

2.7 Die Massenbilanzen des antarktischen und grönländischen Inlandeises und der Charakter ihrer Veränderungen

CHRISTOPH MAYER & HANS OERTER

Mass balance of the ice sheets of Antarctica and Greenland and their changes: *The freshwater resources of the two ice sheets in Antarctica and Greenland represent a potential rise of the global sea level of 70 m. So far it was assumed that for a moderate rise in global temperature the enhanced ice melt in Greenland will be compensated by higher accumulation rates in the interior of Antarctica. Only a further increase in temperatures will lead to a noticeable contribution to sea level from the polar ice sheet. A number of recent investigations demonstrate that the sensitivity of the ice sheets to temperature changes is much higher. Not only higher melt rates, but also ice dynamic effects will lead to the disappearance of the Greenland Ice Sheet if temperatures rise a further three degrees. But also in Antarctica some areas, especially the West Antarctic Ice Sheet and the glaciers of the Antarctic Peninsula, already react very sensitive on the ongoing climatic change which leads to a positive contribution to global sea level.*

Gletscher und Eiskappen sind auf der Erde auf nahezu allen Breitengraden anzutreffen. Die größten zusammenhängenden Eismassen konzentrieren sich jedoch in den Eisschilden der Polargebiete, auf Grönland und in der Antarktis. Sie beinhalten etwa 99% des gesamten Eisvolumens der Erde und repräsentieren etwa 80% der globalen Süßwasservorräte. Die gespeicherte Eismasse würde ausreichen, um den Meeresspiegel weltweit um etwa 70 m anzuheben. Die ausgedehnten Eisflächen mit hoher Rückstreuung und die kontinentale Topographie machen die Inlandeise zu wichtigen Komponenten in unserem Klimasystem, wobei Wachstum und Abbau der Eismassen vor allem von Änderungen der Lufttemperatur, der langwelligen Strahlung und des Niederschlags beeinflusst werden. Eisschmelze und Eisberge führen dem Ozean neues Wasser zu. Schwimmende Gletscherzungen und Schelfeise stehen in steter Wechselwirkung mit dem Ozean und beeinflussen so auch die weltweite Ozeanzirkulation. Die Zeitkonstanten, mit denen die Eiskörper in ihrer Dynamik auf klimatische Veränderungen (dem 30-jährigen Mittel meteorologischer Parameter) reagieren, liegen für den Grönländischen und Antarktischen Eisschild in der Größenordnung von hundert bis zehntausend Jahren. Die beobachtete Veränderung der Eisschilde ist daher stets eine kombinierte Reaktion auf klimatische Signale, die vermutlich bis zum Ende des letzten Glazials vor 11.000 Jahren zurückreichen. Solche langfristigen Änderungen müssen bei der Diskussion des Einflusses der gegenwärtigen Klimaänderungen berücksichtigt werden.

Das System Eisschild und Methoden der Massenbilanzbestimmung

Ein Eisschild versucht immer einen stabilen Zustand zu erreichen, der entscheidend von der Geometrie des Untergrundes, den temperaturabhängigen physikalischen Eigenschaften des Eises, wie etwa seiner Viskosität, dem geothermischen Wärmefluss, und den herrschenden Akkumulations- und Ablationsverhältnissen

abhängt. Der Eisabfluss erfolgt entlang der stärksten Oberflächenneigung zum Eisrand hin. Ein stationärer Zustand ist erreicht wenn die Massenbilanz ausgeglichen ist. Dazu muss die Menge des Schneezutrag im Akkumulationsgebiet dem Massenverlust im Ablationsgebiet beziehungsweise dem Abfluss über die so genannte Aufsetzlinie, falls sich eine schwimmende Gletscherzunge oder ein Schelfeis (die schwimmende Fortsetzung des Eisschildes auf dem Ozean) gebildet hat, entsprechen.

Die Massenbilanz eines Eisschildes kann mit verschiedenen Methoden bestimmt werden. Die glaziologische Methode vergleicht den Eismassenverlust durch Schmelzen an der Eisoberfläche, das Kalben von Eisbergen sowie subglaziales Schmelzen mit dem Nettomassengewinn durch Schneezutrag im Einzugsgebiet (Akkumulation). Die Schmelzbeträge an der Oberfläche werden punktuell gemessen und müssen dann auf den gesamten Eisschild hochgerechnet werden. Ebenso wird mit der Akkumulation verfahren. Da in der Antarktis Schmelzen an der Oberfläche kaum die Massenbilanz beeinflusst, und Masse vorwiegend über die Schelfeise verloren geht, muss hier der Massenabfluss über die Aufsetzlinie bestimmt und dem Schneezutrag gegenüber gestellt werden.

