

6.3 Frühere und heutige Änderungen des Antarktischen Eisschildes

WOLFGANG RACK

Frühere und heutige Änderungen des Antarktischen Eisschildes: Die Satellitenbeobachtung des Antarktischen Eisschildes bietet ein heterogenes Bild an Änderungen, das sich immer besser zu einem stimmigen Gesamtbild zusammenfügt. Ausgehend von subglazialen Schmelzprozessen in den Aufsetzonen und unter den frei schwimmenden Schelfeisen verliert der Westantarktische Eisschild (WAES) an Masse und trägt damit in beschleunigtem Maße zum Meeresspiegelanstieg bei. Dieser Prozess des dynamischen Ausdünnens lässt sich mit immer längeren Zeitreihen an Satellitendaten nachweisen. Die negative Massenbilanz wird dabei nicht durch vermehrte Schneeeakkumulation und die positive Massenbilanz des Ostantarktischen Eisschildes aufgewogen. Einzelne Auslassgletscher des Larsen-B-Schelfeises haben sich nach dem Kollaps 2002 und der darauf folgenden Beschleunigung stabilisiert, ein Prozess der in einem marinen Eisschild wie dem WAES jedoch nicht zu erwarten ist. Die zunehmende Ausdünnung der verbliebenen Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel und im Sektor der Amundsen und Bellingshausen See lässt einen weiteren Rückzug und Zerfall von Schelfeisen erwarten. Längere Zeitreihen sowie neue Technologie und Analysemethoden fördern das Verständnis der beobachteten glaziologischen Prozesse und sind damit Grundlage für verbesserte und zeitnahe Zukunftsprognosen.

Past and present changes of the Antarctic ice sheet: Satellite observations of the Antarctic ice sheets reveal a heterogeneous view of change which, however, is increasingly fitting into an overall consistent picture. As shown by progressively longer time series the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) is gradually losing mass by dynamic thinning initiated by subglacial melt near the ice shelf grounding zone. The negative mass balance of WAIS, the primary cause of Antarctica's contribution to global sea level rise, is only partly compensated by increased snow fall and a slightly positive mass balance of the East Antarctic Ice Sheet. Individual outlet glaciers of the former Larsen B ice shelf have stabilized after a period of post-collapse retreat, a process which is not expected for a marine ice sheet like WAIS. Partly as a result of surface melt, but primarily because of oceanic forcing, the increased thinning of ice shelves around the Antarctic Peninsula, the Bellingshausen and Amundsen Sea suggest a continued retreat and disintegration of ice shelves and subsequent destabilization of grounded ice in the near future. Advancement in technology and analysis techniques will contribute to the improved understanding of the observed changes building a basis for better forecasts of ice sheet decay and sea level rise expected over the next few decades.

Aufgrund der enormen Größe und Unzugänglichkeit der polaren Eisschilde ist die Satellitenfernerkundung die Grundlage für ihre zeitnahe und flächendeckende Beobachtung. Je nach Anwendung reichen Zeitreihen von Satellitendaten nun bis etwa 40 Jahre zurück. Die ursprünglichsten Anwendungen sind die Vermessung der räumlichen Ausdehnung des Eisschildes mittels Bildern (z.B. das Kalben von Eisbergen; COOK & VAUGHAN 2010) und die Ableitung von Oberflächeneigenschaften (z.B. Schmelzen), gefolgt von der genauen Messung der Oberflächenhöhe bis hin zur hochaufgelösten zeitlichen (jährlichen bis täglichen) Variabilität der Eisdynamik (TEDESCO 2015, MARSH et al. 2013). Aber auch für unsere aktuelle Zwischeneiszeit (das Holozän hat in der Antarktis vor etwa 12.000 Jahren eingesetzt) läßt die Kartierung von Fließlinien aus Satellitenbildern zum Teil Rückschlüsse auf die komplexe Eisdynamik des Antarktischen Eisschildes zu (HULBE & FAHNESTOCK 2007). Neben der kompletten Überdeckung erlaubt oder hilft die Erdbeobachtung mittels Satelliten daher kleinräumige Phänomene von heute und der jüngeren Vergangenheit in ein repräsentativeres Gesamtbild einzuordnen.

Der weitaus größte Anteil des globalen Landeises ist an den Antarktischen Kontinent gebunden, und ein

vollständiges Verschwinden des Eisschildes würde den Meeresspiegel global um etwa 58 Meter anheben. Ein Abschmelzen des Antarktischen Eisschildes als direkte Folge steigender Lufttemperaturen ist auf absehbare Zeit nicht möglich, da die überwiegend sehr tiefen Temperaturen selbst bei einer Erwärmung um mehrere Grad ein substantielles Schmelzen ausschließen. Es wurde jedoch lange vernachlässigt, dass durch die Ozeane, die 90% der globalen Klimaerwärmung aufnehmen, Wärmeenergie an die empfindlichen Ränder der marinen Eisschilde transportiert wird. Vermehrt gibt es konkrete Anzeichen dafür, dass auf diese Weise galoppierende eisdynamische Prozesse in Gang gesetzt werden, die die Stabilität zumindest von Teilen des an sich trägen Antarktischen Eisschildes gefährden und den Meeresspiegel schon über Zeiträume von einigen Jahrzehnten schneller ansteigen lassen als zunächst vermutet (VAUGHAN et al. 2013). Die Eisdynamik in der Aufsetzzone, dem Übergangsbereich zwischen dem fest aufliegenden Eisschild und den frei am Ozean aufschwimmenden Schelfeisen, spielt dabei eine wichtige Rolle, da fast der gesamte Eisexport der Eisschilde in Schelfeisen mündet. Für diese Betrachtung ist es nun in weiterer Folge wichtig, die Antarktis und ihren Eisschild in zumindest 3 unterschiedliche Regionen zu

