

6.4 Der Westantarktische Eisschild im Klimawandel

KLAUS GROSFELD, MALTE THOMA, SEBASTIAN GÖLLER & HARTMUT H. HELLMER

Der Westantarktische Eisschild im Klimawandel: *Der Westantarktische Eisschild hat aufgrund seiner unter dem Meeresspiegel gegründeten Basis einen besonderen Einfluss auf den globalen Meeresspiegelanstieg. Änderungen in der Ozeantemperatur oder im Zustrom warmer Wassermassen auf den Kontinentalschelf und in die Schelfeiskavernen hinein führen zu einem vermehrten Ausdünnen der Schelfeisgebiete, die eine rückstauende Wirkung auf den Abfluss von Eismassen aus dem Inland ausüben. Für viele Regionen der Westantarktis kommt hinzu, dass sich der Meeresboden landeinwärts neigt. Dies stellt eine instabile Position für die Gründungszone der Schelfeise dar und einmal in Bewegung gebracht, führt es zu einem fortschreitenden Rückzug und einem vermehrten Eisabfluss. Simulationen mit eisdynamischen Modellen unter der Annahme einer zukünftigen Klimaerwärmung prognostizieren einen verstärkten Beitrag insbesondere der Westantarktis zum globalen Meeresspiegel. Für die nächsten hundert bis tausend Jahre kann dieser bis zu einem halben Meter betragen. Es ist sogar mit einem teilweisen Kollaps des Westantarktischen Eisschildes zu rechnen, der den globalen Meeresspiegel um mehrere Meter ansteigen lassen würde.*

The West Antarctic Ice Sheet in climate change: *The West Antarctic Ice Sheet has a particular influence on global sea-level rise owing to its base being below sea level. Changes in ocean temperature or in the inflow of warm water masses onto the continental shelf and into the ice-shelf cavities lead to increased thinning of the ice shelves which exert a buttressing effect on the outflow of ice from the ice sheet. For widespread regions of West Antarctica, in addition the seabed slopes downward inland. This causes possible instabilities of the grounding-line position of the ice shelves and once set in motion, might cause an irreversible retreat of the grounding line and an increased ice loss. Simulations with thermomechanical ice-sheet models, based on future climate-change scenarios, predict an increasing contribution in particular of West Antarctica to global sea-level rise. For the next few hundred to a thousand years, this contribution can be up to half a meter. Even a partial collapse of the West Antarctic Ice Sheet is possible, which would raise the global sea level by several meters.*

Geologische Einordnung und Vereisungsgeschichte der Westantarktis

Der Westantarktische Eisschild (engl. *West Antarctic Ice Sheet*, WAIS) bedeckt die Landmassen der Antarktis, die durch das Transantarktische Gebirge von der Ostantarktis getrennt sind. Die Westantarktis umfasst die geologischen Einheiten des Marie Byrd Land, des Ellsworth Land und der Antarktischen Halbinsel (Abb. 6.4-1). Die Antarktische Halbinsel (engl. *Antarctic Peninsula*) ist wiederum in zwei Bereiche unterteilt, Palmer Land im Süden und Graham Land im Norden. Diese vier Struktureinheiten können als getrennte, geologisch eigenständige Mikrokontinente bezeichnet werden (FÜTTERER 1986). Im Gegensatz zur Ostantarktis, die aus einem im Wesentlichen präkambrisch (Erdfrühzeit zwischen ca. 3.800 Mio. und 540 Mio. Jahre vor heute) gebildeten Festlandssockel oberhalb des Meeresspiegels besteht, ist die Westantarktis durch topographisch stark zergliederte Strukturblöcke gekennzeichnet, die ohne Eisbedeckung ein Insel-Archipel unterhalb des Meeresspiegels bilden würden. Daher wird der Eisschild der Westantarktis auch als mariner Eisschild bezeichnet, der in bis zu 2.500 m Tiefe gründet. Die beiden größten zusammenhängenden Schelfeisgebiete der Antarktis, das Filchner-Ronne-Schelfeis im Weddellmeer, und das Ross-Schelfeis im Ross-Meer, sind ebenfalls Bestandteile der Westantarktis. Das Filchner-Ronne Schelfeis liegt im Atlantischen Sektor der Antarktis, das Ross-Schelfeis/Ross-Meer öffnet sich zusammen mit der Amundsen- und Bellinghousen-See dem Pazifischen Ozean.