Die geodätische Methode bestimmt die Höhenänderungen der Eisschildoberfläche in einem vorgegebenen Zeitraum. Daraus können Volumen- und Massenänderung des Eisschildes berechnet werden. Die Anwendung dieser Methode für die großen Eisschilde Grönlands und der Antarktis wurde erst in den letzten Jahrzehnten durch den Einsatz von Satellitenaltimetern möglich. Mit den Missionen von ERS1/2 konnten die Oberflächenhöhen im Innern der Antarktis bis 81,5 °S und das Innere des Grönländischen Eisschildes vermessen werden, wo die Neigung der Oberfläche gering ist. Mit dem Laseraltimeter von ICESat (bis Oktober 2009) war es möglich Höhendaten von der Antarktis bis 86 °S und von Grönland zu erhalten. Bis zum Beginn einer

für 2016 geplanten Satelliten-Laseraltimeter Mission werden Höhendaten mit dem Langstreckenflugzeug P3 (KOENIG et al. 2010) erhoben. Die CryoSat-2 Mission seit April 2010 ermöglicht durch den Einsatz eines Radaraltimeters mit einer besseren Bodenaufösung als ERS1/2 auch in steiler geneigtem Gelände in den sehr variablen Randbereichen der Eisschilde erfolgreiche Messungen. Satellitenmessungen bedürfen jedoch immer einer Kalibrierung durch Bodenmessungen, um Dichteschwankungen im Firnkörper, die zu Höhenänderungen der Oberfläche führen können, oder auch die isostatische Bewegung des Untergrundes durch Änderung der Eisauflast berücksichtigen zu können. Erste mehrjährige Messungen mit den neueren Satellitenaltimetern zeigen eindeutige Trends für die beiden Eisschilde.

Eine dritte Methode, bei der die Änderung der Eismasse direkt durch Gravimetermessungen bestimmt wird hat durch die Satellitenmissionen wie GRACE oder CHAMP ebenfalls deutlich zu neuen Erkenntnissen über die Eismassenbilanz beigetragen. Hierbei müssen jedoch andere Massenänderungen, wie etwa die postglaziale Hebung identifiziert und damit das gemessene Signal korrigiert werden.

Das antarktische Inlandeis

Das antarktische Inlandeis ruht auf einer kontinentalen Landmasse um den Südpol. Es bedeckt eine Fläche von 13,856 Mio. km² und repräsentiert ein Eisvolumen von 26,37 Mio. km³ (Abb. 2.7-1). Etwa 50% des Randes der

Antarktis sind mit Schelfeisen gesäumt, an deren Eisfront Tafeleisberge kalben und an deren Unterseite Eis schmilzt. Dies sind die beiden wesentlichen Prozesse zum Massenverlust in der Antarktis, da Schmelzen an der Eisoberfläche nur im Bereich der Antarktischen Halbinsel stattfindet und ansonsten vernachlässigbar ist.

Für eine Betrachtung des Eismassenhaushaltes der Antarktis sollten drei räumliche Einheiten unterschieden werden: der Bereich der Antarktischen Halbinsel, der Westantarktische und der Ostantarktische Eisschild. Letztere trennt das Transantarktische Gebirge.

Die Antarktische Halbinsel reicht am weitesten nach Norden, bis etwa 62,5 °S, und ist der klimatisch sensitivste Bereich. Dort finden sich einzelne Gletscher und Eiskappen, sowie mehrere kleinere Schelfeise.

Der ostantarktische Eisschild dagegen erreicht eine maximale Höhe von 4.030 m und eine maximale Eisdicke von 4.776 m. Die Oberflächentopographie im Innern ist relativ flach, weist aber dennoch einige lokale Dom-Strukturen auf. Mehrere lang gestreckte Rücken trennen einzelne Eisabflussgebiete voneinander ab. Zum Rand hin behindern Gebirgszüge den Eisfluss und führen zur Bildung von teils mehrere hundert Kilometer langen Eisströmen und Auslassgletschern, die Fließgeschwindigkeiten von über hundert Meter pro Jahr erreichen können.

Der Westantarktische Eisschild wird als mariner Eisschild bezeichnet, da der Felsuntergrund in weiten Teilen unter dem Meeresspiegel liegt. Die Oberflächentopographie des Eises weist drei Dom-Strukturen auf, und erreicht

