

Hausarbeit

Eisbohrkerne der Arktis und Antarktis

im Seminar

Quartärforschung

unter Leitung von

PD Dr. Birgit Terhorst

Frank Baumann
frankbaumann@gmx.net

Tobias Spaltenberger
tsp@gmx.de

1	Einführung.....	2
2	Methodik	2
2.2	Standortwahl, vorbereitende Untersuchungen und Bohrtechnik	2
2.3	Analysemethoden.....	3
2.3.1	Optische Analyse	3
2.3.2	Stabile Isotope im Eis.....	3
2.3.3	Spurengase in Luftblasen	4
2.3.4	Glaziochemische Sedimente und Staubhorizonte	6
2.3.5	Kosmogenetische Isotope.....	7
2.4	Datierungsmethoden	8
2.4.1	Jahreszeitliche Trends	8
2.4.2	Marker-Horizonte.....	9
3	Eisbohrkerne in der Arktis	9
3.2	Historischer Abriss der Bohrungen in der Arktis.....	9
3.3	Ergebnisse der Bohrungen.....	10
3.3.1	Ergebnisse aus der Zeit vor 110ka BP	10
3.3.2	Ergebnisse aus der Zeit nach 110ka BP.....	11
3.3.3	Die Kleine Eiszeit und die Mittelalterliche Warmzeit.....	13
3.3.4	Rezente Entwicklungen	13
4	Eisbohrkerne in der Antarktis.....	14
4.1	Besonderheiten der arktischen Bohrkerne	14
4.2	Wichtige Bohrprojekte in der Antarktis	14
4.3	Wichtige Ergebnisse der Bohrungen	15
4.3.1	Vostok	15
4.3.2	Dome C und Dronning Maud Land.....	18
5	Zusammenfassung.....	19
6	Bibliographie	19

I Einführung

Eisbohrkerne in Polargebieten stellen seit einigen Jahren eine aufschlussreiche Quelle für Daten zur Klimaentwicklung dar. Erstmals ist es möglich, Spuren der Paläoatmosphäre direkt zu messen. Dieses relativ junge Forschungsfeld konzentriert sich aufgrund der Verfügbarkeit von ausreichend großen Eisschilden auf der Nordhemisphäre auf Grönland und auf der Südhemisphäre auf die Antarktis. Diese zwei Bereiche sollen im Anschluss an einen einführenden Methodik-Teil auf den folgenden Seiten beschrieben werden.

2 Methodik

2.2 Standortwahl, vorbereitende Untersuchungen und Bohrtechnik

Die Wahl eines geeigneten Bohrstandortes ist ein wichtiger Teil jedes Bohrvorhabens. Hierzu sind verschiedene Faktoren zu betrachten, die einen Einfluss auf die Quantität und Qualität der zu erforschenden Daten haben. Bestimmend für die Menge der zu gewinnenden Daten ist die Dicke des Eisschildes und damit auch die mögliche Länge des Bohrkerns. Einen entscheidenden Einfluss auf die Qualität des Bohrkerns hat die Topographie des Untergrunds: ein möglichst flacher Untergrund wird im Normalfall bevorzugt, da an einer solchen Stelle Störungen in den Eisschichten durch Eisbewegungen minimiert werden. Informationen über die Dicke des Eisschildes und Topographie des Untergrunds können durch Radarmessungen gewonnen werden.

Ein weiterer Faktor bei der Standortwahl sind die rezenten und vergangenen Akkumulationsraten, die einen direkten Einfluss auf die Auflösung der Daten im Eisbohrkern haben. Je höher die Akkumulationsraten sind, desto eher können die einzelnen Jahresschichten unterschieden werden. Die Wahl eines Standorts in der Nähe des Zentrums der Eisentstehung, der so genannten Eisscheide, ist von Vorteil, da in dieser Region laterale Eisbewegungen minimal sind. An diesen Stellen kann es aber durch den Auflastdruck zu plastischen Deformationen des Eis, vor allem zu Kompressionsvorgängen kommen. Dies verschlechtert mit zunehmender Tiefe die temporale Auflösung der Eisbohrkerne (GISP2 SCIENCE MANAGEMENT OFFICE; DAWSON 1992).

Zu den vorbereitenden Untersuchungen, die an einem Bohrstandort durchgeführt werden, gehört unter anderem die Bestimmung der Bohrlochtemperatur. Die Oberflächentemperaturen während der Ablagerung sind im Eisschild konserviert und können in den Bohrlöchern gemessen werden. Sie werden zur Kalibrierung der geochemischen Analysen herangezogen und können darüber hinaus Hinweise auf das Auftreten und die Lage von Schmelzungsschichten geben. Eine weitere vorbereitende Untersuchung ist die Analyse der rezenten und vergangenen Eisbewegungen. Das so genannte Ice-Flow-Modeling hilft zum einen dabei, von rezenten Eisbewegungen auf Bewegungen tief im Inneren des Eisschildes zu schließen. Zum anderen ist es damit auch möglich, das Tiefen-Alter-Verhältnis und die voraussichtliche Dicke der Jahresschichten abzuschätzen. Eine Modellierung der Temperatur-Verteilung ermöglicht festzustellen, ob Eis am Grund eventuell geschmolzen wurde und es somit zum Verlust der ältesten Eisschichten kam (STEIG ET AL. 1997; GISP2 SCIENCE MANAGEMENT OFFICE).

Die verwendete Bohrtechnik unterscheidet sich von Projekt zu Projekt, ist sich aber trotzdem in großen Teilen sehr ähnlich. Die Bohrtechnik soll anhand des Beispiels einer Bohrung an der antarktischen Kohnen-Station vorgestellt werden. Der verwendete Bohrer, insgesamt elf Meter lang, besteht aus drei Teilen: dem mechanischen Bohrer, einer elektronischen Steuereinheit und einer Anti-Torque-Einheit, die das entstehende Drehmoment an die Bohrlochwand abgibt. Die Bohreinheit wird mit einer Winde geführt und durch ein Kabel mit Strom versorgt und ferngesteuert. Der Bohrkranz, bestehend aus drei Messern, schneidet einen Ring ins Eis und führt den Bohrkern in das Innere des Bohrers (das sog. Kernrohr). Der Bohrkern wird in 3,5m langen Stücken an die Oberfläche gebracht, der entstandene Bohrabfall (Bohrklein) wird ebenfalls nach oben abgepumpt. Das so entstandene Bohrloch wird mit spezieller Bohrflüssigkeit gefüllt, da sich sonst das Bohrloch vor allem in den unteren Bereichen wegen des hohen Drucks schnell wieder schließen würde (<http://www.awi-bremerhaven.de/GPH/eLEARN/Eiskernbohrung.html>).

2.3 Analysemethoden

Über 50 chemische, physikalische, mechanische und geophysikalische Eigenschaften wurden bislang zur Interpretation von Eisbohrkernen untersucht und identifiziert. Manche dieser Parameter lassen Schlüsse auf die Paläoatmosphäre und die entsprechenden Zustände des Gesamtklimas der Erde zu (z.B. CO₂-Gehalt), andere beziehen sich eher auf regional begrenzte Ereignisse (Deuterium, ¹⁸O). Aber auch Sonnenaktivität, biochemische Zyklen, Vegetationsbedeckung, vulkanische Aktivität und anthropogene Einflüsse, wie das Verbrennen von Biomasse, können in Eisbohrkernen gemessen und nachvollzogen werden. Im Folgenden sollen explizit nur die wichtigsten und am häufigsten, besonders für die Determinierung von Klimawechseln, benutzten Parameter näher erläutert werden.

2.3.1 Optische Analyse

Diese Methoden sind nur in Oberflächennähe (jünger als 10ka BP) der Eisbohrkerne sinnvoll anzuwenden (DAWSON 1992). In größerer Tiefe werden die sichtbaren Unterschiede durch chemische und physikalische Umformungsprozesse, wie beispielsweise hohen Druck oder verstärktes Eisfließen beeinflusst. So sind jahreszeitliche Veränderungen in der Farbe zu erkennen. Winter sind heller, Sommer entsprechend dunkler abgebildet. Außerdem sind im Sommer die Eiskristalle deutlich größer als im Winter. In tieferen Bereichen können bis zu einem gewissen Grad die genannten Eigenschaften mit Röntgenstrahlen und anderen optischen Methoden erkannt und analysiert werden (LOWE & WALKER 1997).

2.3.2 Stabile Isotope im Eis

Stabile Isotope von Elementen, die natürlicherweise in der Atmosphäre beziehungsweise im Meer vorkommen, können einen wesentlichen Beitrag zur Rekonstruktion von Temperatur und Eisbedeckung leisten. Eine besonders wichtige Rolle spielen dabei Sauerstoff (¹⁸O- und ¹⁶O-Isotope) sowie der zweiwertige Wasserstoff (²H-Isotop). Dieser wird als Deuterium (D) bezeichnet und kann linear zur Temperatur in Beziehung gesetzt werden (CRONIN 1999). Deuterium wird wegen seines höheren Molekulargewichtes früher als Niederschlag abgegeben, wenn feuchte Luft landeinwärts wandert. Für das letzte Glazial wurden Werte um ca. -480‰, für das Interglazial zwischen -420 und -440‰ gemessen. Es

wird allgemein eine Änderung des Isotopenverhältnisses von $\Delta^{18}\text{O}$ zwischen 0,62‰ und 0,33‰ pro 1°C Temperaturschwankung angenommen (WILLIAMS 1998). Zusätzlich werden die Ergebnisse durch die Bedingungen an der Meeresoberfläche, der Wolkentemperatur und durch die Jahreszeit des Niederschlags beeinflusst. Umso problematischer werden die Messwerte, wenn man bedenkt, dass die jahreszeitliche Variation bei 20‰ liegt, während der Unterschied zwischen dem Letzten Glazialen Maximum und dem Holozän nur 8-10‰ beträgt (CRONIN 1999). Daher gelten diese Werte eher als lokale Anzeiger der Temperatur der Inversionsschicht bei der Niederschlagsentstehung. Es konnte eine Nettoschwankung von 11‰ in Grönland, aber nur 5-7‰ für die Antarktis festgestellt werden (WILLIAMS 1998). Dies sagt aus, wie stark die Klimaschwankungen ausgeprägt waren. Gemessen werden die Isotopenanteile mit dem Massenspektrometer. Ausgedrückt werden die Ergebnisse als Abweichung in Promille von einem spezifizierten Standardwert, der etwa den heutigen Verhältnissen entspricht (LOWE & WALKER 1997).