Die Vereisungsgeschichte der Antarktis begann am Übergang vom Eozän (56-33,9 Mio. Jahre) zum Oligozän (33,9-23 Mio. Jahre), etwa 34 Mio. Jahre vor heute. Damals trennte sich die Antarktische Halbinsel von Südamerika sowie Australien von der Ostantarktis. Mit der Entstehung der Drake Passage (zwischen der Antarktischen Halbinsel und Südamerika) sowie des Tasman Gateway (zwischen Australien und der ostantarktischen Küste Wilkes-Land/Adelie-Land) konnte sich ein zirkum-antarktischer Ringstrom, der Antarktische Zirkumpolarstrom (engl. *Antarctic Circumpolar Current*, ACC), ausbilden, der durch Westwinde angetrieben im Uhrzeigersinn um die Antarktis verläuft. Der Zirkumpolarstrom bewirkte eine thermische Isolierung der Antarktis, da der Zustrom äquatorialer, warmer Wassermassen unterbrochen war. Gleichzeitig fand schon bereits seit dem Ende der Paläozäns (ca. 55 Mio. Jahre vor heute) eine starke Abnahme des atmosphärischen CO₂-Gehaltes aufgrund starker Verwitterungsprozesse statt. Große Mengen an atmosphärischem CO₂ wurden im Ozean gebunden, was zu einer globalen Abkühlung von etwa 8 °C führte. Durch diese Prozesse kühlte sich das Klima der Antarktis zunehmend ab, mit der Folge einer einsetzenden Vereisung der Antarktis, die erst in hochliegenden Gebirgsregionen begann und sich dann auf den gesamten Kontinent ausdehnte. Die Vereisung der Antarktis wird spätestens im Mittleren Miozän (12-10 Mio. Jahre vor heute) als abgeschlossen angenommen.

Glaziologie der Westantarktis

Die Westantarktis ist durch ihr marin gegründetes Eisschild eine gegenüber Klimaänderungen besonders sensitive Region der Antarktis (Abb. 6.4-2). Die Eismassen der Westantarktis werden hier über schnell fließende Gletscher und Eisströme dem Ozean zugeführt. Bei einem vollständigen Abschmelzen der marin gegründeten Westantarktis würde der Meeresspiegel um ca. 3-4 m ansteigen (BAMBER et al. 2009).

Etwa die Hälfte der antarktischen Küstenlinie ist von Schelfeisgebieten gesäumt. In der Westantarktis beträgt diese Fläche etwa 884.000 km² (RIGNOT et al. 2013). Allein die beiden flächenmäßig größten Schelfeisgebiete der Antarktis, das Filchner-Ronne-Schelfeis und das Ross-Schelfeis umfassen etwa 443.000 km²

bzw. 500.000 km². Aus glaziologischer Sicht müssen jedoch das Filchner-Schelfeis, östlich von Berkner Island, mit ca. 104.000 km² sowie das östliche Ross-Schelfeis mit ca. 194.000 km² der Ostantarktis zugeordnet werden, da die sie nährenden Eisströme ihren Ursprung in der Ostantarktis haben. Bei Massenbilanzbetrachtungen dominiert in erster Linie der Massenzutrag durch den Zufluss von Inlandeis über die Gründungszone/Aufsetzlinie (engl. *grounding line*) zum Schelfeis. Hinzu kommt zusätzlich der Niederschlag in Form von Schnee, der auf das Schelfeis fällt. Kalbungsprozesse an der Eisfront, das Schmelzen an der Eisunterseite sowie in wenigen Bereichen der Antarktischen Halbinsel das Schmelzen an der Eisoberfläche stehen auf der Defizitseite der Massenbilanz.



Abb. 6.4-1: Karte der Antarktis (Landsat Image Mosaic of Antarctica team - entnommen von http://lima.nasa.gov/pdf/A3_overview.pdf).

Wie bereits erwähnt, wird der Westantarktische Eisschild aufgrund seiner unter dem Meeresspiegel gegründeten Basis als besonders sensitiv gegenüber Klimaänderungen angesehen. Schelfeise üben einen stützenden Einfluss (engl. *buttressing effect*) auf das Inlandeis aus und hemmen so den Abfluss von Eismassen. Durch ihre Lage in größeren Meeresbuchten sind sie einerseits die Sammelbecken des Eisabflusses aus dem Inland, andererseits durch ihre Reibung und Haltekräfte mit den Küstenzonen ein wichtiger Bereich, der dem Eisabfluss aus dem Inland entgegenwirkt und somit die Massenbilanz des Inlandeises stabilisiert. Zieht sich ein Schelfeis durch Schmelzprozesse an der Eisoberseite (hervorgerufen durch erhöhte Lufttemperaturen) oder verstärktes Schmelzen an der Eisunterseite (durch Ozeanerwärmung) zurück oder zerfällt es, so beschleunigen sich die Eisströme, was eine schnellere Drainage des Eises aus dem Hinterland zur Folge hat. Es setzt eine negative Rückkopplung ein: Da sich die Eisdicke in der Nähe der Gründungszone durch den erhöhten Eisabfluss verringert, wird der Oberflächengradient steiler und es erhöht sich die Fließgeschwindigkeit des Eises. Ein weiterer Prozess, der den starken Rückzug oder Zerfall des Westantarktischen Eisschildes beschleunigen kann, ist der in vielen Bereichen landeinwärts gerichtete Gradient des Felsuntergrundes. Der Theorie zur Stabilität von Schelfeis-Inlandeissystemen zufolge (SCHOOF 2007) führt ein landeinwärts aufsteigender Felsuntergrund bei Schmelzprozessen an der Gründungszone oder bei Meeresspiegelanstieg immer

