6.2 Geschichtliche und aktuelle Veränderungen des Grönländischen Eisschildes

Frank Wilhelms

Geschichtliche und aktuelle Veränderungen des Grönländischen Eisschildes: *Die Ausdehnung des Grönländischen Eisschilds hat im Wechsel der Warm- und Kaltzeiten stark variiert. Neben den geomorphologischen Spuren der Vereisung legen moderne Rekonstruktionen aus Eisbohrkernen ein um 130 m niedrigeres Eisschild während der vorausgegangenen Warmzeit und ein um 600 m höheres Eisschild beim Übergang aus der letzten Kaltzeit in die heutige Warmzeit nahe.*

Historical and recent evolution of the Greenland Ice Sheet: *The extent of the Greenlandic ice sheet has varied between glacial and interglacial epochs. Besides geomorphologic traces of glaciations, modern reconstructions in ice cores suggest a 130 m lower ice sheet during the foregone interglacial and a 600 m higher ice sheet during the transition from the past glacial into our recent interglacial.*

Die Natur als Chronist

Geschichtliche Aufzeichnungen im Sinne historischer Überlieferungen gibt es in Grönland nur über wenige hundert Jahre überhaupt und betreffend die Beobachtung des Grönländischen Eisschildes nur über einige Dekaden. Die ältesten archäologischen Funde der Inuit sind etwa 4.500 Jahre alt (D'Andrea et al. 2011), und europäische Siedler mit schriftlicher Überlieferung kamen 986 mit Erik dem Roten nach Grönland (McGhee 1984). Aber selbst im Hinblik auf diese Zeit lernen wir eher aus Beobachtungen im Eisschild etwas über die Umgebungsbedingungen in der Natur und den Zustand des Grönländischen Eisschildes zur Zeit der frühen isländischen Siedler, denn aus ihren Überlieferungen. Bei der Bearbeitung des NorthGRIP Eiskerns (NGRIP 2004) 1996 auf der Grönländischen Eiskappe zählte mein Kollege Þorsteinn Þorsteinsson jährlich zugeordnete Schichten im Eiskern und führte eine Schmelzlagenstatistik, als er plötzlich begeistert zu uns anderen rief: »*Hier 986 ist eine besonders dicke Schmelzlage, das ist das Jahr als Erik der Rote nach Grönland gefahren ist! Das heißt es war wirklich sehr warm*«. Dieses Beispiel illustriert anschaulich, wie wir die verlässlichsten verfügbaren Informationen über die Grönländische Eiskappe durch Beobachtungen in der Natur gewinnen.

Das Konzept der Stellvertreterparameter

Ist es warm über Grönland, so kann es selbst auf der 3.000 m hohen Eiskappe regnen oder zum Anschmelzen des Schnees an der Oberfläche kommen. In extremen Fällen wird der Schnee regelrecht durchnässt und der »Schneematsch« gefriert zu einer klaren durchsichtigen Schicht, die auch noch im weiter verdichteten Eis klar als Eislage zu erkennen ist. Die Eislage zeigt also an, dass es zur Zeit der Ablagerung des Schnees oder kurz danach relativ warm war. Betrachtet man die Verteilung der Schmelzlagen mit der Zeit, so kann man eine Zunahme mit einer mittleren Erwärmung und eine Abnahme mit einer mittleren Abkühlung in Verbindung bringen. Die Verteilung der Häufigkeit der Schmelzlagen ist also ein Stellvertreterparameter für den Temperaturverlauf (Alley & Anandakrishnan 1995). Dieses im Englischen »proxy« genannte Konzept erlaubt uns noch eine ganze Reihe weiterer Stellvertreterparameter mit Informationen über den Zustand der Eiskappe und ihrer Umgebung zu etablieren. Die in der weiteren Diskussion herangezogenen Stellvertreterparameter werden nun kurz zusammengefasst.

Willi Dansgaard (1953) beobachtete eine Variation der isotopischen Zusammensetzung des Regenwassers in Zusammenhang mit der Temperatur bei seiner Bildung. Von den in der Natur vorkommenden Sauerstoffatomen besitzen 0,2% zwei zusätzliche Neutronen im Kern und werden als Isotop ^{18}O bezeichnet. Sie sind schwerer als das sehr überwiegend vorkommende Isotop ^{16}O. Wegen seiner größeren Masse verdampft das Isotop ^{18}O schwerer und kondensiert leichter als ^{16}O. Die als Fraktionierung bezeichnete Stärke der Trennung hängt u.a. vom Transportweg des Wasserdampfs und der Temperatur bei der Kondensation zu Niederschlag ab. In der hier folgenden Diskussion ist wesentlich, dass für die Abhängigkeit vom Transportweg jeweils konstante Änderungsraten mit der geografischen Breite und Höhe bestimmt werden können. Dansgaard (1954) etablierte diesen als »Isotopenthermometer« bezeichneten Stellvertreterparameter für die Temperatur. Im Ausblick der zitierten Veröffentlichung schlug er bereits vor, den Niederschlag vergangener Zeiten im Grönländischen Eisschild zu betrachten, um die klimatischen Bedingungen zur Zeit seiner Bildung zu rekonstruieren.