Während glazialen Perioden ist das Oberflächenwasser der Ozeane aufgrund der niedrigeren Temperaturen an ^{18}O angereichert. Demzufolge erhöht sich der Gehalt an ^{18}O im Schneeniederschlag (DAWSON 1992). In Interglazialen sind dagegen kleinere Mengen an ^{18}O im Oberflächenwasser der Meere vorhanden. Dasselbe Prinzip kann auch auf die jahreszeitlichen Schwankungen übertragen werden. ^{18}O verdunstet langsamer und kondensiert aufgrund seines Gewichtes früher. Während der Bewegung landeinwärts wird der Anteil von ^{18}O an der Luftfeuchte immer geringer. Wie oben erwähnt, ist dieser Prozess temperaturabhängig: Im Winter ist der Niederschlag an ^{18}O relativ angereichert.

2.3.3 Spurengase in Luftblasen

In Abbildung 1 ist ein stark vereinfachtes Modell der Firn- und Eisbildung dargestellt. Dabei wird bei zunehmendem Druck und erhöhter Lagerungsdichte Eis gebildet und vorhandene Gasbestandteile zum Teil in kleine Luftblasen eingeschlossen. Es kann somit angenommen werden, dass die eingeschlossene Luft der Zusammensetzung der Atmosphäre zur Bildungszeit entspricht. Dabei spielt jedoch die so genannte Ice-Air-Uncertainty eine wichtige Rolle (WILLIAMS 1998). Diese besagt, dass die Luft aufgrund der oben dargestellten Bildungsstadien generell jünger ist als das Eis. Dieses hat meist noch im Firnstadium (80-100 m Tiefe entspricht einem Alter von ca. 2,5ka BP) Kontakt zur Atmosphäre. Somit kann, bis der endgültig Abschluss durch das Eis erfolgt, ein Gasaustausch erfolgen (WILLIAMS 1998). Die Massenakkumulationsrate, die sich aus den

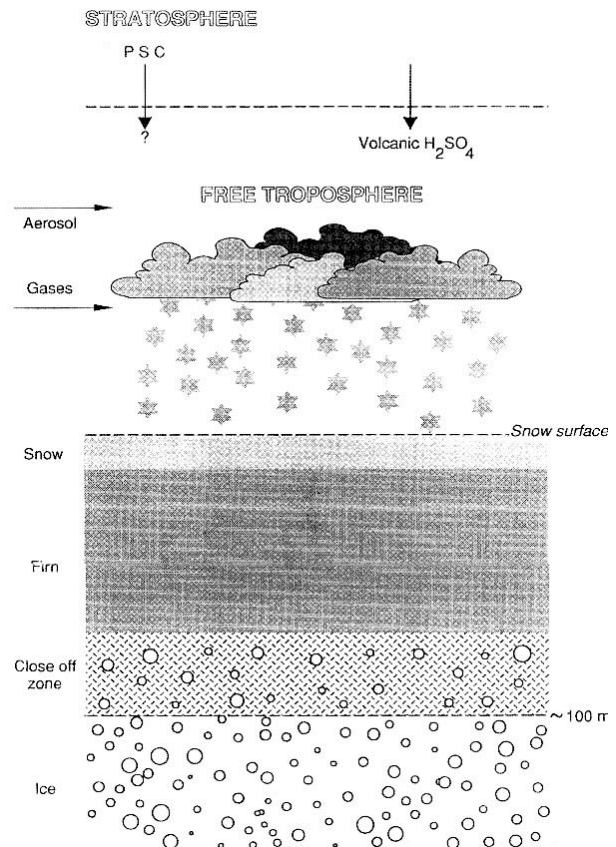


Abb. 1: Firn- und Eisbildung
Quelle: CRONIN 1999:420

Parametern Schneefall, Deflation, Redeposition und Sublimation zusammensetzt, sowie die Temperatur, bestimmen diesen Unsicherheitsfaktor. Je mehr Schnee angehäuft wird und je höher die Temperatur ist, desto kleiner ist folglich der Unterschied von Gas- und Eisalter (CRONIN 1999).

Aus diesen Gründen ist die Unsicherheit in der Antarktis besonders hoch (in Vostok ca. 4ka). Dieser Faktor wird besonders bedeutend, wenn man schnelle und kurzzeitige Klimaschwankungen analysieren will. Hinzu kommt, dass die Massenakkumulationsrate über die Zeit schwankt und somit die Eisluft-Unsicherheit selbst an einer Station variabel ist. Eine weitere Fehlerquelle liegt in der Gravitation begründet. CO_2 ist schwerer als beispielsweise O_2 und N_2 und sinkt daher tiefer in den Firn ein, wodurch die CO_2 -Konzentration an der Basis einer Firnsäule am höchsten ist. Dieser Fehler ist aber nicht sehr hoch (Vostok: 2ppmv) und Gleichungen zur Fehlerkorrektur sind inzwischen sehr gut entwickelt (SCHWANDER 1989; WILLIAMS 1998).

Kohlendioxid (CO_2) ist ein optimaler Indikator für längerfristige globale Klimaschwankungen, da es eine relativ lange Zeit in der Atmosphäre erhalten bleibt (50-200a) (CRONIN 1999). Es kann außer seiner wichtigen Rolle als Treibhausgas auch Aufschluss über das Karbonbudget der Erde im Wandel der Zeit geben. Während Glazialen war der CO_2 -Gehalt der Erdatmosphäre ungefähr 25% niedriger als heute (MONIN ET AL. 2001).

Selbstverständlich kommt das oben beschriebene Deuterium außer im Eis auch in den Spurengasen von Eiskernen vor. MONIN ET AL. 2001 haben versucht, diese Werte mit CO_2 -Werten zu korrelieren. Ein relativ hoher Korrelationskoeffizient von 0,85 zwischen 11,2 und 17ka BP lässt auf eine enge Beziehung von Kohlendioxid und Deuterium schließen.

Methan (CH_4) kann direkt zur Messung biologischer Aktivität auf der Erde angewandt werden. Wichtige CH_4 -Quellen sind Feucht- und Mooregebiete (anaerobe Bakterien), Tiere, Mensch, Permafrost und als abiotischer Lieferant Vulkanausbrüche. Je wärmer und feuchter das Klima ist, desto größer ist die Produktion von CH_4 (CRONIN 1999).

Distickstoffoxid (N_2O) ist ein relativ langlebiges Atmosphären gas, welches in der Vergangenheit hauptsächlich durch die Meere und Bodenbildungsprozesse produziert wurde. In der Atmosphäre wird N_2O durch Photodissoziation mittels Sonnenlicht abgebaut.

Analysemethoden von Spurengasen: Früher wurde das Eis vor der eigentlichen Analyse geschmolzen, was zu einem relativ großen Analysefehler führte. Heute wird die Bestimmung durch die Trockenmethode durchgeführt, indem Eis eines bestimmten Bohrkernabschnittes in einem Vakuum zertrümmert wird und die ausgetretenen Gase durch einen Gas-Chromatographen oder mit Hilfe eines Laser-Infrarot-Spektrometers gemessen werden. Der analytische Fehler kann mit diesen neuen Methoden niedrig gehalten werden (3%) und entspricht etwa 5 ppmv auf 145ka. Die relativ geringe Bedeutung dieses Fehlers wird deutlich, wenn man sich vor Augen führt, dass eine 80 ppmv Schwankung von CO_2 zwischen Glazial und Interglazial zu verzeichnen ist.

Fehler treten beispielsweise durch molekulare Diffusion auf, da das eingeschlossene CO_2 nicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre bleibt. In Gebieten mit hohen Genauigkeitsraten (also mit hoher Massenakkumulation) werden Werte bis 35a erreicht,

während beispielsweise in Vostok nur eine Auflösung von 2500a erzielt werden kann. So konnten die CO₂-Schwankungen der in der Arktis nachgewiesenen Dansgaard-Oeschger-Events in der Antarktis nicht äquivalent nachgewiesen werden.

Noch zahlreiche andere mögliche kleinere Fehlerquellen wären hier zu nennen. Daher ist es von entscheidender Bedeutung die Werte innerhalb eines Eiskernes, aber auch mit anderen Eisbohrprojekten, zu korrelieren (CRONIN 1999).

Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie von eingeschlossenem Sauerstoff: Während oben die $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Eis}}$ -Werte, also der in die Wassermoleküle eingebaute Sauerstoff, betrachtet wurde, geht es nun um den in Luftblasen eingeschlossene $^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ der Atmosphäre. Grundsätzlich sind die $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ -Kurven von Eisbohrkernen durchaus gut mit den ozeanischen Tiefseekurven vergleichbar. In der Theorie müssten die Konzentrationsunterschiede von ^{18}O in Eisbohrkernen ungefähr umgekehrt zu den Fluktuationen in Tiefseesedimenten für denselben Zeitraum verlaufen (DAWSON 1992). Der Konzentrationsunterschied der Isotope liegt im Volumen der Eismassen und dessen Schwankungen begründet:

$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Meerwasser}} \gg \text{Photosynthese} \gg \Delta^{18}\text{O}_{\text{Atmosphäre}} \gg \text{Polareis} \gg \Delta^{18}\text{O}_{\text{Eis}}$ (als Blaseneinschluss)
(CRONIN 1999)

Somit können also hydrologische und ökologische Faktoren das $\Delta^{18}\text{O}$ -Signal beeinflussen, respektive Photosynthese und Respiration. Die heutige Atmosphäre enthält etwa 23,5‰ ^{18}O . Von diesem Wert aus kann man die Paläoatmosphäre beschreiben und Eisbohrkerne der verschiedenen Hemisphären korrelieren.