zu einem stabilen Zustand, da die Lage der Gründungszone nur vom lokalen Schwimmgleichgewicht des Eises abhängt. Ist das Felsbett jedoch landeinwärts abfallend (siehe *Abb. 6.4-3b*), so bewirkt ein ansteigender Meeresspiegel oder Schmelzprozesse an der Aufsetzlinie ein zunehmendes Aufschwimmen und einen fortschreitenden Rückzug des Eises, bis der Felsboden wieder ansteigt und das Schwimmgleichgewicht ein erneutes Gründen des Eises bewirkt. Dieser Prozess wird als »Instabilität des marinen Eisschildes« (engl. *Marine Ice Sheet Instability*) bezeichnet. MERCER (1978) wies bereits in seiner Studie »*West Antarctic Ice Sheet and CO₂ Greenhouse effect - threat of disaster*« auf das mögliche Potential einer Instabilität des Westantarktischen Eisschildes hin.

Aktuelle Beobachtungen von Veränderungen in der Westantarktis

Mit Hilfe neuester, flächendeckender Satelliten-Beobachtungssysteme ist es heute möglich, die Massenbilanz der Eisschilder mit großer Genauigkeit zu bestimmen. In einer Studie von RIGNOT et al. (2013) wurde mit Hilfe einer Kombination von (a) satellitengestützten Fließgeschwindigkeitsmessungen, (b) hochgenauen Eismächtigkeitsbestimmungen vom Flugzeug aus in Kombination mit Altimetermessungen (und der Annahme des Schwimmgleichgewichts) und (c) Oberflächenmassenbilanzbestimmungen mit einem regionalen Klimamodell die Komponenten der Massenbilanz aller Schelfeisgebiete der Antarktis berechnet und daraus basale Schmelzraten einzelner Schelfeisgebiete für den

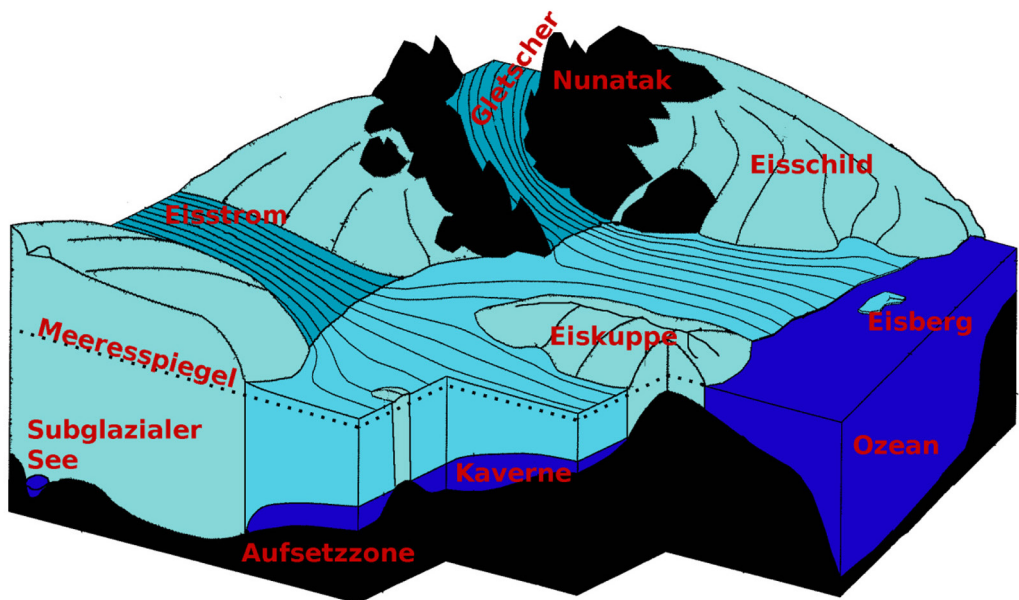


Abb. 6.4-2: Schematische Darstellung des Inlandeis-Schelfeisystems der Antarktis (nach Grosfeld & Sandhäger 2004, Thoma et al. 2014).

Zeitraum 2003-2008 abgeleitet. Demnach verlieren die Schelfeise der Westantarktis (ohne das Filchner-Schelfeis und das östliche Ross-Schelfeis) ca. 208 Gt/Jahr (1 Gt = 1 Mrd. t) durch basales Schmelzen, ein Massenverlust, der fast dreimal so hoch ist wie für die insgesamt ca. 670.000 km² große Fläche der ostantarktischen Schelfeisgebiete zusammen (70 Gt/Jahr) (Abb. 6.4-4).