Im tiefen Ozean leben bis zu einige Zehntelmillimeter große benthische Foraminiferen. Zur Bildung ihrer Kalkschalen nehmen sie Wasser auf und speichern auf diesen Weise die isotopische Zusammensetzung des umgebenden Ozeans. Wie beim Isotopenthermometer beschrieben, tendiert das Isotop ^{18}O bei der Verdunstung dazu im Ozean zurückzubleiben. Verdunstet nun eine große Menge Wasser aus dem Ozean, das als

kontinentale Eismasse an Land deponiert wird und zu einer Absenkung des Meeresspiegels um mehrere 10 m führt, so ändert sich die isotopische Zusammensetzung der Kalkschalen. Da sich die Kalkschalen nach dem Tod der Foraminiferen im Sediment der Ozeane ablagern, kann an geeigneter Stelle aus der Untersuchung mariner Sedimentkerne ein Stellvertreterparameter für das globale Eisvolumen abgeleitet werden (Shackleton & Opdyke 1973).

Der Luftdruck nimmt mit der Höhe ab. Entsprechend ist der im Eis eingeschlossene Gesamtgasgehalt abhängig von der Höhe des Eisschildes, wenn Gasblasen im Porenraum des gefallenen Schnees während des Verdichtungsprozesses an der Oberfläche eingeschlossen werden. Der Gesamtgasgehalt wird daher als Stellvertreterparameter für die Höhe des Eisschildes herangezogen (Raynaud & Lorius 1973).

Geomorphologische Befunde zur Eisbedeckung Grönlands

Karl Friedrich Schimper (1837) interpretierte geomorphologische Befunde in der Schweiz als den weiter ausgedehnten Eisstand in der Vergangenheit und entwickelte daraus die Theorie der Eiszeiten. Aus weltweit erhobenen geomorphologischen Befunden rekonstruiert man mit diesem Ansatz mehrere Vereisungsperioden. Teilweise überschieben jüngere Vereisungen die älteren, so dass man die Ausdehnung der Eiskappen über geomorphologische Betrachtungen der glazialen Folge geographisch verteilt nur lückenhaft und für die jüngsten Vereisungen rekonstruieren kann. Ältere Vereisungen hinterlassen dennoch Information z.B. in marinen Sedimentkernen aus dem Arktischen Ozean. Sie enthalten eine gröbere Sandfraktion, die ein Stellvertreterparameter für die Anwesenheit von Eisbergen ist, da diese Fraktion nur mit Eis über weitere Strecken transportiert werden kann. Das früheste noch unsichere Indiz für eine Vergletscherung in Grönland findet sich dabei etwa 46 Mio. Jahre vor heute. Entsprechende Indizien von etwa 38 Mio. Jahren vor heute lassen sich Ostgrönland, mit gleichzeitigem Ausschluss von Spitzbergen, zuordnen, so dass man von einer Vergletscherung zu dieser Zeit einigermaßen gesichert ausgehen kann. Die Vergletscherungen nahmen während verschiedener Epochen zu, aber in der Fachliteratur werden auch Zeiten mit vollkommen verschwindender Vereisung diskutiert, basierend auf geologischen Formationen, die vor ca. 2,4 Mio. Jahren über eine Dauer von 20 Tsd. Jahre vor heute auf ein subarktisches Klima hindeuten (Alley et al. 2010). Insgesamt führt die Analyse der von Eisbergen transportierten gröberen Sandfraktion zum Schluss, dass Grönland mindestens während der letzten 18 Mio. Jahre fast durchgehend von Eis bedeckt war (Thiede et al. 2011). Reste der Saale Vereisung bis ca. 130 Tsd. Jahre vor heute, die eine Vereisung bis an den Rand des Schelfs in West Grönland und auf das Überschieben der Jameson Halbinsel im Osten Grönlands belegen, deuten auf eine sehr starke Vereisung während der vorletzten Eiszeit zwischen 300 Tsd. bis 130 Tsd. Jahre vor heute hin (*Abb. 6.2-1a*). Marine Befunde unterstützen eben-