Beim Vergleich mit den foraminiferischen Tiefseekurven ergeben sich jedoch Differenzen zwischen $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ und $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Foraminifere}}$, besonders in kalten Intervallen. Aus diesem Verhältnis kann der Unterschied zwischen kontinentaler und mariner Produktivität bestimmt werden. Verzerrungen und Fehler entstehen durch lokale Ereignisse, die unterschiedliche jahreszeitliche Auflösung, durch den extremen Druck, das Eisfließen oder die geringe Massenakkumulationsrate. Dies führt dazu, dass in manchen antarktischen Gebieten die Auflösung speziell in tieferen Bereichen des Kerns nicht besser als >1ka ist. Daher sind aufwendige empirische Kalibrierungsmethoden nach dem „best-fit-modell“ unbedingt notwendig (WILLIAMS 1998).

2.3.4 Glaziochemische Sedimente und Staubhorizonte

Naturgemäß ist der Eintrag von Staubpartikeln unter eiszeitlichen Bedingungen besonders hoch, was in der spärlichen Vegetationsbedeckung weiter Teile der Erde begründet liegt. Besonders gegen Ende der Stadiale sind erhöhte Ausblasungsmengen zu registrieren, da die abschmelzende Eisschilde und Gletscher große Flächen hinterlassen aus denen äolische Sedimente ausgeweht werden können. Zu dieser Rubrik zählen aber auch Einträge wie Pollenpartikel und Meeressalz. Diese sind in folgenden Kornfraktionen vorhanden:

Staub-Sedimente:	1 bis 20µm
Meeressalz:	8 bis 12µm
Pollenpartikel:	10 bis 100µm

Dabei gilt die Meeressalzkonzentration als wichtiger Indikator bezüglich der Häufigkeit und Intensität von Stürmen und starken Winden, die entsprechende Meereswasserfragmente verblasen haben (LOWE & WALKER 1997).

Da alle diese Fraktionen besonders im antarktischen Bereich nur in Spuren vorkommen, können diese Einträge meist nur chemisch über den Säuregrad des Eises festgestellt werden. Hierbei wird die ECM (Electrical Conductivity Measurement)-Methode angewandt. Sie beruht darauf, dass bei höherem Säuregrad ein größerer elektrischer Strom durch das Eis fließt als bei mehr basischen Segmenten (LOWE & WALKER 1997). In anderen Bereichen mit höherer Massenakkumulation ist die Analyse mit Hilfe von Lichtbrechung und anderen optischen Methoden möglich (LOWE & WALKER 1997). Auch Änderungen der atmosphärischen Strömungen lassen sich rekonstruieren, indem man den Herkunftsort der eingewehten Materialien bestimmt.

2.3.5 Kosmogenetische Isotope

Kosmogenetische Isotope werden in der Atmosphäre durch hochenergetische Strahlung aus dem Weltall erzeugt. Die Messung der Anteile dieser Isotope in den Eisbohrkernen kann zum einen Hinweise auf die Menge der kosmischen Strahlung liefern, welche die Erde erreicht. Zum anderen können anhand dieser Isotope auch chemische Prozesse innerhalb der Atmosphäre und Veränderungen des Erdmagnetfelds in der Vergangenheit gemessen werden. Die drei wichtigsten kosmogenetischen Isotope, die bei der Analyse von Eisbohrkernen gemessen werden, sind ^{14}C (Radiokarbon), ^{36}Cl und ^{10}Be (CRONIN 1999).

Das radioaktive ^{14}C -Isotop entsteht in der oberen Atmosphäre durch den Beschuss von Stickstoff-Atomen mit kosmischer Strahlung und hat eine Halbwertszeit von 5730 Jahren (WILLIAMS 1998). ^{14}C kann sich zwischen 50-200 Jahren in der Atmosphäre halten, bevor es in den globalen Kohlenstoffkreislauf aufgenommen und abgelagert wird.

Im Gegensatz dazu steht ^{10}Be , das innerhalb von wenigen Wochen nach der Entstehung aus der Atmosphäre ausgewaschen wird und deshalb ein klareres Signal für die „Produktionsmengen“ liefert. Dies führt dazu, dass ^{10}Be als Niederschlagsproxy verwendet wird: Da man bei einer gleich bleibenden Menge kosmischer Strahlung von einer konstanten Produktion von ^{10}Be ausgehen kann, lassen Schwankungen in der Konzentration von ^{10}Be in Eisbohrkernen einen Rückschluss auf die Niederschlagsmenge zu. Eine hohe Niederschlagsmenge und damit auch eine hohe Akkumulationsrate hat demnach eine niedrige ^{10}Be -Konzentration zur Folge; das Verhältnis ist also invers proportional. In den bisher untersuchten Eisbohrkernen treten jedoch auch Perioden auf, in denen die ^{10}Be -Konzentration nicht konstant ist und eine starke klimatische Veränderung anhand anderer

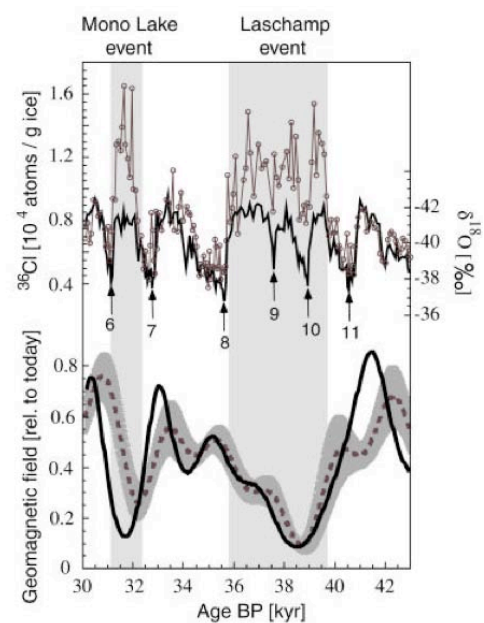


Abb. 2.: ^{36}Cl -Anteile und Stärke des Erdmagnetfelds
Quelle: WAGNER ET AL. 2000:1

Indikatoren nicht erkennbar ist. Diese Spitzen werden auf kosmische Events zurückgeführt, z.B. Supernovae oder extrem starke Sonnenfleckenaktivitäten. Des Weiteren wurde ein 11-Jahres-Zyklus in der globalen Produktion von ^{10}Be festgestellt, der ebenfalls an das Auftreten von Sonnenflecken gekoppelt zu sein scheint (CRONIN 1999; WILLIAMS 1999; DAWSON 1992).

Das ^{36}Cl -Isotop entsteht hauptsächlich dann, wenn kosmische Strahlung mit bestimmten chemischen Elementen an der Oberfläche von Gesteinen reagiert (LOWE & WILLIAMS 1997). Das in den Eisbohrkernen vorgefundene ^{36}Cl entsteht jedoch bei der Interaktion von kosmischer Strahlung mit Argon-Atomen in der Atmosphäre. Es dient als Anzeiger von Schwankungen in der Stärke des Erdmagnetfelds, da die Produktionsrate von ^{36}Cl bei abnehmender Stärke des Magnetfelds exponentiell zunimmt und in diesem Bereich deshalb besonders sensibel ist. Im Verlauf des GRIP-Bohrprojekts konnten bei 32 und 40ka BP Spitzen beim ^{36}Cl -Wert festgestellt werden. Diese Spitzen wurden dem Mono Lake-respektive Laschamp-Event zugeordnet, die starke Abschwächungen des Erdmagnetfelds darstellen und auch schon in Paläomagnetismus-Daten aus Tiefseesedimenten im Nordatlantik festgestellt wurden (WAGNER 2000).

2.4 Datierungsmethoden

Gewöhnlich angewandte Datierungsmethoden, wie Paläomagnetik und andere, sind in diesem Zusammenhang nicht praktikabel. Jedoch ist der Vorteil einer schnellen Akkumulationsrate von Schnee gegeben, die andere Datierungsverfahren ermöglicht. Es bleibt festzuhalten, dass es immer einer Symbiose vieler verschiedener Methoden bedarf, um ein sinnvolles Ergebnis zu erzielen (DAWSON 1992).

2.4.1 Jahreszeitliche Trends

Die jahreszeitliche Methode läuft sowohl auf visueller als auch auf physikalisch-chemischer Ebene ab. Dabei spielen folgende Proxies eine wichtige Rolle:

ECM (Electrical Conductivity Measurement): Hierbei wird die Leitfähigkeit gemessen und daraus auf den Säuregehalt des Eises geschlossen. Dieser unterliegt wie oben bereits kurz erwähnt einer jahreszeitlichen Schwankung.

Staubhorizonte: Diese treten vermehrt während der trockenen Jahreszeit auf und nehmen in feuchteren Abschnitten entsprechend ab. Es sind oft sichtbare stratigraphische Bänder ausgebildet und können ebenso durch ECM untersucht werden.

Geochemische Signaturen (Nitrat, Sulfat, ^{18}O -Isotope, Meeressalz): In der Antarktis haben sowohl die Sulfatkonzentration als auch die Meeressalzkonzentration im Frühjahr und Sommer ein Maximum. Die Anwendung von Isotopen ist nur in Gebieten mit hoher Massenakkumulation möglich und es muss der Einfluss von Verlagerungen durch Winde einkalkuliert werden. So konnte bei der Vostokbohrung keine jahreszeitliche Veränderung des Isotopenverhältnisses nachgewiesen werden.

