Von alpinen Gletschern zur Erforschung polarer Eisschilde

Autor(en): **Stauffer, Bernhard**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **66 (2009)**

PDF erstellt am: **28.03.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-324114

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Bernhard Stauffer*

Von Alpinen Gletschern zur Erforschung polarer Eisschilde

Einleitung

Eigentlich liegt es auf der Hand, dass Forscher, die sich mit Gletschern befassen, sich auch für die noch viel grösseren und kälteren Eismassen der Polargebiete interessieren. Es gibt aber auch Probleme, welche nur mit Hilfe polarer Eisschilde gelöst werden können.

Dem Schweizer Alfred de Quervain gelang es 1912, den Eisschild von Illulisat nach Angmassalik zu überqueren. Er machte wichtige meteorologische Messungen und bestimmte als Erster ein Höhenprofil des Eisschildes.

Nach dem 2. Weltkrieg ergriffen Schweizer Wissenschafter die Initiative für eine internationale wissenschaftliche Grönlandexpedition, die EGIG (Expedition Glaciologique Internationale au Groenlande). Feldarbeiten fanden 1959 und 1967/68 statt. Ein Teilnehmer der ersten Expedition muss hier erwähnt werden: André Renaud, Gymnasiallehrer in Lausanne. Sein Hauptanliegen war es, modernste chemische und physikalische Methoden für die Glaziologie nutzbar zu machen (Renaud 1969). Er konnte unter anderem auch Hans Oeschger überzeugen, am Jungfraufirn Tritium- und später an Grönlandeis C^{14}-Messungen durchzuführen. Das war der Anfang der Forschungsarbeiten der Abteilung Klima- und Umweltphysik (KUP) am Physikalischen Institut der Universität Bern auf polaren Eisschilden beider Hemisphären. Das Hauptziel war und ist, Mechanismen globaler Klimaschwankungen zu untersuchen.

Schnee, der im inneren Teil Grönlands fällt, wird zu Firn und Eis verdichtet und sinkt immer tiefer in den Eisschild und zu den Küsten hin. Dort schmilzt Eis ab oder wird als Eisberg ins Meer gestossen. Im Gleichgewicht bleiben Grösse und Form des Eisschildes erhalten. Die Ost-West-Ausdehnung beträgt rund 800 km, die Mächtigkeit immerhin 3000 m. Bohrt man im Zentrum in die Tiefe, erreicht man immer älteres Eis. Da das Eis auch zur Küste hin fliesst, werden die Jahresschichten mit zunehmender Tiefe allerdings immer dünner. In Grönland beträgt das Alter der untersten brauchbaren Schichten rund 100 000 Jahre. In der Antarktis hofft man auf Eis, das mehr als 1 Million Jahre alt ist. Im Juli 1992 erreichte

* Prof. Bernhard Stauffer, Physikalisches Institut, Universität Bern, Abteilung für Klima- und Umweltphysik, Sidlerstrasse 5, 3012 Bern

das europäische «Greenland Ice Sheet Project (GRIP)» auf Summit (72°34'N, 37°37'W, mittlere Jahrestemperatur: –32°C) mit einer Kernbohrung eine Tiefe von 3028 m und im Dezember 2004 das «European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA)» auf Dome C (75°06'S, 123°21'E, mittlere Jahrestemperatur: –54,6°C) eine Tiefe von 3270 m. An beiden Projekten war KUP massgeblich beteiligt.

Messungen an polaren Eisbohrkernen

Am Eis der Bohrkerne werden zahlreiche physikalische und chemische Analysen durchgeführt. Sie sollen Auskunft geben über Temperatur, Zusammensetzung der Atmosphäre, Schadstoffbelastung der Luft, Vulkanismus usw. in der Vergangenheit. Im Folgenden sollen aber nur zwei Messmethoden und deren Ergebnisse erläutert werden.

Die Isotopenzusammensetzung von Eis gibt Auskunft über die lokale Temperatur. Das schwere Sauerstoffisotop ^{18}O, kommt im Wasser unserer Erde im Mittel nur in 0.204% der Wassermoleküle vor. Es gibt aber kleine Abweichungen in der Isotopen-Zusammensetzung von Wasser. Die Abweichungen werden als Deltawert angegeben. Es ist einfach die Abweichung vom mittleren Wert von Meerwasser, in Promillen. Dampf der aus Ozeanwasser von 20 °C gebildet wird, hat einen $\delta^{18}O$-Wert von rund – 10‰, da Wasser mit einem ^{18}O einen etwas geringeren Dampfdruck hat, als solches mit dem normalen ^{16}O. Die erste kleine Menge Wasser, die daraus kondensiert, hat einen $\delta^{18}O$-Wert von wiederum 0‰, da ^{18}O bei der Kondensation bevorzugt wird. Die Konzentration von ^{18}O im Wasserdampf der Luftmasse wird dadurch weiter verkleinert. Bei kälterer Temperatur über dem Eisschild verbleibt weniger Wasser in der Luftmasse, und die schweren Isotope sind stärker abgereichert *(Abb. 1)*. Niederschläge auf dem grönländischen Eisschild stammen im Sommer und Winter hauptsächlich aus den Subtropen bei ca. 20 °C. Im Winter wird auf dem Weg nach Grönland mehr Wasserdampf kondensiert, so dass der $\delta^{18}O$ Wert kleiner ist.