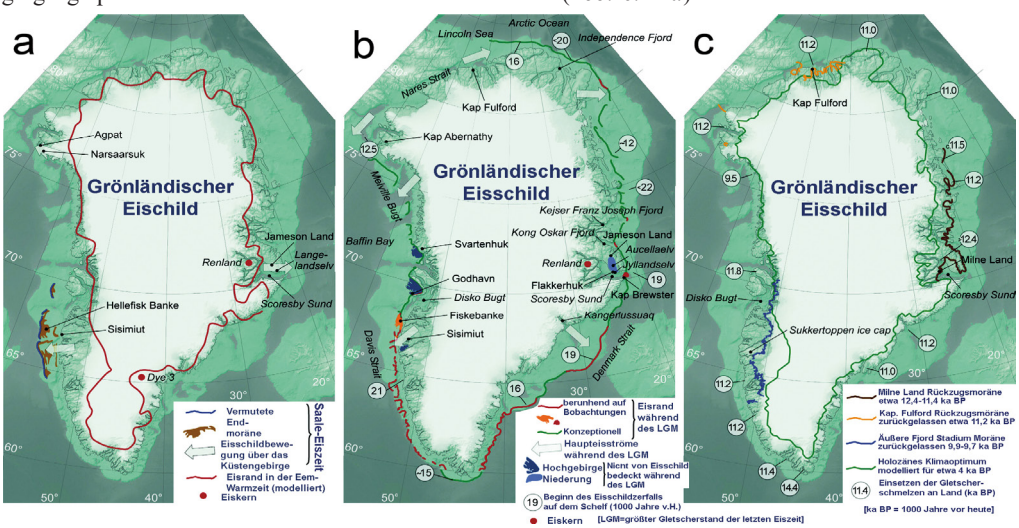

Abb. 6.2-1: *Rekonstruktion der Eisschildgrenzen nach Funder et al. (2011):* **a**. *Vorgeschlagene Eisränder und Eisbewegung während der Saale Vereisung (300-130 Tsd. Jahre vor heute) und modellierte minimale Ausdehnung während der Eem Warmzeit (135-115 Tsd. Jahre v. h.). Z.B. die Umgebung um DYE-3 war im Eem eisbedeckt und die tatsächliche Ausdehnung war größer als dargestellt.* **b**. *Rekonstruierter Rand des Eisschildes im letzten glazialen Maximum (24-16 Tsd. Jahre v. h.), Eisbewegung, eisfreie Gebiete, Zeitpunkt des Aufbrechens des Eisschilds auf dem Schelf und Namen wichtiger Orte.* **c**. *Entgletscherung (17-11 Tsd. Jahre v. h.). Zeitpunkt des Einsetzens des Schmelzens von landgestütztem Eis, prominente Moränenabfolgen und modellierte Minimalausdehnung des Eisschilds (Übersetzt in Deutsch und mit freundlicher Genehmigung des Erstautors).*

falls eine Vereisung Grönlands zu dieser Zeit über den gesamten Schelfbereich oder sogar darüber hinaus. Die geomorphologischen Befunde über die Ausdehnung während der Weichsel Eiszeit, der letzten großen Vereisung zwischen 115 Tsd. bis 11.700 Jahre vor heute, sind in Südgrönland gut bekannt, im nördlichen Teil bleiben sie hingegen konzeptionell (*Abb. 6.2-1b*). Im Gegensatz zu den erhaltenen Moränen aus der Zeit des Rückzugs des Eises im Übergang zur derzeitigen Warmzeit (*Abb. 6.2-1c*), dem seit 12 Tsd. Jahren andauernden Holozän, sind aus der vorausgegangenen Warmzeit, dem Eem zwischen 135 bis 115 Tsd. Jahre vor heute, keine direkten geomorphologischen Spuren erhalten (Funder et al. 2011). Die Datierung des basalen Eises der DYE-3 Bohrung mit molekularbiologischen Methoden, optisch stimulierter Lumineszenz und Radioisotopenverhältnissen liefert jedoch Anhaltspunkte, dass die Umgebung der Bohrstelle seit mindestens 450 Tsd. Jahren eisbedeckt ist (Willerslev et al. 2007). Die Ausdehnung und Höhe der Eiskappe in ihrer zeitlichen Entwicklung schätzt man mittels Modellläufen von gekoppelten Eisschild-Klimamodellen in Verbindung mit aus Eiskernen gewonnen Stellvertreterparameterzeitreihen zum Antrieb der Modelle ab.

Die modellierte Evolution des Grönländischen Eisschilds

Zur Simulation der Geometrie des Eisschildes existieren verschiedene Modelle, die eine unterschiedlich starke Variation der Höhe und Ausdehnung der Eiskappe ergeben. Zur detaillierten lokalen Rekonstruktion gibt es wenige direkte Befunde, die gestatten, über die mehr oder weniger realistische Abbildung der tatsächlichen Verhältnisse in verschiedenen Modellläufen zu entscheiden. Zudem ändert sich nicht nur der Grönländische Eisschild selbst, sondern auch seine ganze Umgebung, in der sich während der Eiszeiten riesige kontinentale Eiskappen auftürmten. Zur Illustration der drastischen Änderungen sei auf einen typischen glazialen Zyklus seit der Eem Warmzeit über die Weichsel Eiszeit bis in die jetzige Holozän Warmzeit verwiesen (Zweck & Huybrechts 2005) (*Abb. 6.2-2*). Zur Durchführung von Modellierungen wird eine Reihe von Randbedingungen wie z.B. die Topographie des Felsbetts (Bamber et al. 2013), die Isostasie, d.h. die Einstellung des Schwimmgleichgewichts von Krustenschollen im Erdmantel (Peltier 2004), die gemeinsam mit der Höhe des Meeresspiegels die Höhenlage der Küstenlinie bestimmt, sowie die Temperatur- und Niederschlagsverteilung über die betrachtete Zeitspanne benötigt. Die Randbedingung der Temperaturänderung parametrisiert man dabei entweder direkt oder indirekt in verwendeten Klimamodellen z.B. über Stellvertreterparameter des globalen Eisvolumens aus marinen Zeitreihen (Lisiecki & Raymo 2005) oder wie bei der oben angeführten Studie aus Eiskernzeitreihen (Dansgaard et al. 1993).