Prinzipiell sind die aufgeführten Methoden also in Gebieten mit viel Schneeanammlung und hier auch nur für die letzten Jahrhunderte / -tausende anzuwenden. Darüber hinaus sind die Ergebnisse mehrerer Eisbohrkerne notwendig, um eine eindeutige Kalibrierung zu erhalten.

2.4.2 Marker-Horizonte

Die Verwendung von Marker-Horizonten ist eine Datierungsmethode, die häufig in Verbindung mit anderen stratigraphischen Methoden gebraucht wird. Vor allem Marker-Horizonte aus vulkanischer Asche werden zu Datierungszwecken herangezogen, da der Zeitpunkt von Eruptionen vor allem in historischer Zeit auch durch andere Datenquellen relativ genau bestimmt werden kann. In Eisbohrkernen können vulkanische Aschen außer durch die für jede Eruption charakteristischen Partikel auch durch Spitzen in den H_2SO_4 -/Aziditäts-Datenreihen durch ECM-Analysen identifiziert werden. Ein Beispiel hierfür ist die Tambora-Eruption (Indonesien) im Jahre 1815, die durch die vulkanischen Partikel in der Atmosphäre im Jahre 1816 in Europa zum „Jahr ohne Sommer“ führte. Bei einer Bohrung an der Siple-Station (Antarktis) fand man in einer Tiefe von 113m (entsprechend den Jahren 1817-19) eine Sulfat-Spitze. Auch in den grönländischen Bohrungen ist dieses Ereignis dokumentiert (CRONIN 1999).

Aschenlagen von Eruptionen aus prähistorischer Zeit können vor allem dann zur Altersbestimmung verwendet werden, wenn sie auch in limnischen Bändertonen dokumentiert sind, wo sie mit Radiokarbonanalysen und stratigraphischen Methoden datieren werden können. So wurde zum Beispiel die so genannte Vedde-Asche vom Katla-Vulkan (Island) sowohl in Eisbohrkernen als auch in limnischen Sedimenten gefunden und konnte per Radiokarbonanalyse auf ca. 10.5ka BP datiert werden (CRONIN 1999).

Durch einen Vergleich des durch diese Methode festgestellten Tiefen-Alter-Verhältnisses mit den Datierungsergebnissen anderer Methoden (^{14}C , layer counting, Spurengase) ist eine Überprüfung und Kalibrierung möglich.

3 Eisbohrkerne in der Arktis

3.2 Historischer Abriss der Bohrungen in der Arktis

Die erste wichtige Bohrung in der Arktis fand von 1963 bis 1966 auf 77.2° N statt. Das Camp Century genannte Projekt des U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) lieferte einen Bohrkern, dessen Daten zurück bis 100ka BP reichten. Zum ersten Mal konnten in einem Eisbohrkern die klassischen europäischen Klimaphasen (Älteste Dryas, Bolling, Ältere Dryas, Alleröd, Jüngere Dryas und die Präborealen Klimasequenzen) anhand der $\Delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurve identifiziert werden (CRONIN 1999).

Auf Camp Century folgte in den Jahren von 1979 bis 1981 die Bohrung am so genannten Dye 3 im Rahmen des Greenland Ice Sheet Program (GISP), das von der amerikanischen National Science Foundation, dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und der dänischen Kommission für Forschung in Grönland finanziert wurde. Diese Bohrung reichte bis in eine Tiefe von 2073m.

Das nächste große Bohrprojekt in der Arktis startete 1990 unter dem Namen GRIP (Greenland Ice Core Project). Hierbei handelte es sich um ein multinationales europäisches Forschungsprojekt, das von der European Science Foundation organisiert wurde. Man wählte einen Standort mit einer Eismächtigkeit von ca. 3000m und einer relativ flachen Topographie des Gesteins-Untergrunds. Außerdem befindet sich der Standort in unmittelbarer Nähe der momentanen Eisscheide. Dies reduziert die Gefahr von Störungen in

den Ablagerungen durch Eisbewegungen (BENDER 1995). In der ersten Bohrsaison 1990 kam man bis zu einer Tiefe von 770m ($\approx 3.840a$), in der Bohrsaison 1991 drang man in eine Tiefe von 2521m ($\approx 40.000a$) vor und stieß schließlich 1992 bei 3029m ($\approx 200.000a$) auf Grund. Anhand von Marker-Horizonten verwendete man die bei Dye 3 gewonnenen Daten zur Kalibrierung des neuen Bohrkerns. Des Weiteren wurden bei dieser Bohrung auch neue Klimaproxies

untersucht, unter anderem Methan als Anzeiger für Temperaturschwankungen und Spitzen von Ammonium und organischen Säuren als Indikator für das Verbrennen von Biomasse (STEIG ET AL. 1997).

Beinahe gleichzeitig und nur ca. 30 km entfernt fand ab 1988 das US-amerikanische Forschungsprojekt GISP2 statt, das 1993 bei 3053m auf Grund stieß. Hier wurden erstmals die Genauigkeiten der Datierungsmethoden durch Vergleiche der Ergebnisse unterschiedlicher Methoden berechnet. Die Genauigkeiten lagen beim GISP2-Projekt im Bereich von 0-11.64ka BP bei 2%, zwischen 11.64-17.38ka BP bei 5% und zwischen 17.38-40.5ka BP bei 10%. Eine Angabe der Genauigkeit über diese Altersgrenze hinaus ist (noch) nicht möglich, da ab diesem Zeitpunkt nur noch $\Delta^{18}O$ zur Datierung herangezogen werden kann, während für die Schichten aus jüngerer Zeit mehrere Untersuchungsmethoden einsetzbar und vergleichbar sind (BENDER 1995). Ebenfalls im Rahmen dieses Forschungsprojekts wurde auch eine Umrechnungsformel von $\Delta^{18}O$ nach T(K) entwickelt: $T = [(\Delta^{18}O + 18.2)/0.53] + 273$ (WILLIAMS 1998).

Die aktuellste Bohrung auf Grönland ist NordGRIP, hier begannen die Bohrungsarbeiten 1996 und endeten im Juli 2003. Zu dieser Bohrung liegen aber momentan noch keine Daten vor (http://www.glaciology.gfz.ku.dk/ngrip/index_eng.htm).

3.3 Ergebnisse der Bohrungen

3.3.1 Ergebnisse aus der Zeit vor 110ka BP

Es ist strittig, ob man anhand der bisher gewonnenen grönländischen Eiskerne Rückschlüsse auf die Zeit vor 110ka BP ziehen kann. Es zeigten sich sowohl bei der GRIP- als auch bei der GISP2-Bohrung ab einer Tiefe von 2790m ($\approx 110ka$ BP) Anzeichen für Faltungsvorgänge im

Site	Core depth (m)	Year	Elevation (m)	Accumulation (gm/cm ² /yr)	Latitude	Longitude
Greenland						
Camp Century	1390	1966	1885	32	77°10'N	61°08'W
Dye 3	2037	1981	2480	50	65°11'N	43°49'W
GRIP	3028	1992	3238	Variable	72°34'N	37°37'W
GISP2	3053	1993	3208	Variable	72°36'N	38°30'W
Antarctica						
Byrd	2163	1968	1530	16	80°01'S	119°31'W
Dome C	905	1978	3420	3.4	74°39'S	124°10'E
Vostok	3700	1980/90s	2.3		78°28'S	106°48'E
		3490				
Law Dome DE08	234	1987	1300	116	66°43'S	113°12'E
Taylor Dome		1990s	2400		77°48'S	96°24'E
Arctic Canada						
Various sites: Devon Island, Agassiz Ice Cap, Barnes, Mt. Logan						
Low Latitudes						
Quelccaya, Peru	160	1984	5670	1.5 m/yr	13°56'S	70°50'W
Dunde, Qinghai-Tibet Plateau	139	1987	5325	0.4 m/yr	38°06'N	96°24'E
Guliya, Tibet Plateau	306	1990-1992	6710	0.14-0.26 m/yr	35°17'N	81°29'E

Abb. 3: Die wichtigsten Eisbohrkerne für die Paläoklimatologie
Quelle: CRONIN 1999:416

Eis. Trotzdem ging man 1993 bei der Analyse des GRIP-Bohrkerns noch von einer kontinuierlichen und ungestörten Ablagerung aus und kam anhand der Isotopen-Untersuchung zu dem Ergebnis, das es beim marinen Isotopenstadium 5e zu großen und schnellen Temperaturschwankungen gekommen sein muss (BENDER 1995). Dies würde bedeuten, dass es auch im momentanen Interglazial zu dramatischen Abkühlungen kommen könnte. Das GISP2-Team gelangte im Gegensatz dazu jedoch 1994 zu dem Schluss, das die Daten in Tiefen von mehr als 2790m durch verschiedene Störungsvorgänge (Faltungen, Ausdünnung von Eisschichten durch Druck und Intrusionen durch andere Eiskörpern) verfälscht wurden und keine Rückschlüsse, wie sie beim GRIP-Projekt getroffen wurden, zulassen. Diese Auffassung wird durch die Tatsache unterstützt, dass sich die Daten aus beiden genannten Bohrungen für Tiefen kleiner als 2790m problemlos mit dem antarktischen Vostok-Kern korrelieren lassen, während dies für Tiefen von mehr als 2790m nicht mehr möglich ist. Wahrscheinlich liegen die Schichten zwar in der richtigen Reihenfolge vor, die Schichtabfolge ist jedoch diskontinuierlich und stark komprimiert (BENDER 1995).