unterteilen: (i) den westantarktischen Eisschild (WAES), (ii) den ostantarktischen Eisschild (OAES), und (iii) die Antarktische Halbinsel. Eine kritische Einschätzung der potenziellen Änderungen des Eises in diesen in vielerlei Hinsicht sehr unterschiedlichen Regionen wird zunächst mit Vergleichen zu früheren Eisausdehnungen möglich, sowie mittels Beobachtungen von heutigen Variationen.

Um ein besseres Verständnis für die Relevanz von relativ kurzfristigen Schwankungen in der Vereisung im Hinblick auf die nächsten Jahrzehnte und Jahrhunderte zu erlangen, ist es zudem sinnvoll, den Blick auf Epochen mit vergleichbarem Klima zu heute zu richten. Beispielsweise existierten in der Warmperiode des mittleren Pliozän (vor etwa 3 Mill. Jahren) der WAES und Teile des OAES nicht, und zu dieser Zeit war der Meeresspiegel deutlich höher als heute (MASSON-DELMOTTE et al. 2013). Die Atmosphäre hatte damals letztmalig einen CO_2 Gehalt von 400 ppm (parts per million), jener Wert also, der aufgrund der Verbrennung fossiler Brennstoffe gerade erst in unserer Gegenwart wieder erreicht wurde. In den letzten 1 Mill. Jahren war das Volumen der Eisschilde teilweise kleiner, und zwar in Perioden mit Temperaturen vergleichbar zu jenen, die für das nächste Jahrhundert vorhergesagt werden (VAUGHAN et al. 2013). Eine wesentliche Frage, die sich heute der Glaziologie stellt, ist daher, ob und wie schnell eine Abnahme der Masse des WAES aber auch des OAES mit den sich ändernden klimatischen Rahmenbedingungen möglich ist. Gibt es Anzeichen für schnelle Änderungen, und wenn ja, wie sind diese Beobachtungen zu interpretieren?

Eine Prognose der Änderungen selbst geschieht zwar durch Modellsimulationen beruhend auf naturwissenschaftlichen Gesetzen, jedoch angeleitet durch genaue Beobachtung. Die Qualität der Modelle selbst wird mit dem Vergleich an tatsächlichen Änderungen eingestuft, die entweder länger zurück liegen und sich

dadurch der direkten Beobachtung entziehen, bzw. die durch Satelliten direkt gewonnen wurden. Sind nun heutige Änderungen die Folge von lange vergangenen Klimasignalen, oder sind sie die Folge der jüngsten Erderwärmung? An welchen Stellen und in welchen Regionen ist der Eisschild am empfindlichsten, wo sind am ehesten Signale einer Klimaänderung der Gegenwart zu erwarten und vielleicht bereits zu erkennen?

Änderung der Gesamtmassenbilanz

Seit etwa 10-15 Jahren ist die Satellitentechnologie so weit fortgeschritten, dass Volumen und Masse des Eises bzw. mit zunehmender Länge der Messreihen deren Trends immer genauer erfasst werden können. Relativ neu ist die Messung des Schwerefeldes des Eisschildes und die Interpretation in Bezug auf Änderungen seiner Masse (Abb. 6.3-1; TEDESCO 2015). Somit stehen heute grundsätzlich drei unterschiedliche Methoden zur Verfügung, um die Massenänderung des gesamten Eisschildes mittels Satelliten zu ermitteln: (a) die geodätische Methode oder Wägemethode misst Änderungen im Schwerefeld der Erde, die der Massenänderung des Eises zugeordnet werden; (b) die Höhenmethode ordnet zeitliche Änderungen in der Oberflächenhöhe der Massenänderung zu; (c) die Eingangs-Ausgangs (»Budget«)-Methode stellt den Massenzutrag durch Schneefall im Inneren des Kontinents dem Massenverlust durch Eisabfluss an den Rändern gegenüber. Alle drei Methoden ermöglichen grundsätzlich die Erstellung einer Gesamtmassenbilanz, jedoch weisen sie unterschiedliche Stärken und Schwächen auf, und sie sind je nach Ausdehnung der betrachteten Gebiete unterschiedlich genau. Keine der oben beschriebenen Methoden kommt jedoch bislang ohne zusätzliche Hilfsdaten entweder aus Boden- oder Flugzeugmessungen aus (FRETWELL et al. 2013).