Man kann die Abreicherung unter gewissen vereinfachenden Annahmen (Wasserdampf aus einer Region, Rayleigh-Kondensation, adiabatische Abkühlung der Luftmasse) auch quantitativ berechnen. Das Resultat, 0,49‰ pro °C, gilt für einen Einzelniederschlag und ist nur eine ganz grobe Näherung.

Man kann annehmen, dass in längeren Zeitreihen der $\delta^{18}O$-Wert auch ein Mass für die mittlere Jahrestemperatur ist. Durch Messungen von Schneeproben von Orten mit verschiedenen mittleren Oberflächentemperaturen hat man festgestellt, dass einem Grad Unterschied in der Antarktis rund 0,75‰ und in Grönland rund 0,67‰ entspricht. Im Falle von Grönland musste man aber feststellen, dass dieser

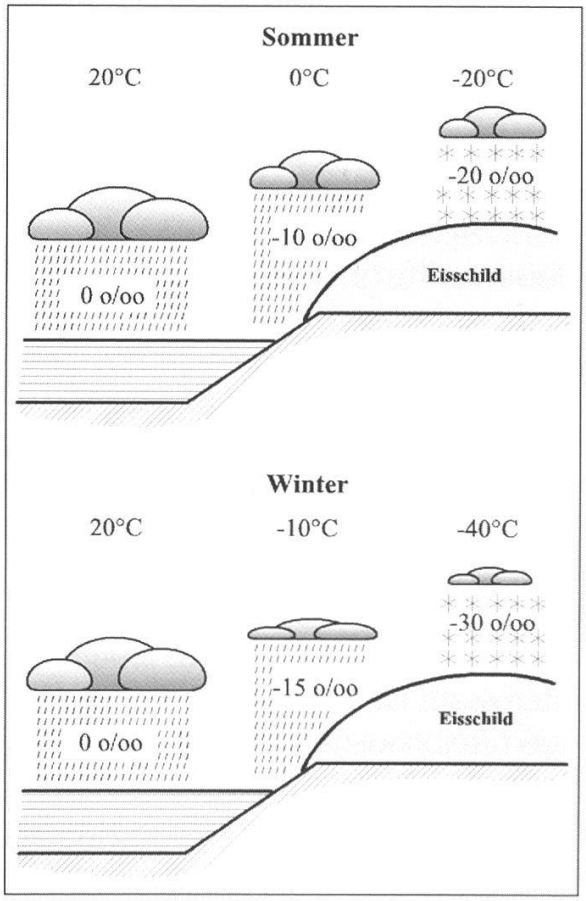


Abbildung 1: Veranschaulichung der Abreicherung schwerer Isotope (in diesem Beispiel ^{18}O) bei zunehmender Kondensation von Wasser aus einer Luftmasse. Dies erklärt den Zusammenhang zwischen Temperatur am Niederschlagsort und dem $\delta^{18}O$-Wert.

Wert für lange zeitliche Veränderungen nicht gilt, da sich das Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlag geändert hat. Für Grönland entspricht 1 °C Temperaturunterschied ein Unterschied im $\delta^{18}O$-Wert von rund 0,35‰ (Jouzel 1999).

Im Eis hat es fast immer Luftblasen, selbst im Eiswürfel aus dem Tiefkühlfach. Allerdings entspricht die Zusammensetzung der Luft in den Blasen des Eiswürfels nicht jener der Atmosphäre, auch nicht jener im Tiefkühlfach. Es handelt sich vor allem um Luft, die im Wasser gelöst war und beim Gefrieren in Blasen eingeschlossen wird. In den zentralen Gebieten der beiden grossen polaren Eisschilde entsteht aber Eis nicht durch Gefrieren von Wasser, sondern durch eine trockene Metamorphose von Schnee zu Firnkörnern und dann zu Eis. Schneekristalle mit ihren wunderschönen dendritischen Formen wandeln sich in Firnkörner verschiedener Grösse um. Grosse wachsen dann auf Kosten der kleinen, wegen der Oberflächenspannung. Das Gebilde aus ungefähr gleich grossen Kügelchen verdichtet sich zuerst durch Umlagerung, dann durch einen Sinterprozess. Die Luft im Porenraum wird mehr und mehr verdrängt. Beim Übergang vom porösen Firn zu undurchlässigem Eis wird die verbleibende Luft in Blasen eingeschlossen. Diese Luft hat in sehr guter Näherung die gleiche Zusammensetzung wie die Atmosphäre über der Schneedecke zur Zeit der Eisbildung. Die Luft bleibt in kalten Eisproben sehr gut konserviert. Im Labor kann die Luft von Proben von Bohrkernen aus den

Blasen extrahiert und analysiert werden. Da Eis aus Gletschern mittlerer Breiten zumindest nicht ausschliesslich durch Sintern von trockenem Schnee gebildet wird, entspricht die Zusammensetzung der Luft in den Blasen nicht jener der Atmosphäre.