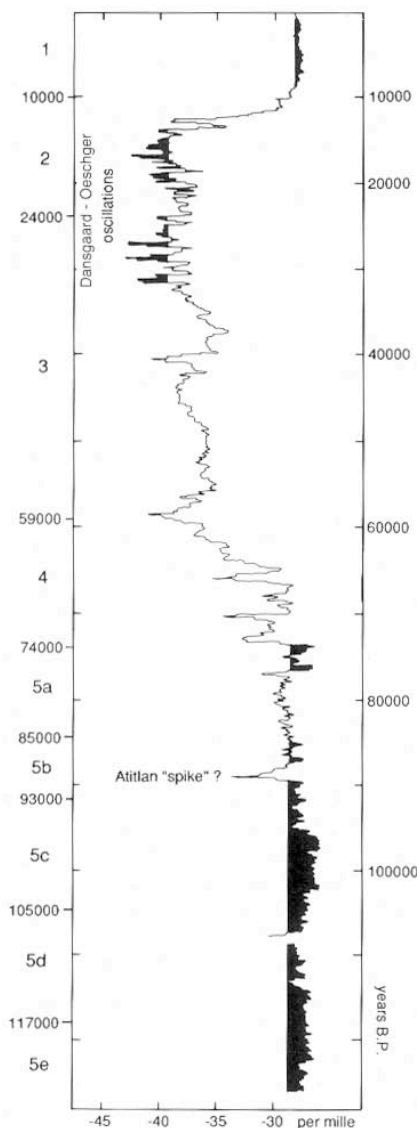


Abb. 4: ^{18}O -Daten von Camp Century mit gut erkennbaren Dansgaard-Oeschger-Events
Quelle: DAWSON 1992:20

3.3.2 Ergebnisse aus der Zeit nach 110ka BP

Im Zeitraum von 110-15ka BP wurden durch Isotopen-Analysen im GRIP-Bohrkern 24 Interstadiale, die so genannten Dansgaard-Oeschger-Events festgestellt; dieser Befund wurde auch im GISP2-Bohrkern bestätigt (BENDER 1995; CRONIN 1999). Diese Events zeichnen sich in den Bohrkernen unter anderem durch verstärkte Akkumulation von Schnee und erhöhte Ablagerung von Staub und marinen Salzen aus und finden sich auch in globalen Indikatoren (Methan, Nitrat, Ammonium) wieder. Klimatisch gesehen handelt es sich bei den Dansgaard-Oeschger-Events um schnelle und starke Schwankungen mit einer Dauer von 500 bis hin zu mehr als 2000 Jahren und mehreren Grad Temperaturunterschied. Bei einem besonders bemerkenswerten Event änderte sich laut den Analysen die Temperatur innerhalb von 14 Jahren um 14 Grad, bei einem anderen innerhalb von 30 Jahren um 10 Grad. Der Grund für diese Events ist nicht völlig klar, da man davon ausgeht, dass ein Anstieg der Treibhausgase CO_2 und CH_4 und die Einstrahlungsvariationen nach Milankovitch nur für einen Teil der beobachteten Erwärmung während der Dansgaard-Oeschger-Events verantwortlich sein kann. LOWE & WALKER gehen davon aus, dass es sich um einen Feedbackmechanismus handelt, in dem Schwankungen der Größe der Eisschilde, ozeanographische Veränderungen und Veränderungen der atmosphärischen

Zirkulation eine Rolle spielen (LOWE & WALKER 1997). Die Dansgaard-Oeschger-Events konnten zum Teil auch in den ozeanischen Records als „Heinrich-Schichten“ nachgewiesen werden (LOWE & WALKER 1997). Hauptevents finden sich auch in den Daten aus der Vostok-Bohrung wieder, allerdings sind Events mit einer Dauer von weniger als 2000 Jahren nicht erkennbar. Aus dieser Tatsache wird geschlossen, dass die Dansgaard-Oeschger-Events ihren Ursprung auf der Nordhalbkugel hatten und sich nur längere Events mit Verzögerung auf der Südhalbkugel bemerkbar machten (CRONIN 1999).

Durch die Analyse der Menge von ^{10}Be wurde festgestellt, dass in den Intervallen von 125-115, 80-60 und 40-30ka BP die Niederschlagsmengen außergewöhnlich hoch waren. Diese Intervalle entsprechen den Perioden, in denen laut der Analyse von ozeanischen Bohrungen die kontinentalen Eisschilde besonders stark wuchsen (WILLIAMS 1998).

Auch das Letzte Glaziale Maximum ist in den grönländischen Eisbohrkernen wieder zu finden. Durch Analysen am Dye 3-Bohrkern konnte das LGM anhand des $\Delta^{18}\text{O}$ -Minimums auf 17,2ka BP datiert werden. Weitere $\Delta^{18}\text{O}$ -Analysen ergaben einen Temperaturdurchschnitt, der während des LGM beim Camp Century-Projekt auf 11 Grad unter dem heutigen Durchschnitt geschätzt wurde. Verfeinerte Kalibrationsmethoden beim GISP2-Projekt lassen jedoch eher den Schluss zu, dass der Temperaturdurchschnitt während des letzten Glazials im Schnitt 14-16 Grad, im Extremfall auch bis zu 21 Grad kälter war als der heutige Durchschnitt (WILLIAMS 1998). Die Messung hoher ^{10}Be -Werte in diesem Zeitraum führte zu der Erkenntnis, dass dieses extrem kalte glaziale Maximum auch extrem trocken gewesen sein muss. Weiterhin fällt in der letzten glazialen Phase auch die extrem hohe Staubkonzentration auf, die um den Faktor 70 höher ist als die Konzentration während des Postglazials. Dies lässt auf eine starke Deflation von trockenen Kontinenten und freiliegenden Schelfbereichen und auf eine erhöhte Windstärke schließen (WILLIAMS 1998).

Der Zeitraum von 17.2 bis 14ka BP zeichnet sich durch eine lineare Erwärmung aus, die 35% der Gesamterwärmung bis zum Holozän ausmachte. Auch die Niederschläge stiegen an und erreichten 13ka BP das Holozän-Niveau. Ab ca. 14ka BP kam es dann zu einer wesentlich schnelleren

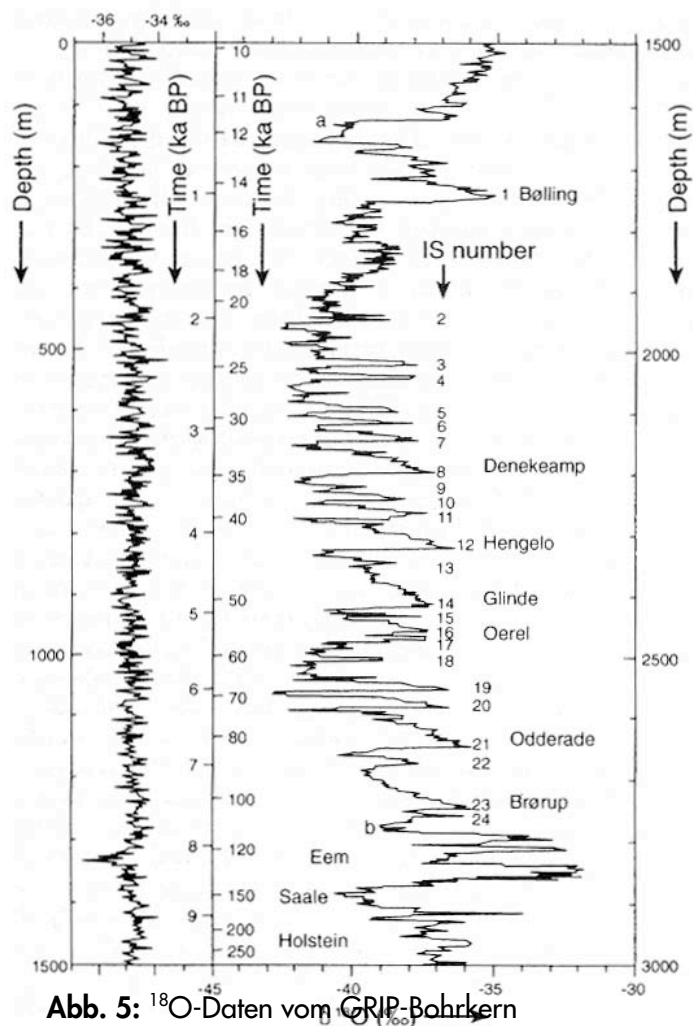


Abb. 5: ^{18}O -Daten vom GRIP-Bohrkern
Quelle: WILLIAMS 1998:50

Erwärmung, die durch die Jüngere Dryas beendet wurde (WILLIAMS 1998).

Das Jüngere Dryas-Interstadial war ein starker und schneller Klimawandel, für den vor allem ein abrupter Anfang und ein ebenso abruptes Ende charakteristisch ist. Der Beginn dieses Interstadials wird unterschiedlich datiert, jedoch sprechen die Daten aus dem GISP2-Projekt für einen Zeitpunkt um 12.9ka BP. Die Temperaturen und demzufolge die $\Delta^{18}\text{O}$ -Werte fielen während der Jüngeren Dryas innerhalb von wenigen Jahrzehnten auf das Niveau des Glazialen Maximums zurück. Ging man nach anfänglichen Analysen von einer Abkühlung in Grönland um 10 Grad aus, wird nach neueren Analysen sogar ein Temperatursturz um 20 Grad vermutet (CRONIN 1999). Die Analyse der Ca^{2+} -Werte während der Jüngeren Dryas macht nicht nur den schnellen Anfang und das abrupte Ende (beides innerhalb von 10-20a) deutlich, sondern lässt auch Rückschlüsse auf die Umweltbedingungen zu. Die Konzentration von Ca^{2+} ändert sich als Folge von Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation und Veränderungen der Aridität des Quellgebiets des Kalziums. Während der ariden und kalten Jüngeren Dryas waren demzufolge die Ca^{2+} -Werte außergewöhnlich hoch. Das Ende der Jüngeren Dryas, gekennzeichnet durch einen Temperaturanstieg um ca. 7 Grad und einer Verdopplung der Akkumulationsrate, dauerte nur wenige Jahrzehnte. Der Übergang von der Jüngeren Dryas zum Präboreal wurde im GISP2-Projekt auf 11660(± 250)a BP, im GRIP-Projekt auf 11550(± 70)a BP datiert. Der Auslöser für den extremen Temperaturabfall der Jüngeren Dryas ist, ähnlich wie bei den Dansgaard-Oeschger-Events, immer noch nicht eindeutig festzumachen (BENDER 1995; CRONIN 1999).