Basierend auf den oben beschriebenen Methoden ist

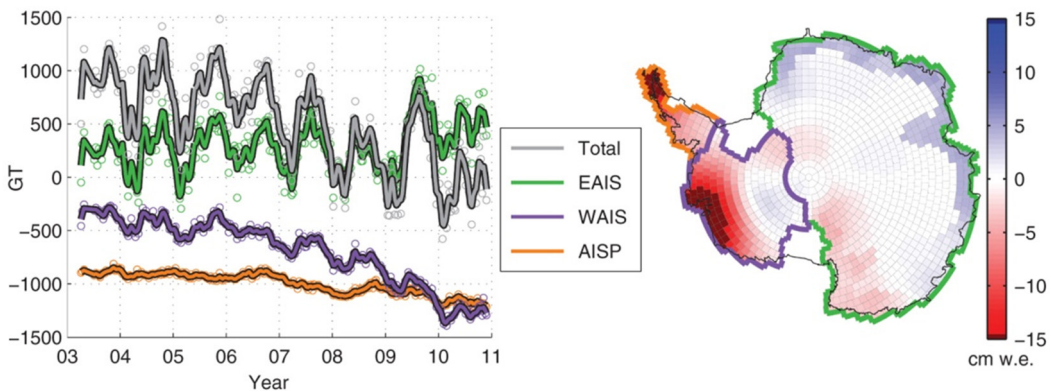


Abb. 6.3-1: Die Teilgebiete des Antarktischen Eisschildes und ihre Massenänderung 2003-2011, abgeleitet aus der Änderung des Erdschwerefeldes (links) in Gigatonnen/Jahr und (rechts) in cm Wasseräquivalent (aus TEDESCO 2015).

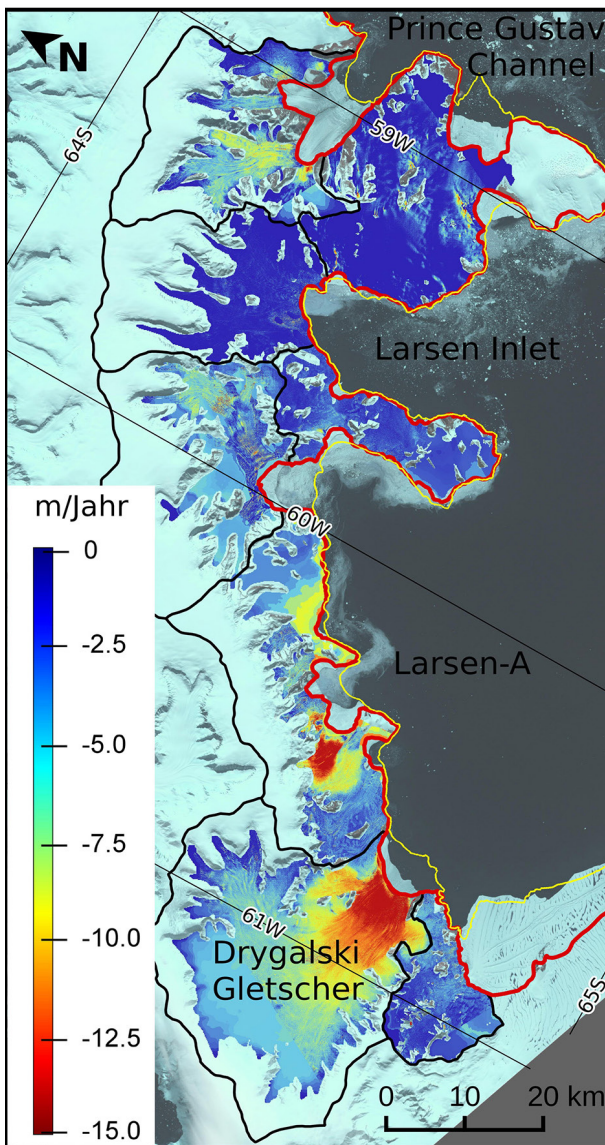
in Tab. 6.3-1 die Eismassenbilanz für die verschiedenen Hauptregionen der Antarktis für unterschiedliche Perioden wiedergegeben. Die gesamte Massenbilanz ist nahe am Gleichgewicht, da jährlich etwa 2.000 Gigatonnen (Gt) Massenzutrag durch Schneefall etwa dieselbe Menge an Eisbergkalben und Schmelzen gegenüberstehen (1 Gt entspricht etwa 1,1 km³ Eis, 360 Gt negative Massenbilanz erhöht den Meeresspiegel um etwa 1 mm). Die Ableitung eines relativ niedrigen Ungleichgewichts einer großen Masse (mit jedoch messbar signifikanter Auswirkung auf den Meeresspiegel) erfordert eine hohe Messgenauigkeit um Änderungen und Trends festzustellen. Die Unsicherheiten werden daher für spätere Perioden aufgrund zunehmender Messgenauigkeiten kleiner. Die Zahlen für die jüngste Periode sind in Volumeneinheiten angegeben (km³)

und noch nicht in Masse (Gt) umgerechnet. Die Umrechnung erfordert jedoch Annahmen über die Dichte des Schnees oder Eises und bedarf genauer Überlegung, die Massenwerte 2011–2014 sind daher je nach Gebiet um etwa den Faktor 0,5 bis 0,8 kleiner als die angegebenen Zahlen. Es zeigt sich jedoch schon hier, dass die negative Massenbilanz durch das WAES über den gesamten Zeitraum dominiert wird, und der Gesamtmassenverlust durch das Abfließen von Eis verursacht wird. Die leicht positive Massenbilanz für das OAES wird durch eine Zunahme des Schneefalls in dieser Region verursacht. Im Folgenden werden nun jene Regionen an Hand von Beispielen genauer beschrieben, in denen signifikante Änderungen mittels Satelliten beobachtet wurden, und die Hinweise auf eine mögliche weitere Entwicklung in Hinblick auf die Gesamtmassenbilanz geben.