Messresultate und ihre Interpretation

Die letzten 1000 Jahre

Die globalen Temperaturschwankungen waren während der letzten tausend Jahren relativ klein. Selbst während der sogenannten kleinen Eiszeit lag die globale Temperatur nur rund 0,5 °C unter dem Mittelwert (IPCC 2007). Solch kleine Temperaturschwankungen können Isotopenmessungen an polaren Eisbohrkernen nicht zuverlässig reproduzieren.

Interessant ist dafür der Verlauf der atmosphärischen Konzentrationen der wichtigen Treibhausgase CO_2, Methan (CH_4) und Distickstoffoxyd (N_2O) . Die Konzentrationen aller drei Treibhausgase war während der ersten acht Jahrhunderte des letzten Jahrtausends praktisch konstant, stiegen aber nach 1750 mit dem Beginn der Industrialisierung alle an. *Abbildung 2* zeigt den Verlauf der CO_2-und CH_4-Konzentrationen (Blunier et al. 1995, MacFarling Meure et al. 2006, Siegenthaler et

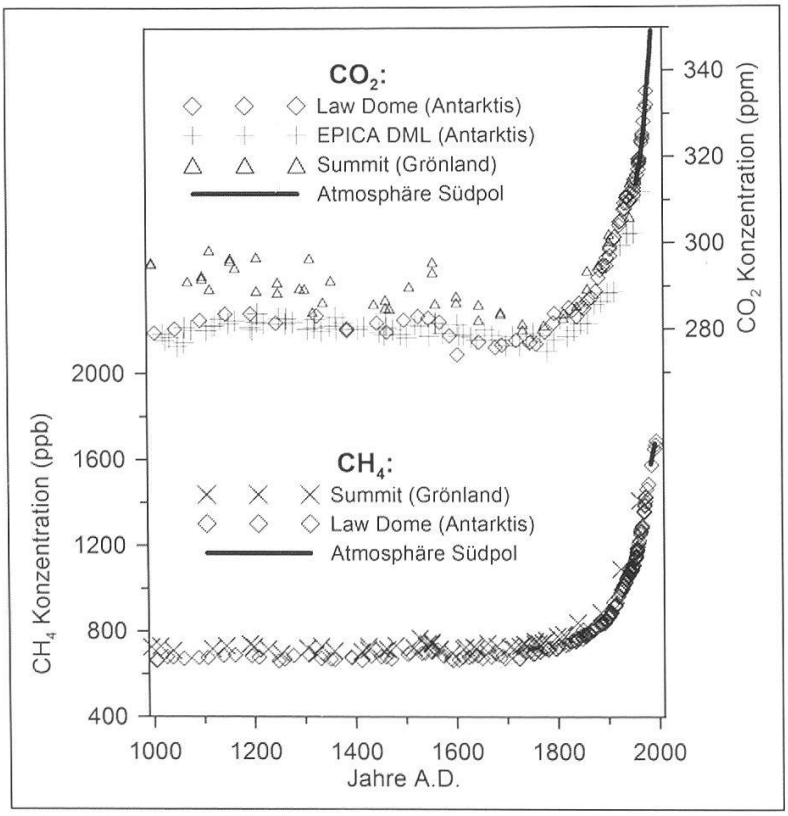


Abbildung 2: Verlauf der atmosphärischen CO_2-Konzentration (oben) und CH_4-Konzentration (unten) während der letzten tausend Jahre.