Die Erwärmung auf das typische Holozän-Niveau erfolgte im Anschluss an die Jüngere Dryas mehr oder minder linear bis 9ka BP (WILLIAMS 1998).

3.3.3 Die Kleine Eiszeit und die Mittelalterliche Warmzeit

Aufgrund mehrerer unterschiedlicher Analysen (CO_2 , stabile Isotope, Akkumulationsrate) am GISP2-Bohrkern konnte die Kleine Eiszeit auf die Zeit von 1350(1450)-1900 n.Chr. datiert werden. Während eine $\Delta^{18}\text{O}$ -Analyse für diesen Zeitraum nur geringe Temperaturschwankungen an der Bohrstelle verzeichnete, wurden durch die Korrelation der GISP2-Ergebnisse mit Wasser- und Landoberflächentemperaturen in der Zeit von 1840-1970 n. Chr. Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation deutlich. Während der Kleinen Eiszeit stiegen im GISP2-Kern die Werte für kontinentalen Staub und marine Salze als Folge der erhöhten meridionalen Zirkulation an. Durch Elektro-Konduktivitätsanalysen und Messung der Sulfatanteile wurden für diese Zeit auch verschiedene Vulkanausbrüche datiert und identifiziert. Dazu gehören unter anderem die Oraefajokull-Eruption (Island, 1362 n. Chr.), und die Mt. St. Helens-Eruption (Washington, 1479 n. Chr.) (BENDER 1995).

3.3.4 Rezente Entwicklungen

Im GISP2-Bohrkern wurde ein Anstieg von Sulfat und Nitrat festgestellt, der im Kontrast zu den Werten aus der Zeit vor der Beeinflussung durch den Menschen steht und aus diesem Grund menschlichen Aktivitäten zugeschrieben wird. Außerdem wurde seit 1940 ein Anstieg der Chloridwerte festgestellt, von dem man annimmt, dass er ein Nebenprodukt der gestiegenen Werte von anthropogen erzeugtem HNO_3 (Salpetersäure) und H_2SO_4

(Schwefelsäure), die eine Verflüchtigung von HCl aus Seesalz-Aerosol fördern, ist. Des Weiteren wurde bei einer 217m tiefen Nebenbohrung eine rezente Erhöhung der Temperatur des oberflächennahen Firns festgestellt, die allerdings noch im Rahmen der natürlichen Variabilität liegt und nicht zwangsweise auf den Treibhauseffekt zurückzuführen ist (BENDER 1995).

4 Eisbohrkerne in der Antarktis

4.1 Besonderheiten der arktischen Bohrkerne

Die Antarktis ist zugleich der kälteste, windigste, höchste und trockenste Kontinent der Erde. Der durchschnittliche Jahresniederschlag beträgt nur etwa 100mm, an manchen Stellen nur 20mm (JACKA 2003). Wegen den extrem niedrigen Temperaturen schmilzt nur wenig oder überhaupt kein Schnee ab. Deswegen konnte sich über Jahrtausende Schnee akkumulieren und sich im Laufe der Zeit diagenetisch in Eis umwandeln (siehe Kapitel 2.3.3). Die Antarktis ist zu etwa 98% von einem Eisschild überdeckt, welches im Durchschnitt ungefähr 2500m mächtig ist. An den tiefsten Stellen werden gar Werte um 4700 m erreicht (JACKA 2003).

Aus der oben dargelegten groben Beschreibung des Untersuchungsraumes wird bereits klar, was die Besonderheiten dieser Eisbohrkerne sind und wie sie sich von den durchgeführten Projekten in Grönland unterscheiden. Durch die geringe Schneemassenakkumulation und der großen Mächtigkeit des Eisschildes kann zeitlich sehr weit zurück in die Vergangenheit Klimageschichte rekonstruiert werden. Selbstverständlich ist dadurch die zeitliche Auflösung der antarktischen Bohrkerne im Allgemeinen wesentlich schlechter als die der nordhemisphärischen Äquivalente. Kurzfristige Klimaschwankungen können daher nicht so einwandfrei rekonstruiert werden wie beispielsweise in Grönland.

Bei den besonders tiefen Bohrungen in diesem Gebiet muss der Bohrstandort äußerst präzise ausgewählt werden, da mit zunehmender Tiefe immer mehr Scherkräfte und Eisfluss auftreten. Mittlerweile können in antarktischen Bohrkernen die letzten vier Glaziale und ihre warmzeitlichen Äquivalente nachgewiesen werden.

4.2 Wichtige Bohrprojekte in der Antarktis

Im Folgenden sollen nur die für die Paläoklimaforschung wichtigsten Projekte kurz dargestellt werden. Das Byrd-Projekt (80.0°S/119.5°W; 1530m ü.N.N.) stand am Anfang und wurde dann wichtig für die Korrelation der späteren, größeren Eisbohrkern-Projekte.

Auch auf dem Australian Antarctic Territory wurden durch das Australian Antarctic Ice Core Project kleinere Bohrungen unternommen. Es wurde hier nur ein Alter des Eises um 1ka BP erreicht, dafür aber in für antarktische Verhältnisse hoher zeitlicher Auflösung. Besonders detailliert wurde hier die Methankonzentration während des Holozäns analysiert (<http://www.niwa.co.nz/pubs/wa/09-1/ice.htm>).

Das bisher größte und aussagekräftigste Projekt wurde nahe der russischen Station Vostok durchgeführt. Russland erbohrte zusammen mit Frankreich und den USA über zehn Jahre hinweg den 3623 m langen Eisbohrkern.

Jüngere Projekte werden vom European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) durchgeführt, an dem das Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven den deutschen Beitrag leistet. Außerdem sind Belgien, Dänemark, Frankreich, Italien, die Niederlande, Norwegen, Schweden, Schweiz und das Vereinigte Königreich beteiligt. Momentan werden zwei neue Tiefbohrungen durchgeführt, um eine noch detailliertere Dokumentation des Klimas der vergangenen 500ka zu erhalten. Der erste Kern wurde am Dome Concordia (Dome C; 75.1°S/123.4°E) erbohrt, der zugleich den zeitlich längsten Eisbohrkern darstellt. Hinzu kommt die Bohrung in Dronning Maud Land (75.1°S/0.4°E). Hier liegt eine relativ hohe Massenakkumulation vor. Deswegen, und durch die Lage am atlantischen Abschnitt der Antarktis, soll eine effektive Korrelation mit den Grönländischen Projekten besser möglich werden.

4.3 Wichtige Ergebnisse der Bohrungen

4.3.1 Vostok

Die russische Forschungsstation Vostok liegt in der östlichen Antarktis (78°S/106°E; 3488m ü.N.N.; mittlere Jahrestemperatur: -55°C) (PETIT ET AL. 1999). Im Jahr 1974 wurde mit der Bohrung begonnen, 1980 eine Tiefe von 2546m und 1996 3350m erreicht (CRONIN 1999). Bei einer Tiefe von 3623m wurde die Bohrung 120m über dem Lake Vostok gestoppt, um das Risiko der Verunreinigung durch Bohrflüssigkeit zu vermeiden. Lake Vostok ist ein tiefer subglazialer See, der sich unter dem Eisschild über eine weite Fläche ausbreitet. Dieser soll nun mit neuen Techniken behutsam beprobt werden. Es werden sich davon Aufschlüsse über bisher unbekannte Lebensformen erhofft, da der See für 2-10 Millionen Jahre von der Außenwelt quasi isoliert war (<http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/2014504.stm>).

Eiszeiten in der Antarktis sind durch extrem kalte Temperaturen, reduzierte Niederschläge und im großen Maßstab durch eine turbulenteren atmosphärische Zirkulation geprägt. Einen entsprechenden Abdruck haben die Glaziale und Interglaziale im Bohrkern hinterlassen.

Generell ist festzustellen, dass die antarktische Temperatur und CO₂ beziehungsweise CH₄ gut miteinander korrelieren. Es ist daher davon auszugehen, dass Treibhausgase eine wichtige Verstärkerfunktion der orbital ausgelösten Großklimaänderungen darstellen und damit eine positive Rückkopplungsfunktion vorliegt (JOUZEL ET AL. 1993).

In Abbildung x sind die wichtigsten Ergebnisse der Analysen zusammen dargestellt. Die Werte sind mit Hilfe der oben beschriebenen Methoden gewonnen worden, wobei für die Berechnung der $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ durch folgende Gleichung erfolgte (PETIT ET AL. 1999):

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}} \text{ (in ‰)} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standard}}} - 1 \right] \times 1,000$$

Die Eisvolumenkurve wurde durch $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Meereswasser}}$ als Proxy für die Ausbreitung von Eis bestimmt. Zugleich sind die marinen Isotopenstadien an den Hochpunkten angegeben.

Die geologische Zeittafel wurde durch Kombination von Eisflussmodellen und Eisakkumulationsmodellen für den ersten Klimazyklus errechnet und dann mit Hilfe von zwei Kontrolldaten erweitert und geeicht. Diese Skala nimmt ein Alter von 423ka in einer Tiefe von 3310 m an (PETIT ET AL. 1999).