Der Massenverlust der Westantarktis ist zeitlich jedoch nicht gleichförmig. Einer Studie von PAOLO et al. (2015) zufolge, die Daten aufeinanderfolgender Satellitenaltimetermissionen ausgewertet haben (ERS-1, ERS-2 und Envisat), hat sich der Massenverlust im Zeitraum 1994-2012 deutlich beschleunigt. Während die Westantarktis vor 2003 einen mittleren Massenverlust von 144 ± 45 km³/Jahr verzeichnete, lag die Verlustrate im Zeitraum 2003 bis 2012 im Mittel bei 242 ± 47 km³/Jahr und nahm demnach um ca. 70% zu. Früher galt die Massenbilanz der Antarktis im Rahmen der Fehlerbetrachtungen mit 25 ± 64 km³/Jahr als ausgeglichen und leistete somit keinen Beitrag zum globalen Meeresspiegelanstieg (PAOLO et al. 2015). Doch nach 2003 trägt die Antarktis insgesamt mit 310 ± 74 km³ (Mittelwert für die Periode 2003-2012) zum Meeresspiegelanstieg bei und verzeichnet dabei einen mittleren Anstieg von 51 ± 33 km³/Jahr². Beobachtungen der Eisoberflächenhöhenänderungen mit dem CryoSat-2 Satelliten und Schwerfeldmessungen mit der GRACE Mission bestätigen den zunehmenden Trend der Massenabnahme im Bereich der südlichen Antarktischen Halbinsel (WOUTERS et al. 2015). Hier ist es insbesondere das zunehmende Schmelzen aufgrund verstärkten Einstroms von warmem zirkum-antarktischen Tiefenwasser auf den Schelf und in die Schelfeiskaverne in der Amundsen- und Bellinghausen-See, das die Eisströme

beschleunigt (SCHMITDKO et al. 2014) und somit einen vermehrten Abfluss von Inlandeis verursacht. Der treibende Effekt für den veränderten Einstrom sind sich verstärkende Westwinde, die das warme Tiefenwasser auf den Kontinentalschelf pumpen und so zu einem erhöhten basalen Schmelzen in den Schelfeiskavernen beitragen. Außerdem haben Untersuchungen von NAKAYAMA et al. (2014) gezeigt, dass es zu einer sich verstärkenden positiven Rückkopplung durch den vermehrten Schmelzwassereintrag kommen kann. Ein herausstechendes Beispiel ist das Pine-Island-Schelfeis (siehe Abb. 6.4-4) in der Amundsen-See, das derzeit für etwa 20% des gesamten Massenabflusses des Westantarktischen Eisschildes verantwortlich ist (FAVIER et al. 2014). Dieses Schelfeis liegt in einem Buchtssystem mit einer landeinwärts geneigten Bodentopographie, die Voraussetzung für eine marine Eisschildinstabilität ist. Seit mehr als 40 Jahren dünnt dieses Schelfeis aufgrund verstärkten basalen Schmelzens aus, dessen Raten an der Gründungszone Werte von 50 m/Jahr und mehr erreichen (PAYNE et al. 2004). Untersuchungen mit einem autonomen Unterwasserfahrzeug konnten 2010 den Nachweis für einen submarinen Felsrücken liefern, auf dem das Schelfeis bis in die 1970er Jahre auflag. Dies konnte durch einen Vergleich der Satellitenbilder aus verschiedenen Zeiträumen abgeleitet werden (JENKINS et al. 2010). Seitdem nimmt die Schmelz- und Rückzugsrate des Pine-Island-Schelfeises stetig zu, bei dem sich die Gründungszone bereits mehr als 30 km zurückgezogen hat. Modellsimulationen zufolge kann sich dieser Prozess um 40 km landeinwärts fortsetzen (FAVIER et al. 2014), bevor das Felsbett wieder ansteigt. Damit würde sich die Massenverlustrate des Westantarktischen Eisschildes von einem mittleren Wert von 20 Gt/Jahr im Zeitraum 1992-2011 auf über 100 Gt/Jahr für die nächsten 20 Jahre erhöhen.

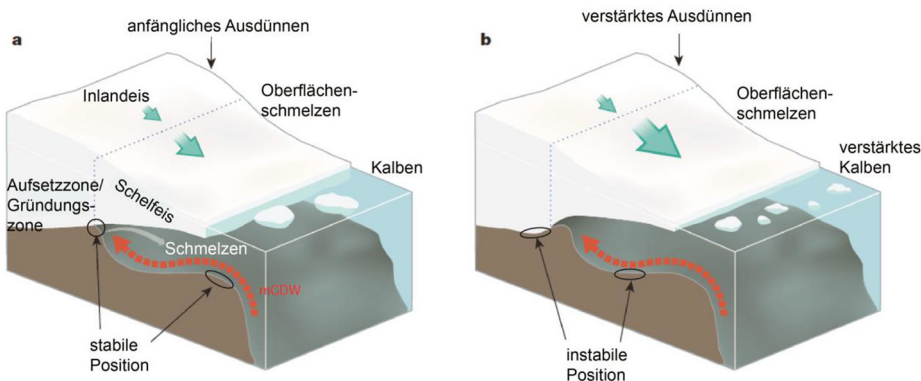


Abb. 6.4-3: Schemazeichnung des marinen Eisschildes der Westantarktis. Landeinwärts geneigter Meeresboden (b) führt bei erhöhten basalen Schmelzraten oder bei steigendem Meeresspiegel zu einem Aufschwimmen und einem fortschreitenden Rückzug der Gründungszone und damit zu einer Instabilität des gesamten Eisschildes (modifiziert nach HANNA et al. 2013). Kreise markieren die (a) stabile oder (b) instabile Position der Gründungszone des Schelfeises.