Befunde über die Geometrie des Grönländischen Eisschilds aus Eisbohrkernen

Die Hauptinterpretation der tiefen, bis zum Felsuntergrund vorgetriebenen, Eisbohrkerne im Innern des Grönländischen Eisschilds: Camp Century (Johnsen et al. 1972), DYE-3 (Dansgaard et al. 1982), GRIP (GRIP 1993), GISP2 (Grootes et al. 1993) und NGRIP (NGRIP 2004), sowie von den isolierten Eiskappen Agassiz im Norden (Koerner & Fisher 1990) und Renland im Osten (Johnsen et al. 1992) Grönlands (*Abb. 6.2-3a*) war über vier Dekaden die Ableitung des (regionalen) Temperaturverlaufs aus dem entsprechenden Stellvertreterparameter der stabilen Isotope des Wassers (*Abb. 6.2-3b*). Der an den Kernen Camp Century (Raynaud & Whillans 1979), DYE-3 (Herron & Langway 1987) und GRIP (Raynaud et al. 1997) gemessene Gesamtgasgehalt deutet zumindest im Norden Grönlands auf Höhenänderungen von bis zu wenigen hundert Metern beim Übergang aus der letzten Weichsel-Eiszeit in die jetzige Holozän-Warmzeit und im Bereich des Gipfels der Eiskappe auf ein Anwachsen während des Übergangs von Kalt- zu Warmzeit mit nachfolgender Abnahme im frühen Holozän hin.

Vinther et al. (2006, 2008) leiteten mit großem Aufwand eine sehr präzise und konsistente Datierung für die oben aufgeführten Eiskerne ab. Basierend auf der guten Synchronisierung betrachten Vinther et al. (2009) die beiden Eiskappen auf Renland und Agassiz als im Wesentlichen von der Geometrie bestimmt und weitgehend stationär, während man zumindest für Teile des Grönländischen Eisschilds Höhenänderungen erwartet. Diesem Interpretationsansatz folgend, stellen sie konsistent auch mit Beobachtungen in anderen Archiven ein synchron verlaufendes klimatisches Optimum im frühen Holozän an den 1.500 km voneinander entfernt liegenden kleinen Randeiskappen in Grönland fest und postulieren eine auch für Gesamtgrönland konsistente Klimaentwicklung. Einen Paradigmenwechsel vollziehen die Autoren nun mit der Annahme, dass die Unterschiede in den Kernen im Innern des Grönländischen Eisschilds keine kleinräumige Klimaänderung repräsentieren, sondern eine lokale Höhenänderung widerspiegeln. Sie betrachten die Differenz des Verlaufs der isotopischen Zusammensetzung in den Eiskernen an den jeweiligen Positionen zum aus den beiden Randeiskappen abgeleiteten und als Klimasignal interpretierten Verlauf. Durch Verwendung der im Abschnitt über die Stellvertreterparameter erwähnten Änderungs-

raten kann nach Korrektur der geografischen Breitenabhängigkeit durch Division mit der Höhenänderungsrate der zeitliche Verlauf der Höhenänderung an den jeweiligen Positionen abgeschätzt werden.

Zunächst wächst die Höhe des Eisschildes durch zunehmenden Niederschlag unmittelbar zu Beginn des Holozäns um einige 10 m an und dünnt dann über die folgenden 4.000 Jahre mit verstärktem Schmelzen und Abkalben durch ansteigenden Meeresspiegel aus (*Abb. 6.2-3c*). Während der Gipfel – repräsentiert durch den GRIP und den NGRIP Eiskern – heute um ca. 200 m niedriger ist als zu Beginn des Holozäns, so ist der Süden – repräsentiert durch den DYE-3 Eiskern – heute um ca. 400 m und der Norden – repräsentiert durch den Camp Century Eiskern – sogar um 600 m niedriger. Die mit der neuen Interpretation des Verlaufs der isotopischen Zusammensetzung rekonstruierte Höhenänderung wird von der Rekonstruktion aus dem Gesamtgasgehalt eindrucksvoll bestätigt (*Abb.6.2-3d*). Die der Ableitung zugrunde liegende Annahme einer über ganz Grönland