Über Korrelationen mit Tiefseekurven und anderen Eisbohrkernen kann die Temperaturkurve erstellt werden (Abbildung 6). Die Amplitude von Glazial-Interglazial Temperaturfluktuationen liegt an der Oberfläche demnach bei ungefähr 12°C . JOUZEL ET AL. 1993 geben ähnliche Schwankungsbereiche, geschätzt durch Deuterium für die beiden letzten glazialen Perioden an. Der dritte und vierte Klimazyklus sind kürzer ausgeprägt als die zwei ersten des Vostok-Kerns. Dasselbe geht aus Tiefseebohrkernen hervor. Auch hier sind im dritten und vierten Zyklus ebenso nur vier Präzessionszyklen der Erdachse nach Milankowitch ausgeprägt, während in den ersten beiden eher fünf zu beobachten sind (PETIT ET AL. 1999).

Bei der Betrachtung von Abbildung 7 ist weiterhin das typische Sägezahnmuster der warmen interglazialen Sequenzen auffällig, gefolgt von mehr und mehr kälteren interstadialen Events. Das Glazial endet schließlich mit einem relativ schnell verlaufenden Anstieg zum folgenden Interglazial. Der kälteste glaziale Vorstoß ist kurz vor dem Beginn des Interglazials zu beobachten. Darüber hinaus sind die Tiefsttemperaturen außerordentlich ähnlich. Sie bewegen sich in einer Abweichung von nur 1°C für die letzten vier Klimazyklen (PETIT ET AL. 1999). Bemerkenswert ist, dass die Variabilität der jährlichen Insolation bei 78°S mit 7% relativ hoch ist, was wiederum die Annahme unterstützt, dass die jährlichen Veränderungen der Insolation in den hohen südlichen Breiten die Temperaturergebnisse des Vostok-Kerns beeinflussen.

Mit Hilfe der Analyse von Aerosolen kann unter anderem auf Zustände der Atmosphäre zu gewissen Phasen der Klimazyklen geschlossen werden. So wird dem Natriumchlorid

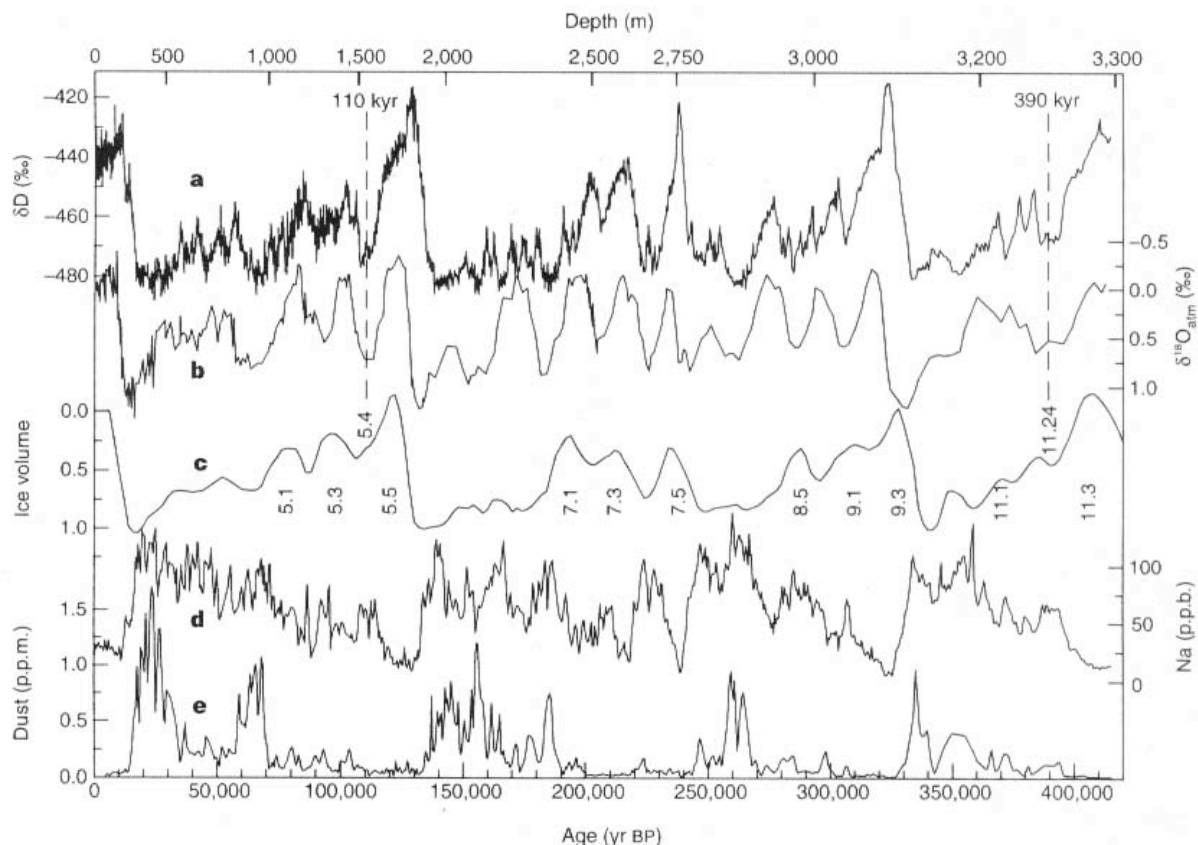


Abb. 6: Vostok-Zeitskala (in a BP) bezogen auf Tiefe in m mit den wichtigsten Klimaproxies und errechnetem Eisvolumen mit entsprechenden marinen Isotopenstadien
Quelle: PETIT ET AL. 1999:430

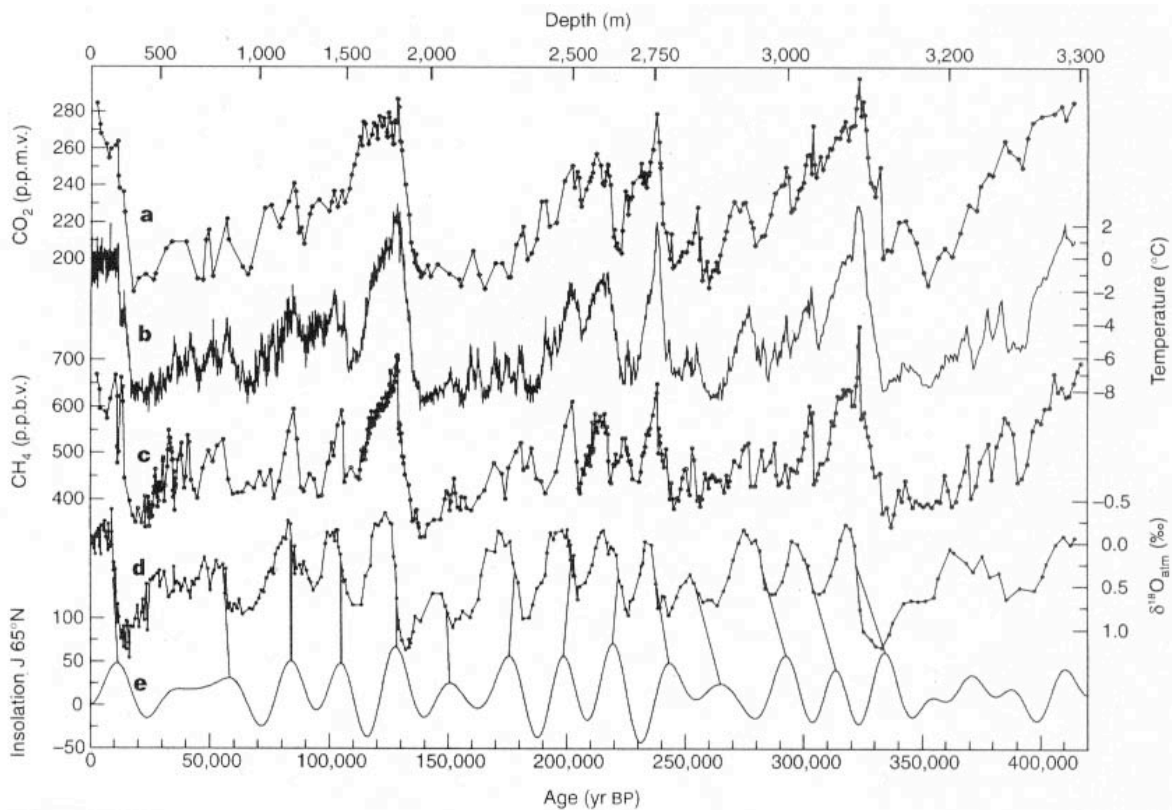


Abb. 7: Vostok-Zeitreihe bezogen auf die Spurengase und Insolation. Errechnet wurde daraus Temperatur in Grad Celsius (b).

Quelle: PETIT ET AL. 1999:431

(Natrium) (Abbildung 6) die Meeresoberfläche als Quelle zugeordnet, während der Staub (Dust; $2\mu\text{m}$) von den Kontinenten ausgeblasen wurde (PETIT ET AL. 1990). Konsequenterweise werden in den glazialen Abschnitten die höheren Konzentrationen gemessen. Nach PETIT ET AL. 1999 ist die Spitze der marinen Aerosole mit der Ausweitung des Seeises zu erklären. Die größere Entfernung wird demnach durch erhöhte zyklonische Aktivität und einer stärkeren meridionalen und zonalen Zirkulation der Atmosphäre kompensiert. Dagegen sind die Staubanteile nicht gut mit der Temperatur zu korrelieren. Es wird aber dennoch angenommen, dass auch hier die Fluktuationen des Packeises und damit die Veränderungen in der Atmosphäre eine wichtige Rolle gespielt haben. Jedoch ist es für eine detailliertere Erklärung auch notwendig, die Ursprungsregionen der Sedimente auszumachen. Dies sind für den ostantarktischen Bereich hauptsächlich Gebiete nahe dem patagonischen Plateau. Durch die Meereseisenausweitung hat sich wohl die Polarfront mit der Westwindzone weiter nach Norden verschoben und dadurch in den Anden zu klimatischen Verhältnissen geführt, die starke glaziale und fluviale Erosion begünstigen (PETIT ET AL. 1999). Aus diesen Interpretationen geht hervor, dass die Spitzen der Staubkonzentration mit der Ausbreitung von Meereseis zu korrelieren sind.