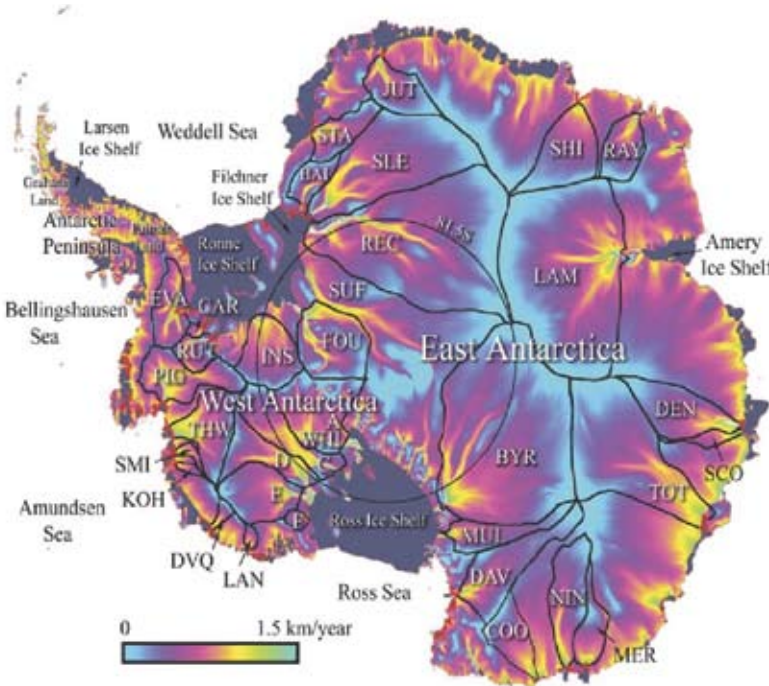


Abb. 2.7-1: Antarktis und die wichtigsten geographisch/glaziologischen Einheiten. Der Bildhintergrund zeigt die aus den Akkumulationsdaten berechnete Gleichgewichtsgeschwindigkeit. Massenbilanzen wurden für die einzelnen Einzugsgebiete (schwarz umrandet) berechnet (nach RIGNOT & THOMAS 2002). Bedeutung der Kürzel für die wichtigsten Einzugsgebiete: WHI: Williams Eisstrom, C: Eisstrom C, BYR: Byrd Gletscher, TOT: Tottengletscher, LAM: Lambert-, Melor-, Fishergletscher, SUF: Support Eisstrom (für mehr Details siehe Originalaufsatz).

nie mehr als 2.400 m. Der Eisabfluss erfolgt vorwiegend über schnell fließende Eisströme, die in die beiden großen Schelfeise, das Filchner-Ronne-Schelfeis (Weddellmeer) und das Ross-Schelfeis (Rossmeer) münden.

Die Massenbilanz der Antarktis

Die glaziologische Massenhaushaltsmethode wird auf abgegrenzte Einzugsgebiete, die sich aus dem Oberflächenrelief des Eisschildes ableiten lassen, angewendet. Die Netto-Akkumulationsraten werden meist aus Firnbohrungen und Schneeschachtstudien bestimmt. Die einzelnen Werte müssen dann mit geeigneten Interpolationsverfahren auf die gesamte Fläche des Einzugsgebietes übertragen werden. Ein Nachteil dabei ist, dass das verfügbare Messnetz die Antarktis nicht gleichmäßig abdeckt und die Untersuchungen unterschiedliche Zeiträume umfassen. Eine erste Zusammenstellung der Netto-Akkumulationsraten stammt von GIOVINETTO & BENTLEY (1985) und ist seither mit neu verfügbaren Messdaten, aktualisierten Höhenmodellen zur Bestimmung der Einzugsgebiete und der aus passiven Mikrowellendaten abgeleiteten räumlichen Verteilung der Akkumulationsraten verbessert worden (z.B. VAUGHAN et al. 1999). Obwohl dazu etwa 1.800 Datensätze vorlagen, ist die Datendichte im Innern der Antarktis immer noch unzureichend. VAUGHAN et al. (1999) berechneten die integrierte Netto-Akkumulation für den gesamten, zusammenhängenden und aufliegenden Eisschild zu 1.811×10^{12} kg pro Jahr (entsprechend einer Akkumulationsrate von 149 kg m^2 pro Jahr) und für den gesamten Kontinent, einschließlich der Schelfeise und eingeschlossener Ice Rises (Eishöcker) zu 2.288×10^{12} kg pro Jahr (entsprechend 166 kg m^2 /Jahr, Tab.2.7-1). Die Unsicherheit der berechneten Werte beträgt $\pm 5\%$. Auch neue hochaufgelöste Modellierungen der Oberflächenmassenbilanz kommen zu ähnlichen Resultaten. Nach LENAERTS et al. (2012) beträgt die Gesamtakkumulation, basierend auf regionalen Zirkulationsmodellen $2418 \pm 181 \times 10^{12}$ kg/Jahr.