Änderungen an der Antarktischen Halbinsel

Die Antarktische Halbinsel nimmt eine klimatische Sonderstellung ein. Sie ragt zwischen dem 55. und 65. westlichen Längengrad weit über den südlichen Polarkreis hinaus nach Norden in Richtung des südamerikanischen Kontinents. In dieser Region wurden seit Mitte des 20. Jahrhunderts weltweite Rekordwerte im Temperaturanstieg gemessen, die etwa fünfmal über dem globalen Mittel liegen (VAUGHAN et al. 2013). Zwei Wetterstationen weisen Messreihen auf, die weiter zurück reichen als die Satellitenbeobachtung. An der nördlichen Halbinsel überstieg die mittlere Sommertemperatur in einigen Jahren sogar die Null-Grad Grenze und führte aus glaziologischer Sicht zu einer der für dieses Thema bedeutsamen sowie noch immer spektakulärsten Beobachtungen: dem Rückzug und dem anschließenden Kollaps des nördlichen Larsen-Schelfeises, und der anschließende Destabilisierung der Auslassgletscher (Abb. 6.3-2). Diese Beobachtung ist deshalb wichtig, weil etwa 74% der Antarktischen Küstenlinie aus Schelfeisen oder schwimmenden Gletschern bestehen (BINDSCHADLER et al. 2011). Diese sind sowohl der Änderungen der Luft als auch des Ozeans ausgesetzt, und daher besonders anfällig gegen Erwärmung.

Abb. 6.3-2: Dynamisches Absinken der Oberfläche an den Auslassgletschern des ehemals nördlichen Larsen Schelfeises, abgeleitet mittels der Höhenmethode der deutschen TanDEM-X Mission in Meter/Jahr (aus ROTT et al. 2014).



Larsen-A und -B Schelfeis: Kollaps und Destabilisierung der Inlandgletscher

Obwohl über einige Jahre hindurch der allmähliche Rückzug der nördlichen Teile des Larsen-Schelfeises beobachtet wurde, erfolgte die plötzliche Auflösung des Larsen-A im Januar 1995 völlig überraschend. Durch Radartechnologie war es erstmals möglich, ein Ereignis dieser Art durch die Wolkendecke hindurch zu beobachten. Bis dahin waren zwar oft riesige Eisberge als Folge regelmässiger (zyklischer) Kalbungsereignisse beobachtet worden, aber nicht ein Zerbrechen eines Schelfeises in eine Vielzahl kleiner Eisberge. Zeitgleich erfolgte am südlicheren Larsen-B nach Jahrzehnten des Vorstoßes wohl noch ein solches zyklisches Kalbungsereignis, da es zu dieser Zeit nicht als ungewöhnlich eingestuft werden konnte. Aber auch hier setzte nach 1995 ein stetiger Rückzug ein, und Larsen-B zerbrach im März 2002 fast vollständig. Obwohl die Größenordnung der Rückzugsflächen mit Blick auf die großen antarktischen Schelfeise als sehr klein bezeichnet werden muss, wurde deutlich, dass Schelfeise auf Auslassgletscher eine stabilisierende Rückhaltekraft ausüben. Obwohl das Zerbrechen eines frei schwimmenden Schelfeises keine unmittelbare Auswirkung auf die Erhöhung des Meeresspiegels hat, wurde eine unmittelbare Destabilisierung der fest am Felsbett aufliegenden Auslassgletscher stromaufwärts beobachtet (RACK & ROTT 2004). Dies führte zu einem Rückzug der Gletscher hinter die ursprüngliche Aufsetzlinie (die Übergangslinie zwischen dem am Felsbett aufliegendem Gletscher und am Ozean frei schwimmenden Schelfeis), zu einer signifikanten Beschleunigung der Eisbewegung im gesamten Einzugsgebiet, einem Einsinken der Oberfläche, und damit in weiterer Folge zu einem messbaren Beitrag zum Meeresspiegelanstieg (ROTT et al. 2014). Das Satellitenbild in *Abb. 6.3-2* zeigt eine Analyse des Rückzugs von Auslassgletschern in das Larsen-A und anderer kleinerer bereits bis 1995 verschwundener Schelfeisgebiete. Das Einzugsgebiet des Drygalski Gletschers erfuhr eine Vervielfachung der Fliessgeschwindigkeit und ein Einsinken der Oberfläche innerhalb eines kurzen Zeitraums nach dem Larsen-A Kollaps. Die meisten Auslassgletscher des Larsen-B weisen selbst heute noch überdurchschnittlich hohe Geschwindigkeiten auf, nur wenige haben bisher nach dem Rückzug annähernd vormalige Werte erreicht (WUITE et al. 2015).

Nach dem Kollaps des Larsen-A und -B wurden Sedimentkerne vom Meeresboden unter dem vormaligen Schelfeis entnommen und auf klimatische Änderungen in der jüngeren Vereisungsgeschichte hin untersucht. Es zeigte sich, dass der Kollaps des Larsen-B für das Holozän (die Klimaperiode seit der letzten Eiszeit) einmalig und eine erneute Bildung im gegenwärtigen

Klima ausgeschlossen ist. Larsen-A hingegen hatte in der holozänen Warmperiode vor etwa 5.000 Jahren nicht existiert und konnte sich danach erneut bilden (DOMACK et al. 2005).

