheuchl,

- B., Schrama, E., Schröder, L., Seo, K.-W., Simonsen, S., Slater, T., Spada, G., Sutterley, T., Talpe, M., Tarasov, L., van de Berg, W., van der Wal, W., van Wessem, M., Vishwakarma, B., Wiese, D., und Wouters, B. (2018). Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558(7709):219–222.
- Siegfried, M., Hawley, R., und Burkhart, J. (2011). High-Resolution Ground-Based GPS Measurements Show Intercampaign Bias in ICESat Elevation Data Near Summit, Greenland. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(9):3393–3400.
- Smith, W. H. F. und Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *GEOPHYSICS*, 55(3):293–305.
- Sørensen, L., Simonsen, S., Nielsen, K., Lucas-Picher, P., Spada, G., Adalgeirsdottir, G., Forsberg, R., und Hvidberg, C. (2011). Mass balance of the Greenland ice sheet (2003–2008) from ICESat data – the impact of interpolation, sampling and firn density. *The Cryosphere*, 5(1):173–186.
- Studinger, M. (2014). IceBridge ATM L2 Icessn Elevation, Slope, and Roughness, Version 2. Updated 2016 [2013.11.26]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. [date accessed: 2014-06-27].
- Sun, X., Abshire, J., Borsa, A., Fricker, H., Yi, D., DiMarzio, J., Paolo, F., Brunt, K., Harding, D., und Neumann, G. (2017). ICESAT/GLAS Altimetry Measurements: Received Signal Dynamic Range and Saturation Correction. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 55(10):5440–5454.
- Thomas, E., van Wessem, J., Roberts, J., Isaksson, E., Schlosser, E., Fudge, T., Vallenga, P., Medley, B., Lenaerts, J., Bertler, N., van den Broeke, M., Dixon, D., Frezzotti, M., Stenni, B., Curran, M., und Ekaykin, A. (2017). Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years. *Climate of the Past*, 13(11):1491–1513.
- Torge, W. (2003). *Geodäsie*. Walter de Gruyter, Berlin-New York, 2. Auflage.
- Urban, T. und Schutz, B. (2005). ICESat sea level comparisons. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L23S10.
- Van Wessem, J., Reijmer, C., Morlighem, M., Mouginot, J., Rignot, E., Medley, B., Joughin, I., Wouters, B., Depoorter, M., Bamber, J., Lenaerts, J., De Van Berg, W., Van Den Broeke, M., und Van Meijgaard, E. (2014). Improved representation of East Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model. *J. Glac.*, 60(222):761–770.
- van Wessem, J., van de Berg, W., Noël, B., van Meijgaard, E., Amory, C., Birnbaum, G., Jakobs, C., Krüger, K., Lenaerts, J., Lhermitte, S., Ligtenberg, S., Medley, B., Reijmer, C., van Tricht, K., Trusel, L., van Uft, L., Wouters, B., Wuite, J., und van den Broeke, M. (2018). Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2 – Part 2: Antarctica (1979–2016). *The Cryosphere*, 12(4):1479–1498.
- Vaughan, D., Comiso, J., I., A., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., und Zhang, T. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Kapitel Cryosphere, Seiten 317–382. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Velicogna, I., Sutterley, T., und van den Broeke, M. (2014). Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time-variable gravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 41(22):8130–8137.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A., Cipollini, P., und Benveniste, J. (2011). *Coastal Altimetry*. Springer Berlin Heidelberg.
- Wackernagel, H. (2003). *Multivariate Geostatistics: An Introduction With Applications*. Springer.
- Wakker, K., Zandbergen, R., und Ambrosius, B. (1991). Seasat precise orbit computation and altimeter data processing. *Int. J. Remote Sensing*, 12(8):1649–1669.
- WCRP Global Sea Level Budget Group (2018). Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data*, 10(3):1551–1590.
- Whitehouse, P. (2018). Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. *Earth Surface Dynamics*, 6(2):401–429.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., Chateau-Thierry, P. d., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P., und Wallis, D. (2006). CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Adv. Space Res.*, 37:841–871.

- Wingham, D., Rapley, C., und Griffiths, H. (1986). New techniques in satellite altimeter tracking systems. In *ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86) on Remote Sensing: Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs*, Band 3, Seiten 1339–1344, Zürich.
- Wingham, D., Ridout, A., Scharroo, R., Arthern, R., und Shum, C. (1998). Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996. *Science*, 282(5388):456–458.
- Wouters, B., Martín-Español, A., Helm, V., Flament, T., van Wessem, J., Ligtenberg, S., van den Broeke, M., und Bamber, J. (2015). Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula. *Science*, 348(6237):899–903.
- Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., und Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3):5005–5017.
- Zwally, H., Bindschadler, R., Brenner, A., Major, J., und Marsh, J. (1989). Growth of Greenland Ice Sheet: Measurement. *Science*, 246(4937):1–587–1,589.
- Zwally, H., Bindschadler, R., Brenner, A., Martin, T., und Thomas, R. (1983). Surface elevation contours of greenland and Antarctic Ice Sheets. *J. Geophys. Res.*, 88(C3):1589.
- Zwally, H., Giovinetto, M., Li, J., Cornejo, H., Beckley, M., Brenner, A., Saba, J., und Yi, D. (2005). Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992-2002. *J. Glac.*, 51(175):509–527.
- Zwally, H., Jun, L., Brenner, A., Beckley, M., Cornejo, H., DiMarzio, J., Giovinetto, M., Neumann, T., Robbins, J., Saba, J., Donghui, Y., und Wang, W. (2011). Greenland ice sheet mass balance: distribution of increased mass loss with climate warming; 2003-07 versus 1992-2002. *J. Glac.*, 57(201):88–102.
- Zwally, H., Li, J., Robbins, J., Saba, J., Yi, D., und Brenner, A. (2015). Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses. *J. Glac.*, 61(230):1019–1936.
- Zwally, H., 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. *J. Geodyn.*, 34(3-4):405–445.