RIGNOT & THOMAS (2002) haben den Versuch unternommen, die Massenbilanz für 33 ausgewählte Einzugsgebiete der Antarktis, die 58% der Fläche des Inlandeises abdecken, zu bestimmen. Die Ergebnisse geben Einblick in das unterschiedliche Verhalten von Ost- und Westantarktis. Die bedeutendsten Massenverluste mit $72 \pm 12 \text{ km}^3$ /Jahr (entsprechend $64,8 \pm 10,8 \times 10^{12}$ kg/Jahr) treten bei den Eisströmen auf, die aus der Westantarktis in die Amundsensee fließen. Den Massenzuwachs von $33 \pm 6 \text{ km}^3$ /Jahr (entsprechend $29,7 \pm 5,4 \times 10^{12}$ kg/Jahr) im Bereich der ins Rossmeer mündenden Eisströme führen die Autoren darauf zurück, dass der Kamb-Eisstrom vor 50 Jahren zum Stillstand kam und sich der Whilans-Eisstrom weiter verlangsamt. Die Zuflüsse aus West- und Ostantarktis in das Filchner-Ronne-Schelfeis und damit ins Weddellmeer, scheinen im Gleichgewicht zu sein, wobei keine Angaben zum Support-Eisstrom vorliegen, da die Höhenmessungen aus Satellitendaten nur bis $81,5^\circ \text{S}$ reichen und dessen Einzugsgebiet sich viel weiter nach Süden erstreckt. Auch für die beobachteten Einzugsgebiete zwischen 25°W und 165°O in der Ostantarktis kann ein Gleichgewichtszustand angenommen werden. Nur für den Eisabfluss aus der Ostantarktis in das Ross-Schelfeis zeichnet sich, wie für die Eisströme aus der Westantarktis, eine positive Massenbilanz ab. Ergebnisse der direkten Beobachtung der Massenvariation mit Hilfe der Gravitationsatelliten des GRACE-Programms ergeben ähnliche Ergebnisse, mit einem Gesamtverlust von etwa $190 \pm 77 \times 10^{12}$ kg pro Jahr (CHEN et al. 2009), bzw. $171 \pm 39 \times 10^{12}$ kg pro Jahr (BARLETTA et al. 2008), wobei auch hier der wesentliche Massenverlust im Einzugsgebiet der Amundsensee beobachtet wird.

Im Bereich der Antarktischen Halbinsel ist in den letzten 65 Jahren eine deutliche Erhöhung der Lufttemperatur messbar. An der Station Faraday/Vernadsky wurde seit dem Beginn der meteorologischen Aufzeichnung im Jahr 1947 ein Anstieg von $0,55^\circ \text{C}$ pro Jahrzehnt nachge-

Tab. 2.7-1: Ergebnisse von Massenbilanzberechnungen verschiedener Autoren für den antarktischen Eisschild ($\times 10^{12}$ kg/Jahr) (modifiziert von CHURCH et al. 2001).

Quelle	Akkumulation über dem aufliegenden Eisschild	ges. Eisschild inkl. Schelfeise	Eisschmelze-der Schelfeise	Schmelzwasser-abfluß	Eisbergproduktion	Eistransport über die Aufsetzlinie
Kotlyakov et al. (1978)		2000	320	60	2400	
Budd & Smith (1985)	1800	2000			1800	1620
Jacobs et al. (1992)	1528	2144	544	53	2016	
Giovinetto & Zwally (1995)	1752	2279				
Budd et al. (1995)		2190				
Jacobs et al. (1996)			756			
Bromwich et al. (1998)		2190				
Turner et al. (1999)		2106				
Vaughan et al. (1999)	1811	2288				
Huybrechts et al. (2000)	1924	2344				
Giovinetto & Zwally (2000)	1883	2326				
Mittelwert:	1843\pm76	2246\pm86	540\pm218	10\pm10	2072\pm304	

wiesen. Diese Temperaturzunahme hatte negativen Massenbilanzen der dortigen Gletscher zur Folge. Erhöhte Schmelzwasserproduktion führte zu einer Destabilisierung und dem völligen Kollaps mehrerer Schelfeise.

Das Grönländische Inlandeis

Grönland ist zu etwa 81% mit Eis bedeckt. Das Inlandeis stellt mit einer Fläche von 1,74 Mio. km² und einem Volumen von etwa 3 Mio. km³ nach der Antarktis das zweitgrößte Eisvorkommen auf der Erde dar (Abb. 2.7-2). Obwohl das Eisvolumen nur etwa 10% des antarktischen Eises entspricht, spielt Grönland doch eine bedeutende Rolle hinsichtlich der gegenwärtigen Diskussion um die Auswirkungen des Klimawandels. Die Eismassen Grönlands entsprechen einer Wasserschicht von etwa 7 m, gleichmäßig verteilt über die gesamte Meeresoberfläche. In den folgenden Abschnitten wird nur die Variabilität des Inlandeises betrachtet, da die lokalen Gletscher aufgrund ihrer Verteilung über die gesamte Ausdehnung der grönländischen Landmasse, vom klimatisch relativ milden Süden bei 60 °N

bis zum hocharktischen Norden bei 83 °N, sehr große Sensitivitätsunterschiede aufweisen.