Aber nicht nur ozeangetriebene Prozesse führen zu Veränderungen und einem Massenverlust in der Westantarktis. Im Jahr 1995 zerfiel das Larsen-A-Schelfeis an der nördlichen Antarktischen Halbinsel, gefolgt von einem Zerfall des südlicheren Larsen-B-Schelfeises im Jahr 2002. Als Ursache hierfür wird die seit 1950 beobachtete atmosphärische Erwärmung im Bereich der Antarktischen Halbinsel genannt, die zu einem Anstieg der mittleren Jahrestemperatur um $0,5\text{ °C}$ pro Dekade führte (VAUGHAN & DOAKE 1996). Für das nördliche Gebiet des Larsen-Schelfeises stieg die Sommertemperatur dadurch sukzessiv über den Gefrierpunkt, so dass sommerliches Oberflächenschmelzen und das Eindringen von Schmelzwasser in Spaltensysteme das Schelfeis destabilisieren konnten. Innerhalb von 35 Tagen zerfiel das Larsen-B-Schelfeis auf einer Fläche von 3.275 km^2 . In den darauffolgenden Jahren wurde eine zwei- bis sechsfache Beschleunigung der in das Larsen-B-Schelfeis mündenden Gletscher beobachtet, was die Bedeutung

der rückstauenden Wirkung von Schelfeisen auf das Inlandeis deutlich macht (SCAMBOS et al. 2004).

Zukünftige Perspektiven und Entwicklungen

Lange Zeit wurde angenommen, dass die großen Schelfeisgebiete der Westantarktis durch ihre Abgelegenheit und die Distanz zu den warmen Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstroms vor tiefgreifenden Veränderungen geschützt sind. Ein Überblick über die Prozesse der Schelfeis-Ozean-Wechselwirkung ist bei GROSFELD et al. (2013) gegeben. In einer Studie von HELLMER et al. (2012) konnte jedoch gezeigt werden, dass auch das südliche Weddellmeer und mit ihm das Filchner-Ronne-Schelfeis bis zum Ende des 21. Jahrhunderts dem Zustrom von warmem Tiefenwassers ausgesetzt sein könnte. Modellsimulationen für den Südozean (TIMMERMANN & HELLMER 2013) zeigen, dass es im Zuge des globalen Temperaturanstieges

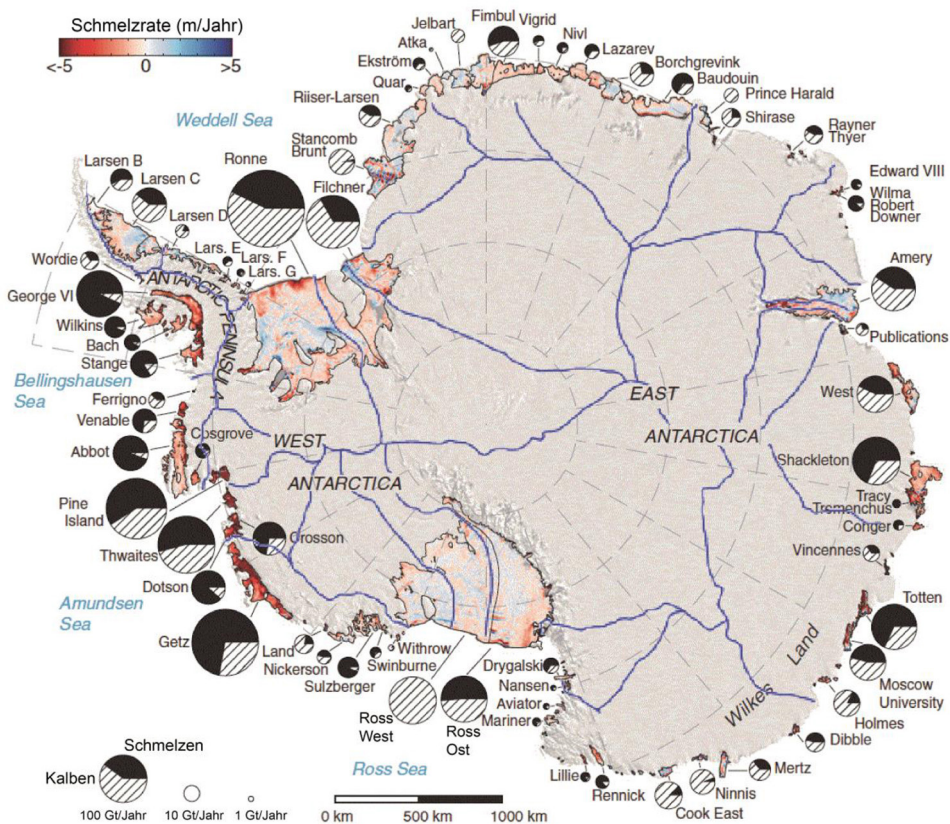
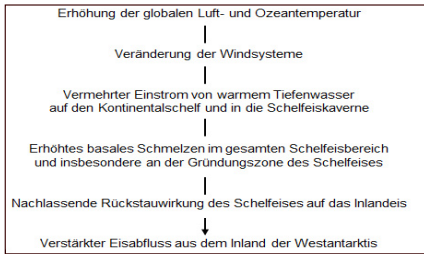