Der Schelfeirückzug selbst war zunächst eine Folge des sommerlichen Schmelzwassers, das von der Oberfläche her die Spaltenbildung fördert und so das Schelfeis brüchig werden lässt. An den mehrheitlich sehr viel weiter im Süden gelegenen Schelfeisen ist dieses intensive Schmelzen von wenigen Ausnahmen abgesehen nicht beobachtet worden, und ist auf längere Zeit auch nicht zu erwarten. Es stellt sich jedoch die Frage, ob eine kritische Ausdünnung des Eises auch von der Unterseite her erfolgen kann, die zu einem ähnlichen Szenario wie bei den Larsen-Schelfeisen führt. Eine erste mögliche Antwort darauf gab der seit den 1990er Jahren beobachtete Rückzug des Wilkins Schelfeises am südwestlichen Ausläufer der Halbinsel. Er fand mit einem teilweisen Zerbrechen des Schelfeises 2009 nach dem Muster des Larsen-A und -B einen vorläufigen Höhepunkt. Hier hat wahrscheinlich das Schmelzen an der Unterseite des Schelfeises, allerdings schon vor dem Jahr 2000, gepaart mit dynamischen Effekten durch große Dickenunterschiede eine tragende Rolle im Auflösungsprozess gespielt (BRAUN et al. 2009). Insgesamt sind an der Antarktischen Halbinsel im letzten halben Jahrhundert etwa 28.000 km² an Schelfeisflächen verloren gegangen (COOK & VAUGHAN 2010). Das größte Schelfeis an der Halbinsel ist noch immer das Larsen-C, das südlich an das Larsen-B angrenzt. Nach den Beobachtungen weiter nördlich bietet dieses Schelfeis nun die Möglichkeit, einen etwaigen Rückzugsprozess mit modernen Methoden noch besser zu dokumentieren. Auch hier wird vermehrtes Schmelzen an der Oberfläche beobachtet, sowie eine Reduktion in der Freibordhöhe des schwimmenden Schelfeises. Letzteres ist sowohl auf eine Kompaktion des Schnees mit zunehmender Erwärmung als auch auf langjähriges verstärktes subglaziales Schmelzen zurückzuführen. Es ist somit auch mit einem Rückzug des Larsen-C Schelfeis mit überregionalen Auswirkungen in nicht allzuferner Zukunft zu rechnen. Hier wie in anderen Gebieten wird für die Zeitabfolge unter anderem entscheidend sein, wann die beobachtete Ausdünnung das Schelfeis von stabilisierenden Verankerungspunkten löst (FRICKER & PADMAN 2012).

Gesamtantarktische Trends im Schelfeisvolumen

Die Dicke der frei schwimmenden Schelfeise kann mittels Satellitenaltimetern über eine Freibordmessung abgeschätzt werden. Heute stehen beinahe 20 Jahre an hinreichend präzisen Altimetermessungen zur Ver-

fügung, die die Berechnung eines Volumentrends ermöglichen. Im Zeitraum 1994–2003 war die Reduktion im Volumen mit $25 \pm 64 \text{ km}^3$ vernachlässigbar, die sich jedoch 2003–2012 sprunghaft auf $310 \pm 74 \text{ km}^3$ erhöhte (PAOLO et al. 2015). Dabei ergibt sich als einprägendes Muster, dass die Schelfeise entlang des WAES und der Antarktischen Halbinsel ausdünnen, und entlang des OAES eher eine leichte Zunahme in der Dicke zu beobachten ist. Die Größenordnung der Ausdünnung ist durch die Zunahme des basalen Schmelzens, die Kompaktierung der Schneedecke und eine horizontale Dehnung des Eises zu erklären. Eine Zunahme in der Dicke kann wohl auf die Zunahme des Niederschlags oder auf die Verringerung des Abschmelzens an der Unterseite zurückgeführt werden. Weitere Untersuchungen sind dringend notwendig, um das beobachtete Signal den einzelnen Prozessen korrekt zuzuordnen.

Westantarktischer Eisschild und angrenzende Schelfeise

Der Westantarktische Eisschild wird als ein potenziell instabiler mariner Eisschild betrachtet, da sein Eis zum größten Teil unter dem Meeresspiegel auf dem Festlandssockel aufliegt und das Gletscherbett zum Inland hin abfällt. Dieser Abfall im Felsbett begünstigt nach anfänglichem Rückzug des Eises an den Rändern einen in der Folge beschleunigten Rückzug, da immer größere Stirnflächen an den Rändern erodierendem Wasser ausgesetzt sind. Das nachfolgende Einsinken der Oberfläche zunächst nahe der Eisfront führt zu einem Anstieg der Oberflächenneigung, ein bestimmender

Faktor in einem beschleunigten Fließverhalten. Diese positive Rückkopplung des dynamischen Ausdünnens ist am WAES von zusätzlicher Bedeutung, da selbst nach vollständigem glazial-isostatischem Ausgleich des Festlandssockels durch die Entlastung eines schwindenden Eisschildes der Untergrund sich immer unter dem Meeresspiegel befinden wird.