Im Vergleich zur Antarktis herrscht in Grönland ein etwas milderes Klima. In warmen Jahren wird auf mehr als der Hälfte der Oberfläche des Eisschildes Schmelzwasser produziert (THOMAS et al. 2001). Im Juli 2012 war sogar über der gesamten Oberfläche des Eisschildes Schmelzen zu beobachten (NGHIEM et al. 2012). Die Untersuchungen von GREGORY et al. (2004) basierend auf numerischen Modellrechnungen deuten darauf hin, dass bei einer weiteren Erwärmung der Jahresmitteltemperatur in Grönland um mehr als 3 °C das gesamte Inlandeis abschmelzen könnte. Diese Sensitivität des Eisschildes auf Klimaveränderungen unter den derzeitigen Bedingungen, die beobachtete Erwärmung an vielen Stationen in Grönland während der letzten Jahrzehnte und die prognostizierte Temperaturentwicklung bis zum Jahre 2100 (SOLOMON et al. 2007) machen deutlich, dass das grönländische Eis eine entscheidende Rolle in der Diskussion um Klimaveränderungen und deren Auswirkungen, speziell den Anstieg des Meeresspiegels, spielt.

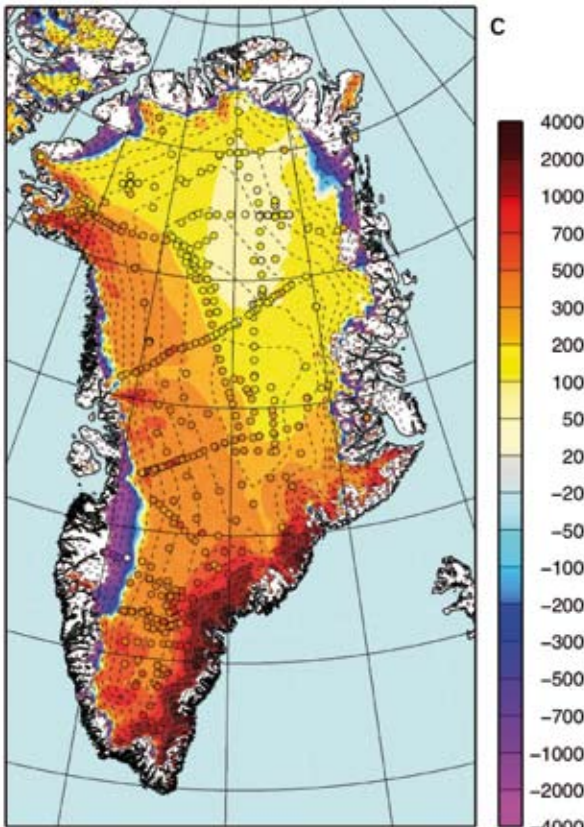


Abb. 2.7-2: Grönland und das grönländische Inlandeis. Die Oberflächenmassenbilanz ist in Farbstufen gezeigt [kg/(m²×Jahr)]. Zusätzlich sind die Positionen von in situ Messungen eingezeichnet (ETTEMA et al. 2009 - Mit freundlicher Genehmigung der Erstautorin).

Die Massenbilanz des Inlandeises

Neben vielen Feldstudien in Eisrandgebieten, die teilweise bis vor das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 zurückgehen, hat sich vor allem das PARCA-Projekt (*Program for Arctic Regional Climate Assessment*) mit den Massenumsätzen und den kurzfristigen Veränderungen der Oberfläche des grönländischen Eisschildes befasst (THOMAS et al. 2001). In den Jahren 1995–1999 wurden ausgedehnte Messungen am Boden und mit Flugzeug getragenen Sensoren durchgeführt. Deutliche Fortschritte wurden insbesondere in der Bilanzierung der Akkumulation und des Massentransports von den höher gelegenen Gebieten des Inlandeises in die Ablationszone erzielt. Nach wie vor ist jedoch die Quantifizierung der Ablation in der teilweise bis zu 50 km breiten »Slush-Zone«, eines Bereichs wassergesättigten Firms in den höheren Regionen der Ablationszone, nicht befriedigend. Ausgehend von den Ergebnissen aus PARCA, neueren Modellstudien und vor allem der Analyse der Satellitenmessungen können inzwischen detaillierte Informationen über die Massenbilanz des Inlandeises gewonnen werden.