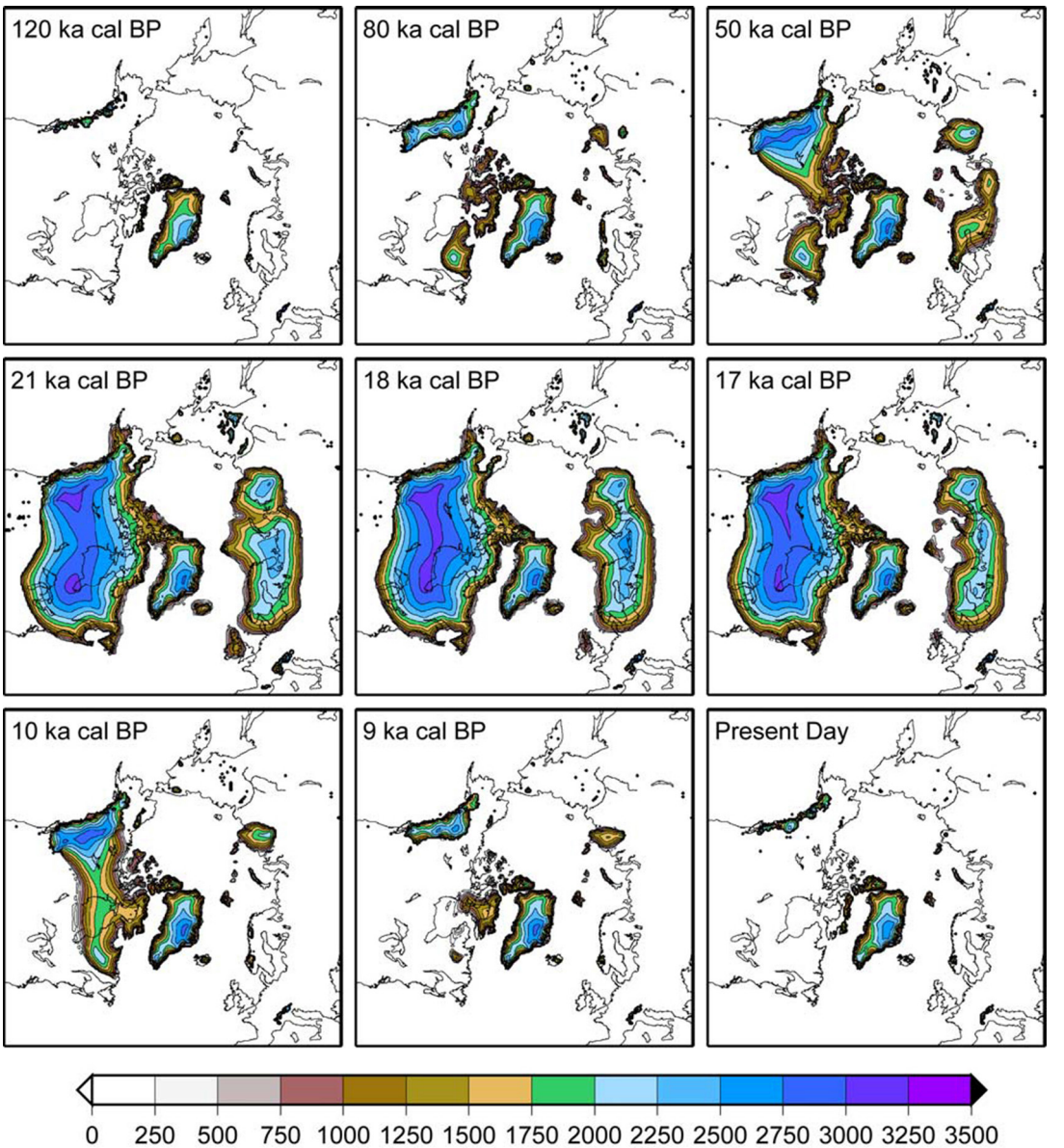

Abb. 6.2-2: *Entwicklung der Eisschildhöhe (m) während des letzten glazialen Zyklus für das Bezugsmodell nach* Zweck & Huybrechts *(2005). Die Zeit ist jeweils auf der Tafel angeben (Mit freundlicher Genehmigung des Autors).*

synchronen Klimaentwicklung unterstützen die Autoren zusätzlich über inverse Modellierung des in den Bohrlöchern gemessenen Temperaturverlaufs und kommen zu einem sehr vertrauenswürdigen Ergebnis.

Die bestimmte Höhendifferenz von 600 m legt außerdem nahe, dass der Grönländische Eisschild im frühen Holozän mit der Innuitian Eiskappe verbunden war. Die beiden Eiskappen in Grönland und auf der Ellesmere-Insel brachen erst im späteren Holozän auseinander und führten zu einer signifikanten Höhenabnahme des Grönländischen Eisschilds.

Der zwischen NGRIP und Camp Century im Norden Grönlands gebohrte NEEM Eiskern (NEEM 2013) ermöglicht die Rekonstruktion der letzten Eem-Warmzeit zwischen 130 und 115 Tsd. Jahre vor heute. Die Stratigraphie des Kerns ist, wie z.B. in den GRIP und GISP2 Eiskernen am Gipfel des Grönländischen Eisschilds auch, im untersten Bereich durch Fließen des Eises erwartungsgemäß gestört. Eine vergleichende Betrachtung mehrer verschiedener global synchroner Stellvertreterparameter mit antarktischen Eiskernen ermöglicht jedoch die Rekonstruktion einer nordgrönländischen Zeitreihe bis 128,5 Tsd. Jahre vor heute und ist die seit Jahrzehnten von Forschergenerationen angestrebte Datenbasis für möglichst lange zurückreichende Klimarekonstruktionen in Grönland. Die Temperaturrekonstruktion zeigt zu Beginn der Eem Warmzeit einen schnellen Anstieg zu einer 8 ± 4 °C wärmeren Temperatur als über die letzten unmittelbar vergangenen tausend Jahre gemittelt. Darauf folgte eine graduelle Abkühlung. Zwischen 128 und 122 Tsd. Jahre vor heute nahm die Dicke des nordwestgrönländischen Eisschilds um 400 ± 250 m ab und erreichte um 122 Tsd. Jahre vor heute eine um 130 ± 300 m niedrigere Höhe als heute. Zudem zeigen aus eingeschlossenen Gasblasen bestimmte Stellvertreterparameter weit verbreitetes Oberflächenschmelzen während der Eem Warmzeit.