al. 2005). Die CO_2-Konzentration stieg von einem vorindustriellen Wert von rund 280 ppm (parts per million) auf heute rund 380 ppm. Seit 1958 wird die CO_2-Konzentration kontinuierlich direkt in der Atmosphäre gemessen. In einem Überlappungsbereich stimmen die Messungen an Eisbohrkernen sehr gut mit den direkten Messungen überein. Der Anstieg nach 1750 verläuft parallel zur Emission von CO_2 durch Verbrennung fossiler Brennstoffe. Es fällt auf, dass die Messwerte von Grönland markant höher liegen. Dies ist ein Artefakt. Man musste feststellen, dass nur Messungen an Eisproben der Antarktis verlässliche und reproduzierbare Resultate liefern. Die CH_4-Konzentration stieg von einem vorindustriellen Wert von 0,72 ppm auf heute rund 1,78 ppm. Der Anstieg ist hauptsächlich durch die Intensivierung der Landwirtschaft (Viehzucht und Ackerbau) verursacht. Auch hier fällt auf, dass die Werte der Antarktis-Bohrkerne etwas tiefer sind als jene von Grönland. Dieser Unterschied ist aber nicht ein Artefakt. Er ist bedingt durch die Tatsache, dass die meisten CH_4-Quellen in der nördlichen Hemisphäre liegen und entspricht auch quantitativ den Erwartungen. Die N_2O Konzentration stieg von einem vorindustriellen Wert von 0,27 ppm auf heute rund 0,32 ppm an. Messungen der sehr kleinen N_2O-Konzentration sind schwierig und die Resultate weisen noch eine relativ grosse Streuung auf. Deshalb wurde hier in *Abbildung 2* auf eine Darstellung dieser Messreihe verzichtet.

Die letzte Eiszeit und der Übergang zum Holozän

In *Abbildung 3* sind die Isotopenprofile von Grönland und der Antarktis sowie die atmosphärische CO_2-Konzentration während der letzten 50 000 Jahre dargestellt (Dansgaard et al. 1993, Indermühle et al. 2000, Jouzel 2007). Die Skalen der beiden Isotopenkurven wurden so gewählt, dass gleiche Amplituden, nach heutigen Erkenntnissen, gleichen Temperaturunterschieden entsprechen. Der Temperaturanstieg von der letzten Eiszeit zum Holozän erfolgte zwischen 18 000 und 10 000 Jahren vor heute. In der Antarktis war er weniger als halb so gross und verlief stetiger als in Grönland. Parallel zum Temperaturanstieg erfolgte auch ein Anstieg der CO_2-Konzentration von 190 ppm auf 265 ppm.

Welche Rolle spielte der CO_2-Anstieg für das Ende der letzten Eiszeit? – War er Auslöser des Temperaturanstiegs oder eine Folge davon? – Das Triggersignal für das Ende der letzten Eiszeit war wohl eine Erhöhung der Sommer-Sonneneinstrahlung in hohen nördlichen Breiten. Mit den Variationen der Bahnelemente der Erde (Exzentrizität, Schiefe der Erdachse zur Ekliptik, Präzession der Erdachse um die Senkrechte zur Ekliptik) variiert nach Milankovitch diese Einstrahlung. Das Signal ist aber sehr klein und benötigt grosse Verstärkungsmechanismen. Ein solcher Mechanismus ist die sogenannte Albedo, die Rückstrahlung sichtbaren Lichts durch die Erde. Wenn bei einem Temperaturanstieg Schnee und Eis schmilzt, verkleinert sich die Albedo und bewirkt somit eine Verstärkung der Temperaturerhöhung. Der zweite ebenso wichtige Verstärkungsfaktor ist der Anstieg von