Die massenmässig größten Änderungen des letzten Jahrzehnts wurden im Sektor der Amundsen See des WAES beobachtet, ein Anzeichen dafür, dass dieser am schnellsten auf ozeanographische Änderungen reagiert (Abb. 6.3-3). Die Beobachtung belegt ein weiträumiges und signifikantes Absinken der Oberfläche um bis zu etwa 1m/Jahr im Bereich der Pine Island und Thwaites Gletscher (HELM et al. 2014), eine Zunahme des Eisexports über die Aufsetzzone seit 1973 um bis zu 77% (MOUGINOT et al. 2014), eine Abnahme der Dicke der Schelfeise um bis etwa 20 m/Jahr (PAOLO et al. 2015) und einen Rückzug der Aufsetzlinie an mehreren Auslassgletschern und Eisströmen um bis zu 30 km (RIGNOT et al. 2014). Die weit verbreitete Ausdünnung der Schelfeise wird stets gleichzeitig mit einem dynamischen Ausdünnen des festaufliegenden Eisschildes stromaufwärts beobachtet, was einen ursächlichen Zusammenhang nahelegt (Abb. 6.3-3). Das Einfließen von wärmerem zirkumpolarem Tiefenwasser in die Schelfeiskavernen hat im Bereich der Amundsen See möglicherweise bereits einen unumkehrbaren Rückzug des WAES eingeleitet (PRITCHARD et al. 2012).

Ein sehr unterschiedliches Bild ergibt sich jedoch im Gebiet der Ross-See, wo mehrere große aktive und

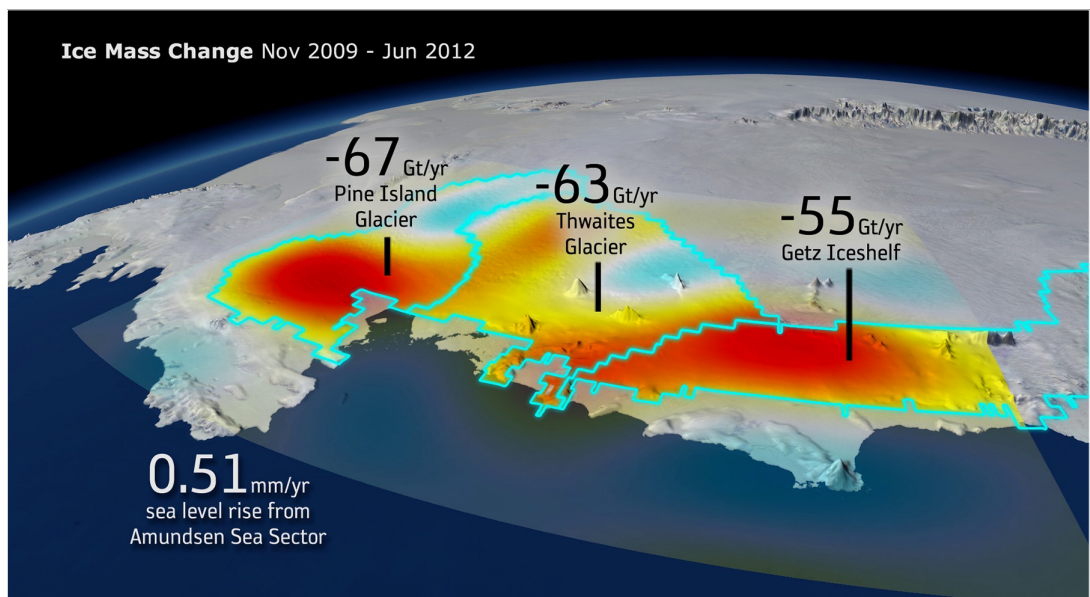


Abb. 6.3-3: Die jüngsten Eisverluste am Westantarktischen Eisschild in Gigatonnen/Jahr mittels Wägemethode (pers. Mitt. J. Bouman, DGFI-TUM. <http://earth.esa.int>).

inaktive Eisströme des WAES in das Ross-Schelfeis münden. In Satellitenbildern sichtbare Muster von Fließlinien am Ross-Schelfeis legen in Kombination mit numerischen Simulationen eine Aktivierung bzw. die Stagnation einzelner Eisströme in typischen Zeiträumen von Jahrhunderten nahe (HULBE & FAHNESTOCK 2007). Der Kamb Eisstrom beispielsweise stagniert seit etwa 150 Jahren, und als Folge des fehlenden Eisexportes nimmt die Oberflächhöhe im Einzugsgebiet zu (PRITCHARD et al. 2012). Als Ursache für die De- und Reaktivierung dieser Eisströme werden spezielle subglaziale Eigenschaften des Gletscherbettes in dieser Region vermutet, was Gegenstand intensiver aktueller Forschung ist.

Allgemeine Höhenänderungen und Oberflächenschmelzen

Der europäische CryoSat-2 ist momentan der einzige Erdbeobachtungssatellit, der seit 2010 ausschließlich und speziell zur Höhenmessung der Kryosphäre eingesetzt wird. Die Messung des Gesamtvolumens über den Zeitraum 2011–2014 ergibt eine Reduktion von $-128 \text{ km}^3/\text{Jahr}$, verglichen mit $-60 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ zwischen 2003 und 2009 (HELM et al. 2014). Die Zahlen für die Hauptregionen sind in Tab. 6.3-1 wiedergegeben. Die Abnahme in der Oberfläche wird wiederum vom WAES dominiert (um den Faktor 3 höher als im vorhergehenden Vergleichszeitraum). Der hohe Volumenzuwachs am OAES ist allerdings mit einer großflächige Niederschlagsanomalie in Dronning Maud Land (im atlantischen Sektor der Antarktis) zu erklären. Letzteres demonstriert, dass neben Messungenauigkeiten auch aussergewöhnliche Einzelereignisse kurze Zeitreihen dominieren können und bei Rückschlüssen auf Trends Vorsicht geboten ist.