Aktuell beobachtete Änderungen und Ausblick

Zur aktuellen und regional aufgelösten Beobachtung stellen satellitengestützte Systeme eine effiziente Möglichkeit zur Beobachtung von Eisschilden dar. Genaue wiederholte Vermessungen des Schwerefelds der Erde können in Massenänderungen von Eisschilden umgerechnet werden. Velicogna et al. (2014) analysieren monatlich aufgelöste Daten im Zeitraum zwischen 2003 und 2013 und leiten die regional aufgelöste Massenänderung und ihre Beschleunigung, d.h. die Zunahme oder Abnahme der Änderungsrate, ab. Im Mittel verliert der Grönländische Eisschild aktuell 280 ± 58 Gt/Jahr und diese Abnahmerate nimmt um 25,4 ± 1,2 Gt/Jahr^2, d.h. um 9% pro Jahr, zu. Diese Ergebnisse vergleichen die Autoren mit der Oberflächenmassenbilanz, d.h. der Massenzu- oder -abnahme über einen festen Beobachtungszeitraum. Die dazu benötigten zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Daten liefern Klimamodelle, wie das hier verwendete RACMO2/GR (Ettema et al. 2009), die mit Reanalysedaten, d.h. aus Wetterbeobachtungen interpolierte Zustandsdatensätze der Atmosphäre, der Wetterdienste betrieben und an Klimazeitreihen, z.B. aus flachen Eisbohrkernen und Wetterstationen, validiert werden. Die aus Schweremessungen und Oberflächenmassenbilanzbetrachtungen bestimmten Schwereänderungen stimmen für den Norden, Nordosten und Südwesten Grönlands gut überein, während sich im Nordwesten und Südosten Abweichungen ergeben, die dynamisch getrieben sind. D.h. die Oberflächenmassenbilanz hat entsprechend den erhöhten Abfluss ausgeglichen.

Helm et al. (2014) bestimmen die Höhenänderungen des Grönländischen Eisschilds aus Abstandsmessungen von Satelliten. Die verwendeten Satelliten besitzen Laser- bzw. Radarabstandsmessinstrumente. Aus den abgeleiteten Höhenänderungen bestimmen die Autoren eine Gesamtvolumenabnahme von 375 ± 24 km^3/Jahr. Multipliziert mit der mittleren Dichte von Eis berechnet man eine entsprechende Massenabnahme um 345 ± 22 Gt/Jahr. Dieser Wert stimmt mit dem im Velicogna et al. (2014) bestimmten Verlauf zum Ende des Beobachtungszeitraums gut überein. Eine Massenabnahme von 100 Gt/Jahr entspricht einer Anstiegsrate des mittleren globalen Meeresspiegels von 0,28 mm/Jahr (IPCC 2007, Tab. 5.3) und der eben für die aktuelle Massenabnahme angegebene Wert entspricht einem global mittleren Meeresspiegelanstieg von 0,97 mm/Jahr. Er stimmt auch gut mit dem aus der entsprechenden Darstellung des Trends im fünften Sachstandsberichts des Weltklimarats abgelesen Wert überein (IPCC 2013, Fig. 4.15). Die Bedeutung dieses Beitrags ergibt sich aus dem Vergleich mit dem beobachteten Gesamtmeeresspiegelanstieg von 3,2 mm/Jahr (IPCC 2013, Tab. 13.1) der sich auch aktuell mit unveränderter Rate fortsetzt (Beckley et al. 2010, GSFC 2013). Der sich weiter beschleunigende Massenverlust Grönlands trägt daher aktuell etwa 1/3 zum beobachten Meeresspiegelanstieg bei. Die Volumenzunahme des Ozeans durch die thermische Ausdehnung des Wassers sowie das Abschmelzen in der Antarktis und den anderen weltweit verteilten Gletschern tragen auch jeweils zu etwa 1/3 bei. Mit der angegebenen Beschleunigung, d.h. weiterem Wachsen der Abnahmerate, bei gleichzeitig schon beträchtlich abgenommenem und weiter abnehmendem Volumen der Gebirgsgletscher wird der absolute und anteilige Beitrag Grönlands zum Anstieg des mittleren Meeresspiegels in der Zukunft noch weiter zunehmen.