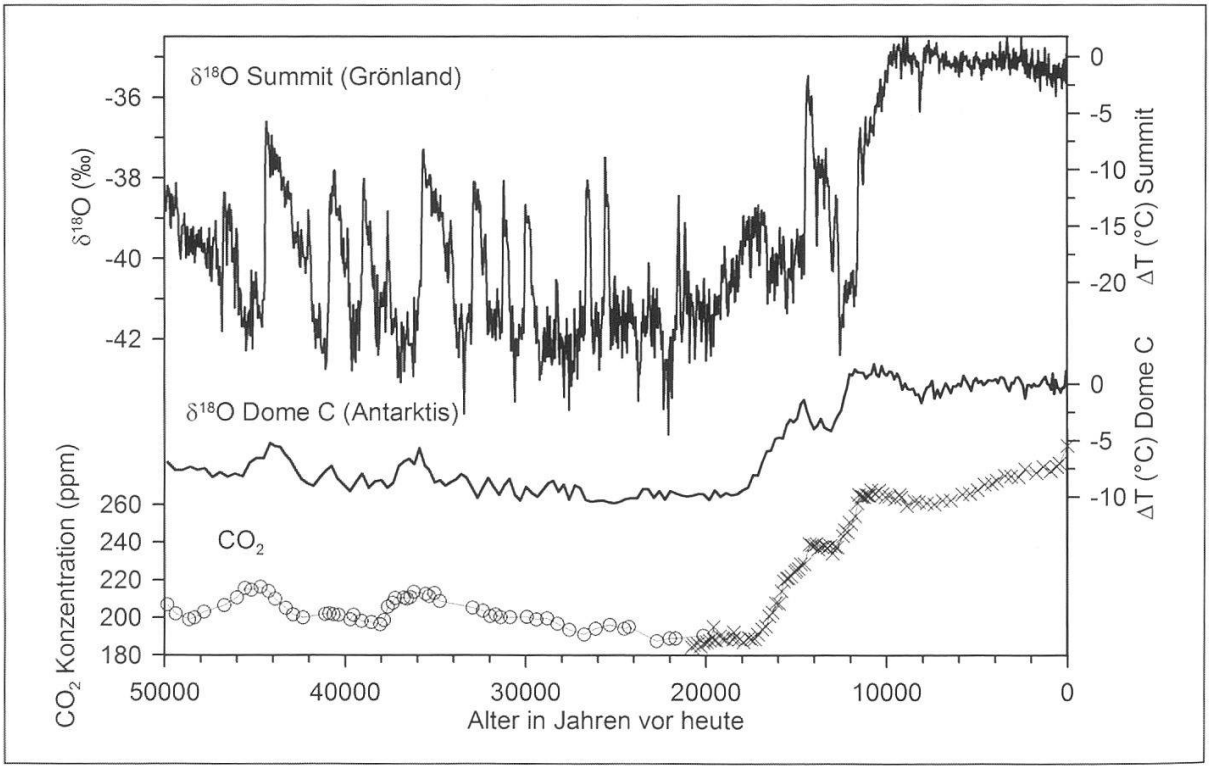


Abbildung 3: Verlauf der Temperaturen auf den Eisschilden Grönlands (oben) und der Antarktis (Mitte), basierend auf Isotopenmessungen und der atmosphärischen CO_2-Konzentration (unten).

CO_2. Der Anstieg von CO_2 wurde durch Messungen an Eisbohrkernen entdeckt und war eine grosse Überraschung. Es gibt auch keine so einleuchtende Erklärung dafür, wie bei der Verkleinerung der Albedo. Da der CO_2-Anstieg vor allem parallel zum Temperaturanstieg in der Antarktis erfolgte, sucht man die Ursache dafür im südlichen Ozean (Monnin et al. 2001). Mögliche Mechanismen sind: Erhöhung der Oberflächentemperatur des südlichen Ozeans, Verlangsamung der biologischen Pumpe und die Abnahme der Meereisbedeckung. Die biologische Pumpe transportiert Kohlenstoff von der Meeresoberfläche auf den Boden der Ozeane, indem die Kalkschalen von abgestorbenen Lebewesen absinken. Während der Eiszeit hatte es im südlichen Ozean wegen eines erhöhten Staub- und Eiseneintrags mehr kalkschalenbildende Lebewesen. Der CO_2-Anstieg war somit nicht Auslöser des Temperaturanstiegs, aber auch nicht eine einfache, direkte Folge davon. Über ein komplexes Wechselspiel war er ein entscheidender Verstärkungsfaktor beim Übergang von der letzten Eiszeit zum Holozän. Übrigens stieg während dieses Klimawechsels auch die Methankonzentration von ungefähr 0,36 ppm auf rund 0,71 ppm an. Der Anstieg erfolgte synchron zum Temperaturverlauf in der nördlichen Hemisphäre *(Abb. 4)*. Er war wohl eher eine Folge des Klimawandels. Durch den Anstieg der Temperatur und der Niederschläge dehnten sich die Hauptquellen für das vorindustrielle CH_4, die Feuchtgebiete, aus. Auch dieser Anstieg war ein Verstärkungsfaktor für den Temperaturanstieg, aber wesentlich geringer als jener des CO_2.

In Grönland erfolgte der Übergang von der Eiszeit zur Nacheiszeit in mehreren Sprüngen, und während der Eiszeit gab es markante und schnelle Temperaturvariationen. Die rund 20 milden Phasen heissen Dansgaard/Oeschger-Ereignisse. Lange wusste man nicht, ob solch grosse Variationen der Temperatur, oft Anstiege von mehr als 12 °C in wenigen Jahrzehnten, auf Grönland beschränkt waren. Detaillierte Messungen der CH_4-Konzentration *(Abb. 4)* haben dann gezeigt, dass diese parallel zur Grönlandtemperatur variiert. Methanquellen waren aber zur damaligen Zeit hauptsächlich Feuchtgebiete in den Tropen und Subtropen, und wenn diese ihre Aktivität oder Ausdehnung ändern, sind die Dansgaard/Oeschger-Ereignisse Phänomene von überregionaler, wenn nicht globaler Bedeutung. Methan hat eine Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre von 8 Jahren, eine Durchmischungszeit von 2 Jahren und ist deshalb global relativ gut durchmischt (abgesehen von einem kleinen Nord-Süd-Unterschied, wie er in *Abbildung 2* zu beobachten ist). Falls das der Fall ist, müssen Methanmessreihen aus der Antarktis die gleichen Resultate ergeben. Tatsächlich ist dies der Fall, wie es in *Abbildung 4* dargestellt ist. Die schnellen Variationen können zur Synchronisation der Altersskalen von grönländischen und antarktischen Bohrkern-Messreihen dienen (Blunier & Brook 2001). Die synchronisierten Isotopen-Messreihen zeigen, dass sobald die schnellen Temperaturanstiege im Norden einsetzen, die Temperatur im Süden zu sinken beginnt, wie das in *Abbildung 4* durch vertikale gestrichelte Linien an Beispielen veranschaulicht wird.