Eine etwaige Erwärmung und Verdichtung der Schneedecke muss übrigens selbst über kurze Zeiträume bei der Erstellung der Gesamtmassenbilanz mittels der Höhenmethode berücksichtigt werden (sie wirkt sich über längere Zeiträume auch auf das Fließverhalten des Eises aus). Selbst geringes Oberflächenschmelzen kann jedoch mit Hilfe von Satellitensensoren (entweder passive Mikrowellenradiometer oder Radar) seit etwa vier Jahrzehnten sehr leicht detektiert werden (TEDESCO 2015). Bisher wurden jedoch abgesehen von

der Antarktischen Halbinsel keine Schmelzereignisse beobachtet, die über die zu erwartende Variabilität signifikant hinausgehen. Auch das ist ein Hinweis darauf, dass die Ursachen für die gegenwärtigen Änderungen südlich der Halbinsel primär ozeanographisch bedingt sind und die Volumenänderungen in Tab. 6.3-1 vorwiegend Massenänderungen zuzuschreiben sind und nicht einer Kompaktion der Schneedecke durch Erwärmung.

Zusammenfassung und Ausblick

Die Größe des Antarktischen Eisschildes und damit der Meeresspiegel hat in der jüngsten Erdgeschichte erheblich variiert. Für die heutige glaziologische Forschung stellt sich daher die wichtige Frage, ob es Anzeichen für einen gallopernden Rückzug der marinen Eisschilde gibt. Auch wenn wir kein eindeutiges Analogon aus der Klimageschichte kennen, so gibt die Erdbeobachtung mittels Satelliten eindeutige Hinweise darauf, wie dynamisch das Landeis auf veränderte klimatische Rahmenbedingungen reagiert. Neben der unerwarteten Komplexität im Fließverhalten sind schnelle und signifikante Änderungen in der Ausdehnung und Masse des Eisschildes offensichtlich. Kollabierende Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel wie das nördlich Larsen- und Wilkins-Schelfeis waren in ihrer Ausdehnung zwar klein, die Beobachtungen haben aber erstmals gezeigt, dass sowohl atmosphärische wie ozeanographische Änderungen zu einem ähnlichen Kollaps führen und auf indirektem Weg zum Meeresspiegelanstieg beitragen können. Diese Beobachtungen und die Ausdünnung der Schelfeise im Bereich der Amundsen See zeigen, dass die Stabilität der Schelfeise sowie eisdynamische Prozesse in den Aufsetzungen entscheidend das unmittelbare Schicksal der Eisschilde beeinflussen. Aktuelle Daten zeigen eine unerwartet schnelle und signifikante Abnahme der Gesamtmassenbilanz und unterstreichen die Sensitivität von marinen Eisschilden auf ozeanographische Änderungen. Dieses Signal ist momentan auf den Bereich des WAES beschränkt, jedoch sind auch die marinen Ränder des OAES potenziell gefährdet. Letztendlich können nur verlässliche Computersimulationen der Eisdynamik Aufschluss geben über die zu erwartenden Änderungen in der nahen Zukunft. Diese benötigen jedoch als Eingangsdaten weiterhin verbesserte Resultate aus der Fernerkundungsbeobachtung.

Tab. 6.3-1: Die heutige Eismassenbilanz des Antarktischen Eisschildes sowie der drei Unterregionen, gemessen mit unterschiedlichen Satellitenmethoden, neben Vergleichswerten für den Grönländischen Eisschild (Zahlen in Gigatonnen/Jahr, ausser 2011-2014 in km^3/Jahr ; Umrechnung s. Text).

| Zeitraum | Antarktis Ost | Antarktis West | Antarkt. Halbinsel | Antarktis Gesamt | Grönland | Methode |
|------------------------|---------------|----------------|--------------------|------------------|-----------------|--------------------------|
| 1993-2003 ¹ | -9 ± 50 | -49 ± 31 | -12 ± 17 | -71 ± 61 | -83 ± 63 | Höhen-Meth./Budget-Meth. |
| 2003-2012 ² | $+26 \pm 13$ | -116 ± 13 | -24 ± 4 | -114 ± 23 | -240 ± 18^3 | Wäge-Meth. |
| 2011-2014 ⁴ | $+59 \pm 63$ | -152 ± 11 | -35 ± 9 | -128 ± 83 | -375 ± 24 | Höhen-Meth. |

¹ SHEPERD et al. (2012); ² SASGEN et al. (2013); ³ 2002–2012 (ref. in VAUGHAN et al., 2013); ⁴ HELM et al. (2014)