Betrachtet man die Analyse der Treibhausgase, so ist festzustellen, dass beim Aufkommen von Stadien die CO_2 -Abnahme der Temperaturabnahme um einige ka nachhinkt. Daher zeigen bei der Abkühlung die beiden Parameter keinen Zusammenhang. Verantwortlich dafür ist die verspätete Reaktion der Ozeane und des Eisvolumens auf die veränderten orbitalen Einstrahlungsparameter (CRONIN 1999). Die Aufzeichnung von

Treibhausgasen in Vostok zeigt, dass heutige Werte von CO₂ (360 ppmv) und CH₄ (1700 ppmv) in dem 400ka zurückreichenden Bohrkern nie gefunden wurden. Vorindustrielle holozäne Werte konnten dagegen in allen Interglazialen nachgewiesen werden (CO₂ 180 ppmv (glazial), 280 ppmv (interglazial); CH₄ 350 ppbv (glazial), 700 ppbv (interglazial)). Die Korrelation von CO₂ und CH₄ mit der Isotopentemperatur ist relativ hoch ($r = 0,71$ bzw. $0,73$). Es kann daher angenommen werden, dass Treibhausgase auf globaler Ebene signifikant ungefähr zur Hälfte (2-3°C) zur glazial-interglazialen Temperaturschwankung durch positive Rückkopplungseffekte beigetragen haben (PETIT ET AL. 1999).

Nach der Analyse der einzelnen Komponenten wird folgende Sequenz von Klimafaktoren für den Ablauf einer Übergangszeit vermutet: Veränderung der Einstrahlung durch orbitale Parameter, gefolgt durch zwei nachhaltige Verstärker. Dabei zeigten die Treibhausgase wohl zuerst ihre Wirkung, bevor durch die Abnahme der Vergletscherung sich die Albedoverhältnisse entsprechend änderten und auch als positive Rückkopplung einfließen. In der letzten Hälfte des Temperaturanstieges ist dann ein schnelles Ansteigen von CH₄ zu verzeichnen, was zeitgleich mit der Abnahme von $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ abläuft. Diese Werte könnten die Erwärmung Grönlands und das schnelle Abschmelzen der Eisschilde in der Nordhemisphäre anzeigen.

Schließlich bleibt festzuhalten, dass sich das Klima in den letzten 420ka zwar ständig verändert hat, es aber nur in relativ stabilen Grenzen oszillierte. Dabei wird die Dominanz des 100ka-Zyklus deutlich. Untergeordnet tritt determiniert durch $\delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ -Untersuchungen eine 40- und/oder 20ka-Periodizität auf (PETIT ET AL. 1999).

4.3.2 Dome C und Dronning Maud Land

Am Dome C wurde unlängst das älteste bisher erbohrte Eis abgeteuft. Es hat ein Alter von bis zu 900ka und stammt aus einer Tiefe von etwa 3200m. Durch die geringe Massenakkumulation an dieser Lokalität konnte dieses extreme Alter erreicht werden (<http://www.awi-bremerhaven.de/AWI/Presse/PM/031114AltesEis-d.html>).

Zuerst wird die Kristallstruktur des Eises anhand von Dünnschliffen und digitalen Aufnahmen analysiert, bevor die weiteren Standardmethoden angewandt werden. Ersteres ist notwendig, um Deformationsprozesse in dieser enormen Tiefe besser verstehen zu können, was wiederum wichtig für weitere Interpretationen ist. Ein besonderes Augenmerk soll bei den weiteren Untersuchungen auf die viertletzte Warmzeit gelegt werden, die unter ähnlichen solaren Einstrahlungsbedingungen stattfand wie die heutige.

An der Kohnen-Station (Dronning Maud Land), die Deutschland unterhält, wird momentan Eis aus 2800m Tiefe erbohrt (<http://www.awi-bremerhaven.de/Polar/Kohnen/index-d.html>). Mit rund 300ka ist es aber, bezogen auf die Tiefe, relativ jung. Da hier eine höhere Massenakkumulation zu verzeichnen ist, bietet dieser Bohrkern eine gute zeitliche Auflösung. Man erhofft sich mehr Aufschluss über kurze Klimaschwankungen (einige ka), wie beispielsweise die Jüngere Dryas, welche im arktischen Bereich gut dokumentiert ist. Als antarktisches Äquivalent wurden die ASRs (Antartic Cold Reversal) von JOUZEL ET AL. 1995 eingeführt. Zwischen 12 und 11 ka BP gab es diese kaltzeitlichen Unterbrechungen (WILLIAMS 1998). Die Abkühlung muss während dieser Oszillationen jedoch in Grönland mindestens dreimal so hoch gewesen sein, wie Untersuchungen von

Deuterium ergaben. Auch die Maxima waren wohl auf der Südhalbkugel ungefähr 1ka früher erreicht (CRONIN 1999). Daher ergibt sich die Hypothese einer Asymmetrie zwischen den beiden Hemisphären (JOUZEL 1995). Diese ist jedoch stark umstritten, aber umso bedeutender: Bei einer symmetrischen Entwicklung beeinflussen eher atmosphärische Prozesse globale Klimaumkehrungen, bei einer Asymmetrie dagegen ist eher ein Tiefseetransport von Klimaparametern für die 1ka Verschiebung verantwortlich (CRONIN 1999). Generell kann aber gesagt werden, dass Klimaschwankungen in der Antarktis eher graduell und nicht so scharf wie in der Arktis verlaufen. Kürzere Events würden also demnach die Südhemisphäre nicht unmittelbar betreffen.

Aus beiden Projekten erwartet man sich weitere Aufschlüsse über die komplexen Feedback-Mechanismen der Treibhausgase und eine bessere Korrelation zwischen den beiden Hemisphären. Besonders die kosmogenen Isotope sollen hierbei Aufschluss über die Sonneneinstrahlung geben.

5 Zusammenfassung

Wie aus der vorangegangenen Darstellung deutlich wurde, kann man anhand der Bohrprojekte sowohl auf Grönland als auch in der Antarktis Klimazusammenhänge in relativ hoher Genauigkeit und zeitlicher Auflösung betrachten. Jede Bohrregion hat ihre Vorteile: während man bei den Antarktischen Bohrungen einen relativ großen Zeitraum überblicken kann, erlauben die grönländischen Bohrungen aufgrund ihrer hohen temporalen Auflösung eine wesentlich detailliertere Betrachtung der einzelnen Klimaphasen. Beispielhaft seien hier die Jüngere Dryas und die Dansgaard-Oeschger-Events genannt. Ein Vergleich der Daten aus beiden Hemisphären ermöglicht eine Verifizierung und Kalibrierung der Ergebnisse. Von den neuen Tiefbohrungen in der Antarktis erhofft man sich bessere Korrelationsmöglichkeiten mit den nordhemisphärischen Bohrprojekten und Aufschluss über noch ältere Klimazyklen, vor allem des viertletzten Glazials.

6 Bibliographie

- BENDER, M. & P. MAYEWSKI (1995): The GISP2 ice core record – paleoclimate highlights. – <http://www.agu.org/revgeophys/mayews01/mayews01.html> [7.12.2003]
- CRONIN, T.M. (1999): Principles of Paleoclimatology. – New York.
- DAWSON, A.G. (1992): Ice Age Earth – Late Quaternary Geology and Climate. – New York.
- GISP2 SCIENCE MANAGEMENT OFFICE: Greenland Ice Sheet Project 2. – <http://www.gisp2.sr.unh.edu/GISP2/> [7.12.2003]
- Jacka, T.H. (2003): Antarctic Ice Cores and Environmental Change. – <http://chemistry.beloit.edu/Warming/icecore/> [7.12.2003]
- Jouzel, J. et al (1993): Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period. – In: Nature (364): 407-412.
- LOWE, J.J. & M.J.C. WALKER (1997²): Reconstructing Quaternary Environments. – Essex.
- Monnin, E. et al. (2001): Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination. – In: Science (291): 112-114.
- Petit, J.R. et al (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – In: Nature (399): 429-436.

Petit, J.R. et al. (1990): Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. – In: Nature (343): 56-58.

STEIG, E. ET AL. (1997): The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM – <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/icecore/greenland/summit/> [7.12.2003]

WAGNER, G. ET AL (2000): Paleomagnetic Field Reconstruction Based On Cosmogenic ^{36}Cl in The GRIP Ice Core. – <http://www.ipp.phys.ethz.ch/research/experiments/tandem/Annual/2000/19.pdf> [7.12.2003]

WILLIAMS, M. ET AL (1998²): Quaternary Environments. – New York.

Internetressourcen:

<http://www.awi-bremerhaven.de/GPH/eLEARN/Eiskernbohrung.html> [7.12.2003]

http://www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/index_eng.htm [7.12.2003]

<http://www.niwa.co.nz/pubs/wa/09-1/ice.htm> [7.12.2003]

<http://news.bbc.co.uk/2/hi/science/nature/2014504.stm> [7.12.2003]

<http://www.awi-bremerhaven.de/AWI/Presse/PM/031114AltesEis-d.html> [7.12.2003]

<http://www.awi-bremerhaven.de/Polar/Kohnen/index-d.html> [7.12.2003]