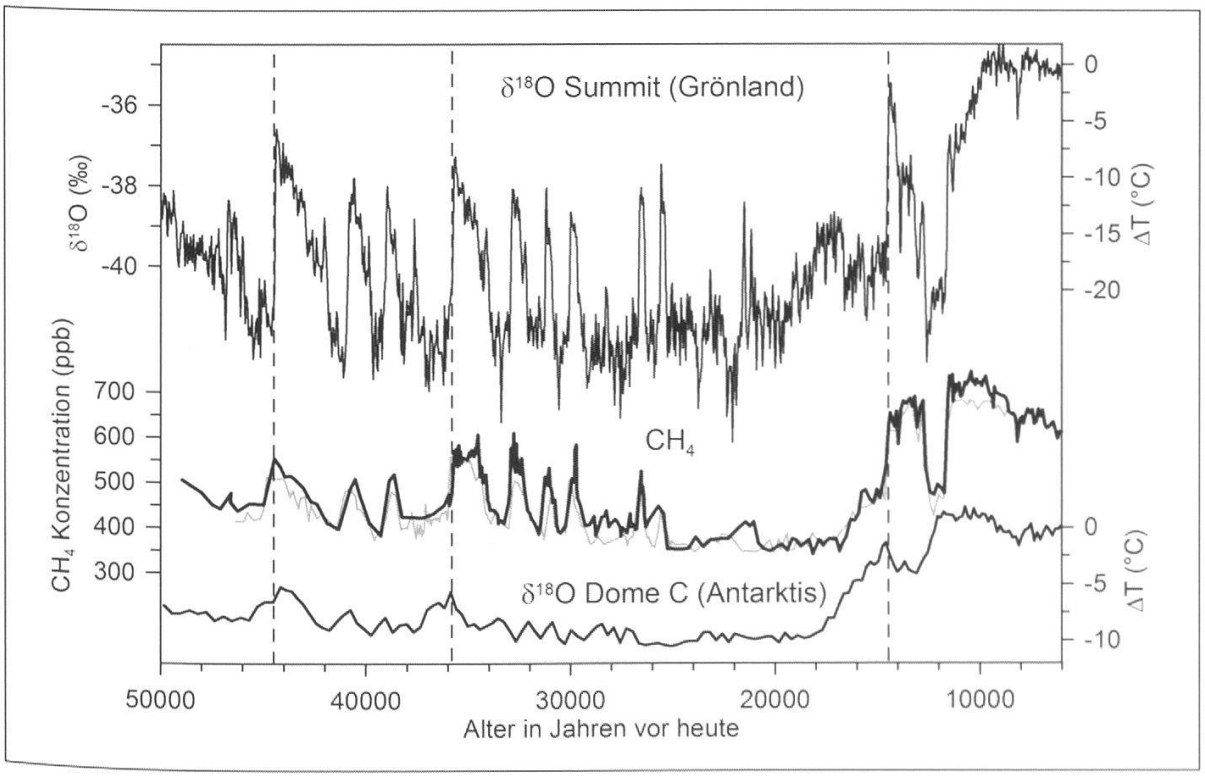


Abbildung 4: Verlauf der Temperaturen auf den Eisschilden Grönlands (oben) und der Antarktis (unten) wie in Abbildung 3. In der Mitte sind die Messresultate der CH_4-Konzentrationen an Bohrkernen von Grönland (schwarz) und der Antarktis (grau) dargestellt.

Ursache für dieses Phänomen sind Tiefenströmungen im Ozean. Heute sinken im Nordatlantik südlich von Island grosse Wassermassen in die Tiefe ($15 \cdot 10^6$ m^3 s^{-1}). Starke Verdunstung des relativ warmen Wassers in der kalten Luft führt zu einer grösseren Salzkonzentration und Abkühlung des Wassers, damit zu einer grösseren Dichte und zum Absinken. Dieses Wasser treibt eine Art Förderband an. Es transportiert kaltes Wasser in die südliche Hemisphäre, etwas wärmeres Wasser kommt an der Oberfläche zurück in den Norden. Die Aktivität dieses Förderbandes war aber in der Vergangenheit nicht konstant. Während der Eiszeit war es viel schwächer und wies, wahrscheinlich wegen Eisabbrüchen vom nordamerikanischen Eisschild, grosse Variationen auf (Stocker 1998).