Literatur

- BINDSCHADLER, R., CHOI, H., WICHLACZ, A., BINGHAM, R., BOHLANDER, J., BRUNT, K., CORR, H. et al. (2011): Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere*, 5, 569–588, 10.5194/tc-5-569-2011.
- BRAUN, M., HUMBERT, A. & A. MOLL (2009): Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. *The Cryosphere*, 3, 41–56, 10.5194/tc-3-41-2009.
- COOK, A. & D. VAUGHAN (2010): Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, 77–98, 10.5194/tc-4-77-2010.
- DOMACK, E., DURAN, D., LEVENTER, A., ISHMAN, S., DOANE, S., MCCALLUM, S., AMBLAS, D., RING, J., GILBERT, R. & M. PRENTICE (2005): Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. *Nature*, 436, 681–685, 10.1038/nature03908.
- FRETWELL, P., PRITCHARD, H., VAUGHAN, D., BAMBER, J., BARRAND, N., BELL, R., BIANCHI, C. et al. (2013): Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7, 375–393, 10.5194/tc-7-375-2013.
- FRICKER, H. & L. PADMAN (2012): Thirty years of elevation change on Antarctic Peninsula ice shelves from multimission satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 117, 10.1029/2011JC007126.
- HELM, V., HUMBERT, A. & H. MILLER (2014): Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *The Cryosphere*, 8, 1539–1559, 10.5194/tc-8-1539-2014.
- HULBE, C. & M. FAHNESTOCK (2007): Century-scale discharge stagnation and reactivation of the Ross ice streams, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112, F03S27, 10.1029/2006JF000603.
- MARSH, O., RACK, W., FLORICIOIU, D., GOLLEDGE, N. & W. LAWSON (2013): Tidally induced velocity variations of the Beardmore Glacier, Antarctica, and their representation in satellite measurements of ice velocity. *The Cryosphere*, 7, 1375–1384, 10.5194/tc-7-1375-2013.
- MASSON-DELMOTTE, V., SCHULZ, M., ABE-OUCHI, A., BEER, J., GANOPOLSKI, A., GONZALEZ ROUCO, J. F., JANSEN, E., LAMBECK, K., LUTERBACHER, J., NAISH, T., OSBORN, T., OTTO-BLIESNER, B., QUINN, T., RAMESH, R., ROJAS, M., SHAO, X. & A. TIMMERMANN (2013): Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the 5th AR of the IPCC* [Stocker, T.F., and 9 others (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- MOUGINOT, J., RIGNOT, E. & B. SCHEUCHL (2014): Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophysical Research Letters*, 41, 1576–1584, 10.1002/2013GL059069.
- PAOLO, F. S., FRICKER, H. A. & L. PADMAN (2015): Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348, 327–331, 10.1126/science.aaa0940.
- PRITCHARD, H., LIGTENBERG, S., FRICKER, H., VAUGHAN, D., BROEKE, M. & L. PADMAN (2012): Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484, 502–505, 10.1038/nature10968.
- RACK, W. & H. ROTT (2004): Pattern of retreat and disintegration of the Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 39, 505510, 10.3189/172756404781814005.
- RIGNOT, E., MOUGINOT, J., MORLIGHEM, M., SEIROUSSI, H. & B. SCHEUCHL (2014): Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, 41, 3502–3509, 10.1002/2014GL060140.
- ROTT, H., FLORICIOIU, D., WUIE, J., SCHEIBLAUER, S., NAGLER, T. & M. KERN (2014): Mass changes of outlet glaciers along the Nordensjøkøld Coast, northern Antarctic Peninsula, based on TanDEM-X satellite measurements. *Geophysical Research Letters*, 41, 8123–8129, 10.1002/2014GL061613.
- SASGEN, I., KONRAD, H., IVINS, E., BROEKE, M., BAMBER, J., MARTINEC, Z. & V. KLEMANN (2013): Antarctic ice-mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite gravimetry measurements with improved estimate of glacial-isostatic adjustment based on GPS uplift rates. *The Cryosphere*, 7, 1499–1512, 10.5194/tc-7-1499-2013.
- SHEPHERD, A., IVINS, E. R., GERUO, A., BARLETTA, V. R., BENTLEY, M. J., BETTADPUR, S., BRIGGS, K. H., BROMWICH, D. H., FORSBERG, R. & N. GALIN (2012): A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, 1183–1189, 10.1126/science.1228102.
- TEDESCO, M. (ed.) (2015): *Remote Sensing of the Cryosphere*. Wiley-Blackwell Cryosphere Science Series, John Wiley & Sons Ltd. Companion website: www.wiley.com/go/tesesco/cryosphere.
- VAUGHAN, D. G., COMISO, J. C., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK, R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J., RIGNOT, E., SLOMINA, O., STEFFEN, K. & T. ZHANG (2013): Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the 5th AR of the IPCC* [Stocker, T. F. & 9 others (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- WUIE, J., ROTT, H., HETZENECKER, M., FLORICIOIU, D., DE RYDT, J., GUDMUNDSSON, G. H., NAGLER, T. & M. KERN (2015): Evolution of surface velocities and ice discharge of Larsen B outlet glaciers from 1995 to 2013. *The Cryosphere*, 9, 957–969, 10.5194/tc-9-957-2015.

Kontakt:

Dr. Wolfgang Rack
University of Canterbury, Gateway Antarctica
New Zealand
wolfgang.rack@canterbury.ac.nz

Rack, W. (2015): *Frühere und heutige Änderungen des antarktischen Eisschildes* In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 231–237. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.35