Ein Term der Gesamtablation, der nur schwierig zu bestimmen ist, ist das Kalben von Eisbergen. Das Volumen das durch direkten Eisverlust in das Meer jährlich verloren geht liegt vermutlich in der Größenordnung von 239±33 km³ pro Jahr (REEH et al. 1999, Tab. 2.7-2). Allerdings ist die Variabilität des Eistransports in den Auslassgletschern in vielen Regionen Grönlands sehr hoch. Das am besten untersuchte Beispiel ist der Jakobshavn Isbræ, der gegen Ende der 1980er Jah-

re merklich langsamer wurde, bevor er danach seine Fließgeschwindigkeit beinahe verdoppelte, wobei die Eisfront stark zurückging (JOUGHIN et al. 2012) (s. Kap. 4.12 - ALBRECHT & LOZÁN. Aber auch eine ganze Reihe anderer großer Gletscher in Grönland zeigt eine starke Ausdünnung, die nicht allein durch höhere Schmelzraten erklärt werden kann, sondern eine deutlich Zunahme der Eisgeschwindigkeit erfordert (ALLEY et al. 2005).

ZWALLY (2002) hat nachgewiesen, dass Oberflächenschmelzen die Eisgeschwindigkeit in den Ablationsgebieten deutlich beeinflusst. Zusätzlich zu den langfristigen dynamischen Änderungen des Inlandeises können damit auch kurzfristige Schwankungen des Eistransportes in den Auslassgletschern erklärt werden. Kalbungsraten und Schmelzen an der Eisoberfläche sind durch diesen Prozess sehr viel direkter gekoppelt und die Zunahme der Eisbergproduktion mit steigenden Temperaturen könnte sehr viel rascher erfolgen als bisher angenommen.

Die Beträge von Akkumulation und Massenverluste durch Schmelzen sind dagegen weitaus besser untersucht. Vor allem die Oberflächenschmelze, wurde an vielen Stellen entlang des Inlandeisrandes eingehend studiert (BRAITHWAITE et al. 1992) und durch Modellstudien auf das gesamte Inlandeis ausgedehnt (JANSSENS & HUYBRECHTS 2000, HANNA et al. 2005). Die Schmelzwasserproduktion ist derzeit für etwa die Hälfte des Massenverlustes verantwortlich (VAN DEN BROEKE et al. 2009). Ein Anstieg der Lufttemperatur über dem Eis um 1 °C führt zu einer Zunahme der Schmelzwasserproduktion um 20–50% (OHMURA et al. 1996). Subglaziale Schmelzraten an der Unterseite schwimmender Gletscherzungen und Schelfeise können einige Zehnermeter pro Jahr erreichen. Das Schmelzwasservolumen ist

aber wegen der begrenzten Größe der schwimmenden Eisflächen in Grönland von untergeordneter Bedeutung. In der Gesamtmassenbilanz wird diese Form der Ablation außerdem in die Kalbungsraten eingerechnet, da der Massentransport von den Auslassgletschern in die schwimmenden Bereiche bereits als Massenverlust des Inlandeises betrachtet wird.

Eine eindeutige Berechnung der Massenbilanz des grönländischen Eisschildes ist nach wie vor schwierig. Allerdings gehen inzwischen die meisten Studien davon aus, dass der grönländische Eisschild deutlich negative Massenbilanzen aufweist, welche sich in der Größenordnung von etwa $170\text{--}200 \times 10^{12}$ kg pro Jahr bewegen (z.B. RIGNOT et al. 2011, SØRENSEN et al. 2011). Zudem gilt es inzwischen auch als gesichert, dass sich der Massenverlust des grönländischen Eisschildes im letzten Jahrzehnt vergrößert hat. Damit erreicht der Beitrag des Eisschildes zum Meeresspiegelanstieg eine Größenordnung von 0,5–0,7 mm pro Jahr (ZWALLY et al. 2011, VAN DEN BROEKE et al. 2009). Trotz allem sind die Beobachtungszeiten mit den neuen Satellitensensoren noch recht relativ kurz und die beobachteten Schwankungen des Massenverlustes können nicht direkt mit der Variabilität des Klimas in Verbindung gebracht werden.

Trotz der fehlenden Genauigkeit in der Bestimmung des Kalbungsflusses kann zumindest die zeitliche Entwicklung der Massenflüsse an der Oberfläche während der letzten Jahrzehnte durch Modellsimulationen analysiert werden (HANNA et al. 2005). Beide Komponenten, Oberflächenschmelzen sowie auch Akkumulation haben zwischen 1958 und 2007 zugenommen (ETTEMA et al. 2009). Dabei wird die erhöhte Akkumulation durch deutlich höhere Schmelzvolumina übertroffen.

Tab. 2.7-2: Ergebnisse von Massenbilanzberechnungen verschiedener Autoren für das grönländische Inlandeis ($\times 10^{12}$ kg/Jahr) (modifiziert von CHURCH et al. 2001 und KRABILL et al. 2004).