Die letzten 800 000 Jahre

Aus der Analyse von Tiefseesedimenten wusste man, dass es seit einer Million Jahre rund alle 100 000 Jahre eine Eiszeit gab. Waren die Eiszeiten und die Übergänge von Eis- zu Warmzeiten und umgekehrt immer gleich? – Um das abzuklären wurden Kernbohrungen auf dem Plateau des Ostantarktischen Eisschildes durchgeführt. Dort ist die jährliche Niederschlagsrate sehr klein, so dass man in gegebener Tiefe viel älteres Eis als in Grönland erwarten kann. Das Alter des Eises auf Dome C in 3270 m Tiefe wird auf mehr als 800 000 Jahre geschätzt. In *Abbildung 5* sind die Isotopendaten (Jouzel 2007), sowie die Konzentrationen von CO_2 und CH_4 aufgezeichnet (Loulergue et al. 2008, Lüthi et al. 2008). Die CO_2-Daten zwischen 415 000 und 20 000 Jahren vor heute und die CH_4-Daten zwischen 400 000 und 200 000 Jahren vor heute stammen vom Vostok-Bohrkern (Petit et al. 1999). Die Kernbohrung in Vostok wurde von einem internationalen Team, an dem Russland, Frankreich und die USA beteiligt waren, durchgeführt und erreichte 1998 eine Tiefe von 3623 m. Das Alter des Eises in dieser Tiefe beträgt 415 000 Jahre.

Die Messresultate zeigen, dass die atmosphärische CO_2- und CH_4-Konzentrationen in den letzten 800 000 Jahren noch nie so hoch waren wie heute. Die CO_2-Konzentrationen lagen zwischen 170 und 300 ppm verglichen mit heute 380 ppm, die CH_4-Konzentrationen zwischen 0,35 und 0,8 ppm verglichen mit heute 1,77 ppm. Auffallend ist, dass die Warmzeiten vor 400 000 Jahren weniger warm waren als nachher, wie das in *Abbildung 5* mit den gestrichelten Linien hervorgehoben ist, im Mittel aber etwas länger gedauert haben. Die letzten drei Warmzeiten waren teilweise etwas wärmer als heute und ihre Dauer betrug nur etwa 10 000 bis 15 000 Jahre. Unsere heutige Warmzeit dauert schon 11 000 Jahre; müssen wir da Angst haben, dass uns schon nächstens eine Eiszeit droht? – Nein, unsere Warmzeit kann am ehesten mit jener vor 400 000 Jahren verglichen werden, und die dauerte 35 000 Jahre.

Die Korrelation zwischen Temperatur in der Antarktis und atmosphärischer CO_2-Konzentration war während der ganzen Zeitspanne praktisch konstant. Während