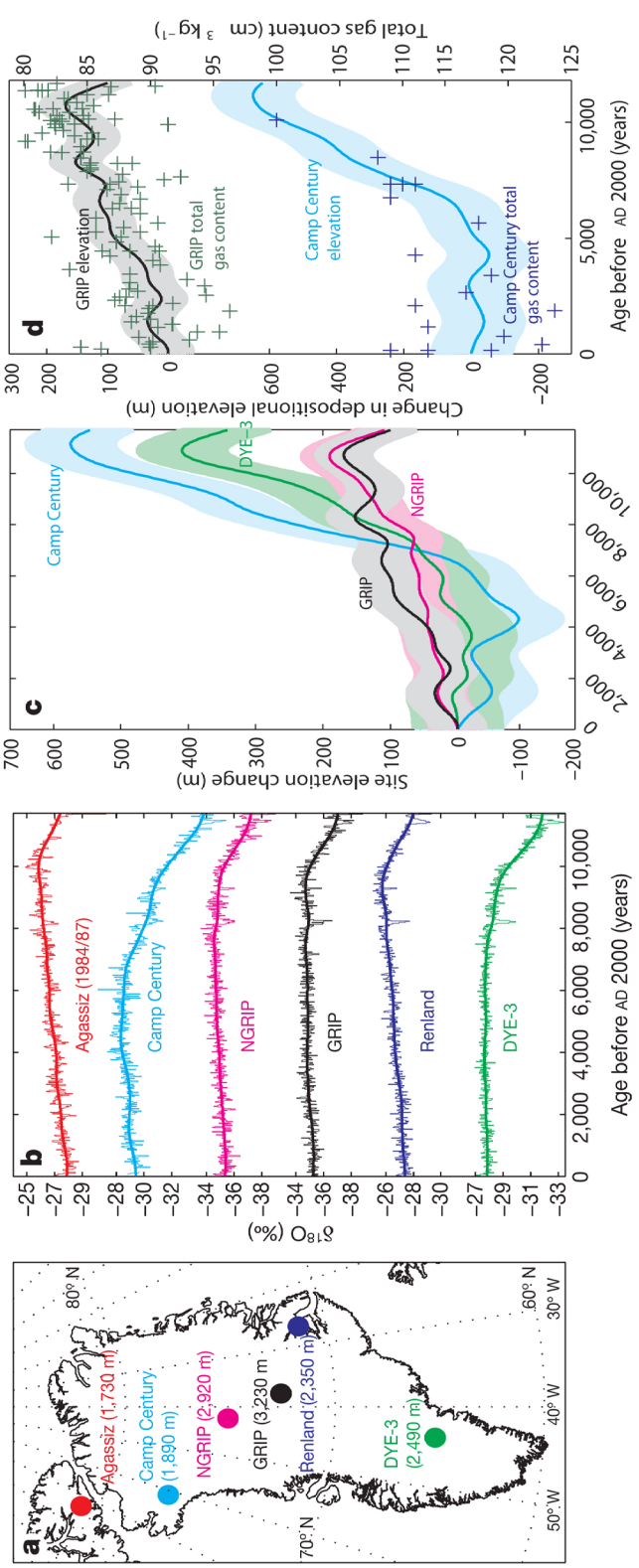

Abb. 6.2-3: ***a****. Bohrlokationen der Eiskerne die von* Vinther *et al. (2009) auf einer konsistenten Zeitskala synchronisiert wurden. Die geografische Höhe ist in Klammern angegeben.* ***b****. Beobachtete 20jährige Mittel und tausendjährige Trends des Sauerstoff ^{18}O Isotopengehalts ($\delta^{18}O$) während des Holozäns in sechs Eiskernen aus Grönland und in Kanada.* ***c****. Höhenänderung an den Bohrlokationen mit schattierten Unsicherheitsbereichen.* ***d****. Zeitliche Entwicklung der Höhe bei der Ablagerung an den GRIP und Camp Century Bohrlokationen verglichen mit Totalgasmessungen an den beiden Eiskernen (Mit freundlicher Genehmigung des Erstautors und von Nature Publishing Group).*

Literatur

ALLEY, R. B. & S. ANANDAKRISHNAN (1995): Variations in melt-layer frequency in the GISP2 ice core: implications for Holocene summer temperatures in central Greenland. Ann. Glaciol. 21: 64-70.

ALLEY, R. B., J. T. ANDREWS, J. BRIGHAM-GRETTE et al. (2010): History of the Greenland Ice Sheet: paleoclimatic insights. Quaternary Sci. Rev. 29: 1728-1756.

BAMBER, J. L., J. A. GRIGGS, R. T. W. L. HURKMANS et al. (2013): A new bed elevation dataset for Greenland. The Cryosphere 7: 499-510.

BECKLEY, B.D., N.P. ZELENSKY, S.A. HOLMES et al. (2010): Assessment of the Jason-2 Extension to the TOPEX/Poseidon, Jason-1 Sea-Surface Height Time Series for Global Mean Sea Level Monitoring, Marine Geodesy 33(S1): 447-471, Supplemental Issue on OSTM/Jason-2 calibration/validation, Vol. 1.

D'ANDREA, W. J., Y. HUANGA, S. C. FRITZ & N. J. ANDERSON (2011): Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in West Greenland. PNAS 108(24): 9765-9769.

DANSGAARD, W. (1953): The Abundance of O18 in Atmospheric Water and Water Vapour. Tellus 5(4): 461-469.

DANSGAARD, W. (1954): The O18-abundance in fresh water. Geochim. Cosmochim. Ac. 6(5-6): 241-260.