Abb. 6.4-4: Basale Schmelzraten antarktischer Schelfeisgebiete ermittelt durch eine kombinierte Auswertung unterschiedlicher Beobachtungsergebnisse für die Massenbilanzgrößen Zustrom aus dem Inlandeis, Mächtigkeitsänderung, Akkumulation und Kalben (modifiziert nach RIGNOT et al. 2013). Die blauen Linien zeigen die Eisscheiden nach dem Antarctica's Gamburtsev Province (AGAP) Projekt an, Kreise geben das Verhältnis im Massenverlust durch Eisbergkalben und basales Schmelzen in Gt/Jahr für ausgewählte Schelfeisgebiete wieder.

über dem südlichen Weddellmeer innerhalb der nächsten sechs Jahrzehnte zu einer Kettenreaktion kommen kann, an deren Ende vermutlich große Inlandeismassen in den Ozean abfließen werden:



Simulationen mit einem gekoppelten Inlandeis-Schelfeis-Ozeanmodell auf einer Zeitskala von 1.000 Jahren von THOMA et al. (2015) lassen annehmen, dass der Einstrom warmer Wassermassen über das Trogssystem unter dem Filchner-Schelfeis zu einem vermehrten Ausdünnen des Schelfeises und Schmelzraten von über 20 m/Jahr entlang der Gründungszone führt. Dies kann einen Rückzug der Gründungszone um bis zu 180 km und eine Verdoppelung des bisherigen Massenverlustes des Filchner-Ronne-Schelfeises auf 250 km³/Jahr innerhalb weniger Jahrhunderte nach sich ziehen (Abb. 6.4-5). Insbesondere die sensitiven Gebiete des Bailey-Eisstrom im östlichen Filchner-Schelfeis und das Gebiet zwischen dem Institute- und Möller-Eisstrom im südlichen Ronne-Schelfeis, das durch ein landeinwärts geneigtes Felsbett charakterisiert ist (Ross et al. 2012), tragen zu diesem Prozess bei und induzieren einen verstärkten Eisabfluss aus dem Inland.

In einer Arbeit von JOUGHIN et al. (2014) wurde ein ähnlicher Effekt für den Bereich des Thwaites-Gletscher im Bereich der Amundsen-See simuliert, die mit 0,25 mm/Jahr Meeresspiegelbeitrag für das 21. Jahrhundert, aber einen Anstieg auf bis zu 0,1 mm/Jahr Meeresspiegelbeitrag für die nächsten 200-900 als realistisch annimmt.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In der Debatte um die Folgen des Klimawandels und der möglichen Rolle der Eisschilde zum globalen Meeresspiegelanstieg kommt der Antarktis und hier insbesondere dem marinen Eisschild der Westantarktis inzwischen eine größere Bedeutung zu. Lag der Beitrag der Eisschilde (Grönland und Antarktis) zum Meeresspiegelanstieg im IPCC-Report 2007 noch bei 0,4 mm/Jahr, so ist dieser Wert aufgrund verbesserter Beobachtungssysteme und Modelle, aber auch durch die zunehmenden Beiträge von Grönland und der Antarktis im IPCC-Report 2013 (IPCC 2013) auf 1,0 mm/Jahr gestiegen (Mittel über die Jahre 2002-2011). Insbesondere seit Beginn des 21. Jahrhunderts zeigt sich eine zunehmende Sensitivität der Eisschilde gegenüber der Klimaerwärmung, die sich sowohl durch steigende Luft-, aber auch Ozeantemperaturen manifestiert. Hinzu kommt ein sich veränderndes Zirkulationsregime, das insbesondere in der Westantarktis wärmere Wassermassen in die Schelfeiskavernen pumpt. Als Folge sind verstärkte Schmelzraten an der Basis der Schelfeise und ein vermehrter Abfluss von Inlandeis zu beobachten,