Quelle	Akkumulation über dem Eisschild	Schmelz- wasser- abfluss	Netto- Akkumula- tion	Eisberg- produktion	Subglaziales Schmelzen	Massen- Bilanz
Benson (1962)	500	272	228	215		+13
Bauer (1968)	500	330	170	280		110
Weidick (1984)	500	295	205	205		± 0
Ohmura & Reeh (1991)	535					
Huybrechts et al. (1991)	539	256	283			
Robasky & Bromwich (1994)	545					
Giovinetto & Zwally (1995a)	461					
Van de Wal (1996)	539	316	223			
Jung-Rothenhäusler (1998)	510					
Reeh et al. (1999)	547	276	271	239	32	± 0
Ohmura et al. (1999)	516	347	169			
Janssens & Huybrechts (2000)	542	281	261			
Zwally & Giovinetto (2000)			216			
Krabill et al. (2004)		305			-70	
Hannah et al. (2005)	571	295	276			10
Mittelwert:	520\pm26	298\pm32	225\pm41	235\pm33	32\pm3	-44 \pm 53

Schlussfolgerung

In Anlehnung an RIGNOT et al. (2011) und PRITCHARD et al. (2009) kann der derzeitige Wissensstand folgendermaßen zusammengefasst werden. Obwohl uns die beiden letzten Jahrzehnte durch die verstärkte Anwendung von Fernerkundungsmethoden große Fortschritte bei der Beschreibung weiter Flächen von Grönland und der Antarktis gebracht haben, ist es immer noch schwierig das Vorzeichen der Massenbilanz für die Ostantarktis außerhalb der Unsicherheiten anzugeben. Die Westantarktis zeigt ein bimodales Verhalten, mit einer Zunahme der Eismächtigkeit im Westen und einem rapiden Ausdünnen im Norden, und sie verliert insgesamt so viel an Masse um den Meeresspiegel um fast 0,2 mm pro Jahr steigen zu lassen. Der Massenverlust des Grönländischen Eisschildes reicht aus für einen Meeresspiegelanstieg von $0,33 \pm 0,08$ mm pro Jahr. Geeignete Messungen müssen weitergeführt werden, um zu erfahren, ob es sich dabei um einen langfristigen Trend handelt. Vor allem die deutlichen Veränderungen innerhalb der letzten eineinhalb Dekaden erfordern weitere Beobachtungen, um zu überprüfen ob es sich dabei um robuste langfristige Trends handelt. Es hat sich gezeigt, dass die Eisschilde gerade in den küstennahen Regionen sehr variabel sind und relativ rasch auf Änderungen der Umweltbedingungen reagieren können. Diese Änderungen sind weitaus tief greifender als es noch vor wenigen Jahren vorstellbar war.