DANSGAARD W., H. B. CLAUSEN, N. GUNDESTRUP et al. (1982): A new Greenland deep ice core. Science 218(4579): 1273-1277.

DANSGAARD, W., S. J. JOHNSEN, H. B. CLAUSEN et al. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364: 218-220.

ETTEMA, J., M. R. VAN DEN BROEKE, E. VAN MEIJGAARD et al. (2009): Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by highresolution climate modeling. Geophys. Res. Lett. 36(L12501).

FUNDER, S., K. K. KJELDSEN, K. H. KJÆR & C. Ó. COFAIGH (2011): The Greenland Ice Sheet During the Past 300,000 Years: A Review in Developments in Quaternary Science, J. J. M. van der Meer (ed.) 15: 699-713.

GRIP (GREENLAND ICE-CORE PROJECT MEMBERS) (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature 364: 203-207.

GROOTES, P. M., M. STUIVER, J. W. C. WHITE, S. J. JOHNSEN & J. JOUZEL (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366: 552-554.

GSFC (2013): Global Mean Sea Level Trend from Integrated Multi-Mission Ocean Altimeters TOPEX/Poseidon Jason-1 and OSTM/Jason-2 Version 2. Ver. 2. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed [2015-07-21] at http://dx.doi.org/10.5067/GMSLM-TJ122.

HELM, V., A. HUMBERT & H. MILLER (2014): Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. The Cryosphere 8: 1539-1559.

HERRON, S. L. & C. C. LANGWAY, JR. (1987): Derivation of paleoelevations from total air content of two deep Greenland ice cores. IAHS (Publ. no. 170): 283-295.

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 [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

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.

JOHNSEN, S. J., H. B. CLAUSEN, W. DANSGAARD et al. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. Nature 359: 311-313.

JOHNSEN, S. J., W. DANSGAARD, H. B. CLAUSEN & C. C. LANGWAY JUN. (1972): Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets. Nature 235: 429-434.

KOERNER, R. M. & D. A. FISHER (1990): A record of Holocene summer climate from a Canadian high-Arctic ice core. Nature 343: 630-631.

LISIECKI L. E. & M. E. RAYMO (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. Paleoceanography 20(PA1003).

MCGHEE, R. (1984): Contact between Native North Americans and the Medieval Norse: A Review of the Evidence. Am. Antiquity 49(1): 4-26.

NGRIP (NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS) (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431: 147-151.

NEEM (COMMUNITY MEMBERS) (2013): Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. Nature 493: 489-494.

PELTIER, W. R. (2004): Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32: 111-49.

RAYNAUD, D., J. CHAPPELLAZ, C. RITZ & P. MARTINERIE (1997): Air content along the Greenland Ice Core Project core: a record of surface climatic parameters and elevation in central Greenland. J. Geophys. Res. 102(C12): 26607-26613.

RAYNAUD, D. & C. LORIUS (1973): Climatic Implications of Total Gas Content in Ice at Camp Century. Nature 243: 283-284.

RAYNAUD, D. & I. M. WHILLANS (1979): Total gas content of ice and past changes of the northwest Greenland ice sheet. IAHS (Publ. no 131): 235-237.

SCHIMPER, K. F. (1837): ‚Auszug aus dem Briefe des Herrn Dr. Schimper ueber die Eiszeit, an Pr. Agassiz, Præsident der Gesellschaft.' in: Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, 22e Session: 38-51.

SHACKLETON, N.J. & N. D. OPDYKE (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. Quaternary Res. 3(1): 1-154.

THIEDE, J., C. JESSEN, P. KNUTZ et al. (2011): Millions of Years of Greenland Ice Sheet History Recorded in Ocean Sediments. Polarforschung 80(3): 141-159.

VELICOGNA, I., T. C. SUTTERLEY, & M. R. VAN DEN BROEKE (2014): Regional acceleration in ice mass loss from Greenland and Antarctica using GRACE time-variable gravity data, Geophys. Res. Lett. 41(22): 8130-8137.

VINTHER, B. M., H. B. CLAUSEN, S. J. JOHNSEN et al. (2006): A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. J. Geophys. Res. 111(D13102).

VINTHER, B. M., H. B. CLAUSEN, D. A. FISHER et al. (2008): Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology. J. Geophys. Res. 113(D08115).

VINTHER, B. M., S. L. BUCHARDT, H. B. CLAUSEN et al. (2009): Holocene thinning of the Greenland ice sheet. Nature 461: 385-388.

WILLERSLEV, E., E. CAPPELLINI, W. BOOMSMA et al. (2007): Ancient biomolecules from deep ice cores reveal a forested southern Greenland. Science 317: 111-114.

ZWECK, C., & P. HUYBRECHTS (2005): Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity. J. Geophys. Res. 110(D07103).

Kontakt:

Prof. Dr. Frank Wilhelms
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum
für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
Frank.Wilhelms@awi.de

Wilhelms, F. (2015): Geschichtliche und aktuelle Veränderungen des Grönländischen Eisschildes. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). Warnsignal Klima: Das Eis der Erde. pp.224-230. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.34