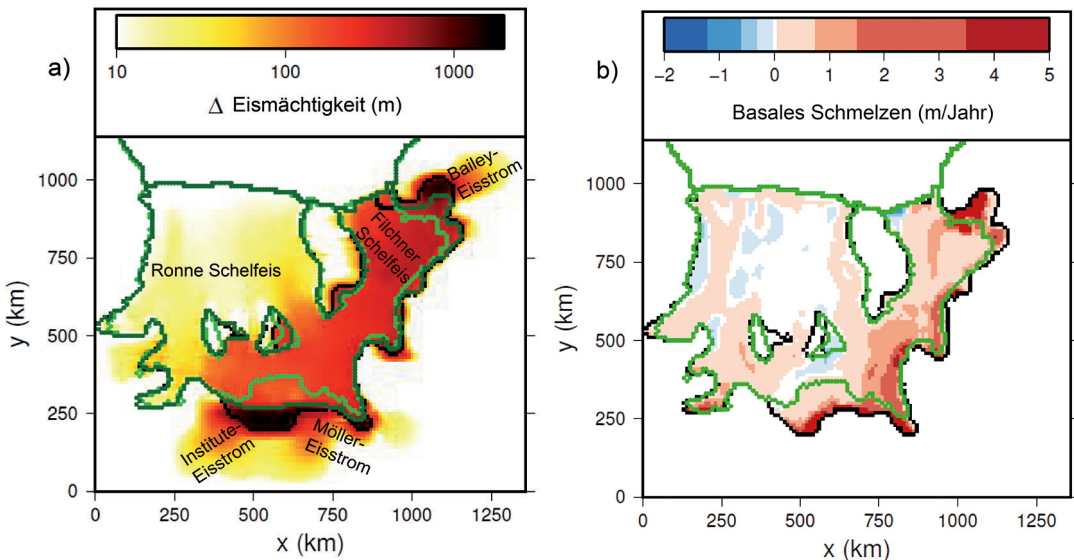


Abb. 6.4-5: (a) Mächtigkeitsänderung und (b) basale Schmelzraten im Filchner-Ronne-Schelfeis für eine 1000-jährige Simulation mit einem gekoppelten Inlandeis-Schelfeis-Ozeanmodell (nach THOMA et al. 2015). Die grüne Linie zeigt die Position der Gründungszone zu Beginn, die schwarze Linie am Ende der Simulation an.

der durch reduzierte Rückhaltekräfte der Schelfeisregionen begünstigt wird. Obwohl für die Ostantarktis derzeit noch eine positive Massenbilanz angenommen wird, wirkt die Westantarktis mit einem sich beschleunigenden Trend dem entgegen. Ob und wann mögliche Grenz- oder Schwellenwerte (man spricht hier auch von Kipp-Punkten im Klimasystem) für eine Instabilität des marinen Westantarktischen Eisschildes überschritten werden, kann heute noch niemand sagen. Es gilt aber als sicher, dass die Westantarktis einen zunehmenden Beitrag zum globalen Meeresspiegelanstieg liefern wird und dass einige Gletschersysteme (wie z.B. der Pine-Island-Gletscher) bereits heute Anzeichen für einen längerfristigen, deutlichen Rückzug mit entsprechendem Eisexport aus dem Hinterland zeigen. Dieses wird auf Zeitskalen von einigen hundert bis tausend Jahren ablaufen und somit neben dem grönländischen Inlandeis den Hauptbeitrag zum Meeresspiegelanstieg übernehmen, sobald sich weltweit die Inlandgletscher und kleinen Eiskappen zurückgezogen haben oder gänzlich geschmolzen sein werden.

Literatur:

- BAMBER, J. L., R. E. M. RIVA, B. J. A. VERMEERSEN & A. M. LEBROCC (2009): Re-assessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, 324(5929), 901-903.
- FAVIER, L., G. DURAND, S. L. CORNFORD, G. H. GUDMANDSSON, O. GAGLIARDINI, F. GILLET-CHAULET, T. ZWINGER, A. J. PAYNE & A. M. LE BROCC (2014): Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nature Climate Change*, 4 (2), 117-121, doi: 10.1038/NCLIMATE2094.
- FÜTTERER, D. K. (1986): Geologie der Antarktis: Ein Überblick, Naturwissenschaften, 73, 586-592.
- GROSFELD, K., M. THOMA, J. DETERMANN, H. H. HELLMER & R. TIMMERMANN (2014): Die Wechselwirkung zwischen antarktischen Schelfeisgebieten und dem Ozean und der Beitrag zur ozeanischen Wassermassenbildung / J. Lozán, H. Graßl, D. Notz & D. Piepenburg (editors), In: Warnsignal Klima: die Polarregionen; Gebiete höchster Empfindlichkeit mit weltweiter Wirkung, (Warnsignale Klima; 14), Hamburg, Wissenschaftliche Auswertungen, ISBN: 978-3-9809668-6-3.
- GROSFELD, K. & H. SANDHÄGER (2004): The evolution of a coupled ice shelf - Ocean system under different climate states, *Global and Planetary change*, 42, 107-132.
- HANNA, E., F. J. NAVARRRO, F. PATTYN, C. M. DOMINGUES, X. FETTWEIS, E. R. IVINS, R. J. NICHOLLS, C. RITZ, B. SMITH, S. TULACZYK, P. L. WHITEHOUSE & H. J. ZWALLY (2013): Ice-sheet mass balance and climate change, *Nature*, 498, 51-59.
- HELLMER, H. H., F. KAUKER, R. TIMMERMANN, J. DETERMANN & J. RAE (2012): Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice shelf cavity by a redirected coastal current, *Nature*, 485, 225-228, doi:10.1038/nature11064.
- 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, Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- JENKINS, A., P. DUTRIEUX, S. S. JACOBS, S. D. MCPHAIL, J. R. PERRETT, A. T. WEBB & D. WHITE (2010): Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat, *Nature Geoscience* 3, 468-472, doi:10.1038/geo890.
- JOUGHIN, I., B. E. SMITH & M. BROOKE (2014): Marine Ice Sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier basin, West Antarctica, *Science*, 244, 735-738, DOI: 10.1126/science.1249055.
- MERCER, J. H. (1978): West Antarctic Ice Sheet and CO₂ Greenhouse effect - threat of disaster. *Nature*, 271(5643), 321-325.
- NAKAYAMA, Y., R. TIMMERMANN, C. B. RODEHACKE, M., SCHRÖDER & H. H. HELLMER (2014): Modeling the spreading of glacial meltwater from the Amundsen and Bellingshausen Seas, *Geophysical Research Letters*, 41(22), 7942-7949, doi:10.1002/2014GL061600.
- PAOLO, F. S., H. A. FRICKER & L. PADMAN (2015): Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating, *Science*, 348 (6232), 327-331, DOI:10.1126/science.aaa0940.
- PAYNE, A. J., A. VIELI, A. P. SHEPHERD, D. J. WINGHAM, & E. RIGNOT (2004): Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans, *Geophysical Research Letters*, 31, L23401, doi:10.1029/2004GL021284.
- RIGNOT, E., S. JACOBS, J. MOUGINOT & B. SCHEUCHL (2013): Ice-shelf melting around Antarctica, 341 (6143), 266-270, DOI:10.1126/science.1235798.
- ROSS, N., R. G. BINGHAM, H. F. J. CORR, F. FERRACCIOLI, T. A. JORDAN, A. LE BROCC, D. M. RIPPIN, D. D. BLANKENSHIP & M. J. SIEGERT (2013): Steep reversed bed slope at the grounding line of the Weddell Sea sector in West Antarctica, *Nature Geoscience*, 5, 393-396.
- SCAMBOS, T. A., J. A. BOHLANDER, C. A. SHUMAN & P. SKVARCA (2004): Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 31, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.
- SCHOOF, C. (2007): Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis, *J. Geophys. Res.*, 112, F03S28, doi:10.1029/2006JF000664.
- SCHMIDTKO, S., K. J. HEYWOOD, A. F. THOMPSON & S. AOKI (2014): Multi-decadal warming of Antarctic waters, *Science*, 346, 1227-1231.
- THOMA, M., GROSFELD, K., BARBI, D., DETERMANN, J., GOELLER, S., MAYER, C. & F. PATTYN (2014): RIMBAY - a multi-approximation 3D ice-dynamics model for comprehensive applications: model description and examples, *Geosci. Model Dev.*, 7, 1-21, doi:10.5194/gmd-7-1-2014.
- THOMA, M., J. DETERMANN, K. GROSFELD, S. GÖLLER & H. H. HELLMER (2015): Future sea-level rise due to projected ocean warming beneath the Filchner Ronne Ice Shelf: A coupled model study, *Earth and Planetary Science Letters*, (in revision).
- TIMMERMANN, R. & H. H. HELLMER (2013): Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling, *Ocean Dynamics*, 63 (9), 1011-1026, doi:10.1007/s10236-013-0642-0.
- VAUGHAN, D. G. & C. S. M. DOAKE (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379, 328-331.
- WOUTERS, B., A. MARTIN-ESPANOLO, V. HELM, T. FLAMET, J. W. VAN WESSEM, S. R. M. LIGTENBERG, M. R. VAN DEN BROEKE & J. L. BAMBER (2015): Dynamic thinning of glaciers on the southern Antarctic Peninsula, *Nature*, 348 (6237), 899-903, doi:10.1126/science.aaa5727.

Kontakt:

Dr. Klaus Grosfeld, Dr. Malte Thoma,
Dr. Sebastian Göller, Dr. Hartmut H. Hellmer
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für
Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
klaus.grosfeld@awi.de

Grosfeld, K., M. Thoma, S. Göller & H. H. Hellmer (2015): Der Westantarktischen Eisschild im Klimawandel. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). Warnsignal Klima: Das Eis der Erde. pp 238-244. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi: 10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.36