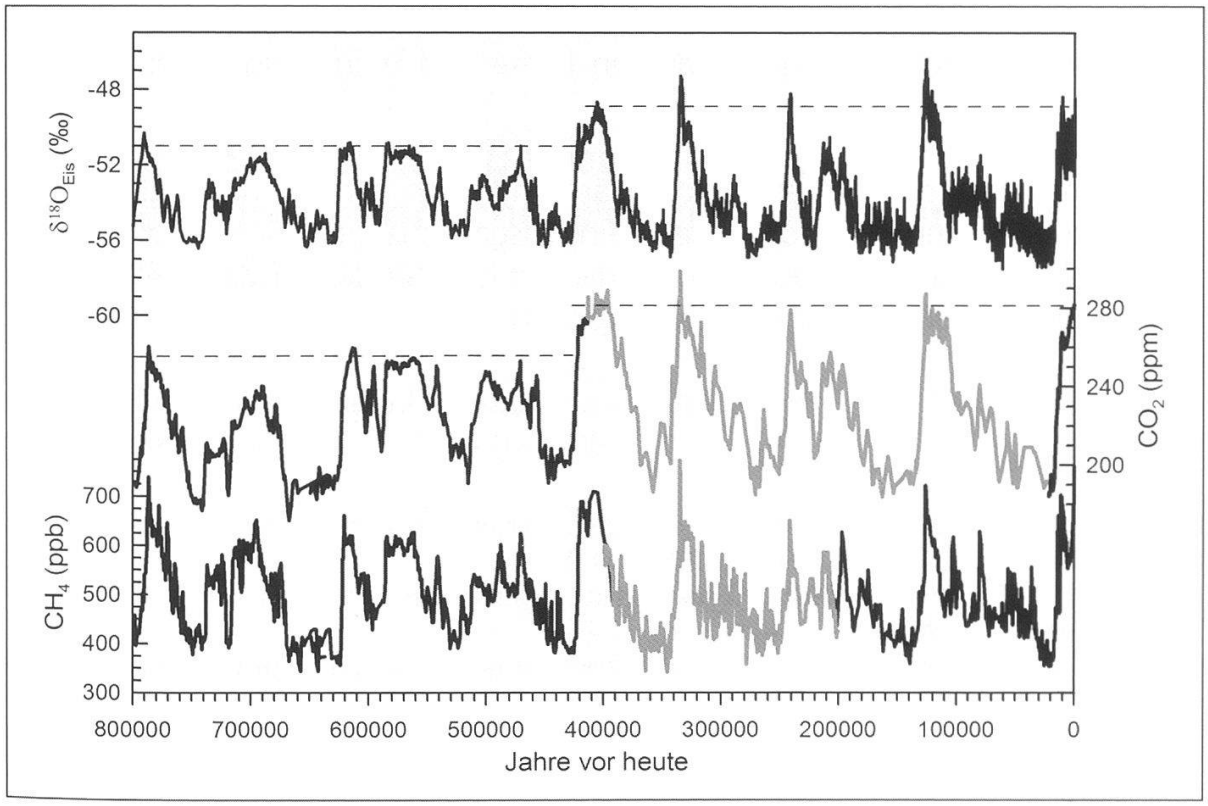


Abbildung 5: Isotopenresultate von Dome C (Antarktis) (oben) charakterisieren den Temperaturverlauf der letzten 800 000 Jahre in der Antarktis. In der Mitte ist der Verlauf der atmosphärischen CO_2-Konzentration, unten jener der CH_4-Konzentration dargestellt. Mit den schwarzen Kurven sind Messungen an Proben von Dome C, mit den grauen solche von Vostok angegeben.

der kühleren Warmzeiten vor 420 000 Jahren vor heute waren auch die CO_2-Konzentrationen etwas tiefer. Während einer Kaltzeit vor rund 670 000 Jahren wurde die tiefste CO_2-Konzentration von ca. 170 ppm gemessen. Variationen der CH_4-Konzentration, welche vor allem für das Klima der nördlichen Hemisphäre charakteristisch sind, da es in der südlichen nur wenig CH_4-Quellen gibt, korrelieren auch gut mit jenen der Temperatur. Dies zeigt, dass die Kopplung zwischen dem Klima der nördlichen und der südlichen Hemisphäre sich nicht grundlegend geändert hat.

Warmzeiten traten zwar ungefähr alle 100 000 Jahre auf, und es gibt viel Gemeinsamkeiten zwischen den einzelnen Klimazyklen. Es gibt aber auch wichtige Unterschiede, welche für ein tieferes Verständnis von Mechanismen globaler Klimamechanismen fundamental sind.

Schlussfolgerungen

Die atmosphärische Konzentration von CO_2 und Methan war während der letzten 800 000 Jahre noch nie so hoch wie heute.

Die Tatsache, dass CO_2 parallel zu natürlichen Klimaschwankungen variierte, zeigt, wie stark die Wechselwirkung zwischen Klima und Treibhausgaskonzentration ist.

Es gab in der Vergangenheit spektakuläre und auch abrupte natürliche Klimaschwankungen und Variationen der Treibhausgaskonzentrationen. Für den derzeitigen Anstieg der Treibhausgase und die damit verbundenen klimatischen Auswirkungen ist aber der Mensch verantwortlich.

Literatur

Blunier, T. & E. Brook (2001). «Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period.» Science 291: 109–112.

Blunier, T., J. Chappellaz, et al. (1995). «Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch.» Nature 374: 46–49.

Dansgaard, W., S. J. Johnsen, et al. (1993). «Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.» Nature 364: 218–220.

Indermühle, A., E. Monnin, et al. (2000). «Atmospheric CO_2 concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica.» Geophysical Research Letters 27: 735–738.

IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernemental Panel on Climate Change. Cambridge, University Press.

Jouzel, J. (1999). «Calibrating the isotopic paleothermometer.» Science 286: 910–911.

Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J.M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T.F. Stocker, J.-L. Tison, M. Werner, E.W. Wolff (2007). «Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years.» Science 317(5839): 793–796.

Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J.-M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, J. Chappellaz (2008). «Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years.» Nature 453: 383–386.

Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, T. F. Stocker (2008). «High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present.» Nature 453: 379–382.

MacFarling Meure, C., D. Etheridge, et al. (2006). «Law Dome CO_2, CH_4 and N_2O ice core records extended to 2000 years BP.» Geophysical Research Letters 33: L14810.

Monnin, E., A. Indermühle, et al. (2001). «Atmospheric CO_2 Concentrations over the Last Glacial Termination.» Science 291(5501): 112–114.

Petit, J. R., J. Jouzel, et al. (1999). «Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica.» Nature 399: 429–436.

Renaud, A. (1969). «Etudes physiques et chimiques sur la glace de l'Inlandsis du Groenland 1959.» Meddelser om Groenland 177(2): 1–123.

Siegenthaler, U., E. Monnin, et al. (2005). «Supporting evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO_2 changes during the past millennium.» Tellus 57B: 51–57.

Stocker, T.F. (1998). «The seesaw effect.» Science 282: 61–62.