Literatur

- ALLEY, R. B., P. U. CLARK, P. HUYBRECHTS & I. JOUGHIN (2005): Ice-Sheet and Sea-Level Changes, *Science*, 310, 456-460.
- BALES, R. C., J. R. MCCONNELL, E. MOSLEY-THOMSON & G. LAMOREY (2001): Accumulation Map for the Greenland Ice Sheet: 1971 – 1990, *Geoph. Res. Lett.*, 28 (15), 2967-2970.
- BARLETTA, V. R., R. SABADINI & A. BORDONI (2008): Isolating the PGR signal in the GRACE data: impact on mass balance estimates in Antarctica and Greenland, *Geophysical Journal International*, 172 (1), 18-30.
- BRAITHWAITE, R. J., O. B. OLESEN & H. H. THOMSEN (1992): Calculated variations of annual ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet, West Greenland, 1961-90, *J. Glaciol.*, 38, 266-272.
- CHEN, J. L., C. R. WILSON, D. BLANKENSHIP & B. D. TAPLEY (2009): Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements, *Nature Geoscience*, 2, 859-862.
- CHURCH, J. A., J. M. GREGORY, P. HUYBRECHTS, M. KUHN, C. LAMBECK, M. T. NHUAN, D. QIN & P. L. WOODWORTH (2001): Changes in sea level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis – Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. J.T. Houghton et al. Cambridge Univ.Press, New York, 659-694.
- ETTEMA, J., M. R. VAN DEN BROEKE, E. VAN MELJGAARD, W. J. VAN DE BERG, J. L. BAMBER, J. E. BOX & R. C. BALES (2009): Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 36, L12501.
- GIOVINETTO, M. B. & C. R. BENTLEY (1985): Surface mass balance in ice drainage systems of Antarctica, *Antarctic Journal of the U.S.*, 20, 6-13.
- GREGORY, J. M., P. HUYBRECHTS & S. RAPER (2004): Threatened loss of the Greenland ice sheet, *Nature*, 428, 616, doi:10.1038/42861a.
- HANNA, E., P. HUYBRECHTS, I. JANSSENS, J. CAPPELEN, K. STEFFEN & A. STEPHENS (2005): Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958-2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D13108, doi:10.1029/2004JD005641.
- JANSSENS, I. & P. HUYBRECHTS (2000): The treatment of melt-water retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet, *Ann. Glaciol.*, 31, 133-140.
- JOUGHIN, I., R. B. ALLEY & D. M. HOLLAND (2012): Ice-Sheet Response to Oceanic Forcing, *Science*, 338, 1172-1176.
- KOENIG, L. S. MARTIN, M. STUDINGER & J. SONNTAG (2010): Polar airborne observations fill gap in satellite data, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 9 (38), 333-334.
- KRABILL, W., E. HANNA, P. HUYBRECHTS, W. ABDALATI, J. CAPPELEN, B. CSATHO, E. FREDERICK, S. MANIZADE, C. MARTIN, J. SONNTAG, R. SWIFT, R. THOMAS & J. YUN-GEL (2004) : Greenland ice sheet : Increased coastal thinning, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24402, doi:10.1029/2004GL021533.
- LENAERTS, J. T. M., M. R. VAN DEN BROEKE, W. J. VAN DE BERG, E. VAN MELJGAARD & P. KUIPERS MUNNEKE (2012): A new, high resolution surface mass balance map of Antarctica (1979-2010) based on regional climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39, 1-5 (L04501).
- NGHIEM, S. V., D. K. HALL, T. L. MOTE, M. TEDESCO, M. R. ALBERT, K. KEEGAN, C. A. SHUMAN, N. E. DIGIROLAMO & G. NEUMANN (2012): The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012, *Geophysical Research Letters*, 39, L20502.
- OHMURA, A., M. WILD & L. BENGTSSON (1996): A possible change in mass balance of Greenland and Antarctic ice sheets in the coming century, *J. Clim.*, 9, 2124-2135.
- PRITCHARD, H. D., R. J. ARTHUR, D. G. VAUGHAN & L. A. EDWARDS (2009): Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971-975.
- REEH, N., C. MAYER, H. MILLER, H. H. THOMSON & A. WEIDICK (1999): Present and past climate control on fjord glaciations in Greenland: implications for IRD-deposition in the sea, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1039-1042.
- RIGNOT, E. & R. H. THOMAS (2002): Mass Balance of Polar ice sheets, *Science* 297, 1502-1506.
- RIGNOT, E., I. VELICOGNA, M. R. VAN DEN BROEKE, A. MONAGHAN & J. LENAERTS (2011): Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38, 5 (L05503).
- SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR & H. L. MILLER (eds.), (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.
- SØRENSEN, L. S., S. B. SIMONSEN, K. NIELSEN, P. LUCAS-PICHER, G. SPADA, G. ADALGEIRSDOTTIR, R. FORSBERG & C. S. HVIDBERG (2011): Mass balance of the Greenland ice sheet (2003-2008) from ICESat data - the impact of interpolation, sampling and firn density, *Cryosphere*, 5, 173-186.
- THOMAS, R. H. & PARCA INVESTIGATORS (2001): Program for Arctic Regional Climate Assessment (PARCA): Goals, key findings and future directions, *J. Geophys. Res.*, 106 (D24), 33,691-33,705.
- VAN DEN BROEKE, M., J. BAMBER, J. ETTEMA, E. RIGNOT, E. SCHRAMA, W. J. VAN DE BERG, E. VAN MELJGAARD, I. VELICOGNA & B. WOUTERS (2009): Partitioning Recent Greenland Mass Loss, *Science*, 326, 984-986.
- VAUGHAN, D. G., J. L. BAMBER, M. B. GIOVINETTO, J. RUSSELL & A. P. R. COOPER (1999): Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica, *J. Climate* 12, 933-946.
- ZWALLY, H. J. (2002): Surface melt induced acceleration of Greenland ice-sheet flow, *Science*, 297, 218-222.
- ZWALLY, H. J., L. JUN, A. C. BRENNER, M. BECKLEY, H. G. CORNEJO, J. DIMARZIO, M. B. GIOVINETTO, T. A. NEUMANN, J. ROBBINS, J. L. SABA, Y. DONGHUI & W. WANG (2011): Greenland ice sheet mass balance: distribution of increased mass loss with climate warming: 2003-07 versus 1992-2002, *Journal of Glaciology*, 57, 88-102.

Kontakt:

Dr. Christoph Mayer

Bayerische Akademie der Wissenschaft, München

christoph.mayer@lrz.badw-muenchen.de

Dr. Hans Oerter

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
hans.oerter@awi.de