

# Klimainformation aus Eisbohrkernen

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

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative**

Band (Jahr): **163 (1983)**

PDF erstellt am: **27.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-90905>

## **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.

# Klimainformation aus Eisbohrkernen

Bernhard Stauffer

## Zusammenfassung

In polaren Eiskappen sind die Niederschläge der letzten hunderttausend Jahre schön übereinandergeschichtet konserviert. Durch Kernbohrungen können Eisproben aus verschiedenen Tiefen und damit mit verschiedenem Alter gewonnen werden. Die Analyse der Eisbohrkerne gibt Auskunft über die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Eisbildung.

Die Messung der Isotopenverhältnisse der Sauerstoffisotope gestattet beispielsweise die Abschätzung der mittleren Jahrestemperatur. Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit, ergänzt mit zusätzlichen chemischen Analysen, erlaubt es, die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen nachzuweisen. In den Luftblasen des Eises findet man Proben atmosphärischer Luft. Die Analyse dieser Luft gibt Auskunft über die Zusammensetzung der Atmosphäre zur Zeit der Eisbildung. Mit dem Staub gelangen auch radioaktive Isotope ins Eis. Konzentrationsmessungen langlebiger Isotope können Auskunft über die Aktivität der Sonne geben.

Es werden vor allem Resultate diskutiert, die an einem Bohrkern aus Dye 3 aus Südgrönland gewonnen wurden. Die entsprechende Kernbohrung wurde im Rahmen des internationalen «Greenland Ice Sheet Program» durchgeführt. Im Sommer 1981 erreichte die Bohrung in 2037 m Tiefe das Felsbett. Die Resultate ergeben vor allem interessante Auskünfte über das Klima während der Eiszeit und in der Übergangszeit von der Eiszeit zur Nacheiszeit.

## Résumé

Les précipitations des dernières cent mille années sont conservées dans les calottes glaciaires polaires sous la forme de couche su-

perposées. Des forages fournissent des échantillons de glace provenant de couches et ainsi d'âges divers. Leur analyse révèle les conditions climatiques prévalant lors de la formation de la glace.

Par exemple, la mesure des rapports isotopiques de l'oxygène permet d'évaluer la température annuelle moyenne. La mesure de la conductivité électrique, complétée par des analyses chimiques, met en évidence en conséquences d'éruptions volcaniques. On trouve des échantillons d'air atmosphérique dans les bulles d'air de la glace. Leur analyse renseigne sur la composition de l'atmosphère lors de la formation de la glace. Avec la poussière s'introduisent également des isotopes radioactifs dans la glace. La mesure de la concentration de ceux à longue vie peut fournir une information sur l'activité solaire.

On discute surtout les résultats obtenus avec une carotte provenant du forage de Dye 3 au sud du Groenland. Le forage a été exécuté dans le cadre du «Greenland Ice Sheet Program» international. En été 1981, le forage a atteint le lit rocheux à 2037 m de profondeur. Les résultats donnent surtout des renseignements intéressants sur le climat de l'ère glaciaire et de la période transitoire subséquente.

## Einleitung

Im Zentrum der grossen polaren Eisschilde Grönlands und der Antarktis fällt Niederschlag ausschliesslich als Schnee. Ein Teil verdunstet, der grössere Teil bleibt liegen und wird von nachfolgenden Schneefällen überdeckt. Unter dem Druck der darüberliegenden Schichten verdichtet sich der Schnee allmählich zu Firn und Eis. In grossen Tiefen verformt sich das Eis infolge der grossen Spannungen. Eisschichten werden zusammengepresst und ausgedünnt, so dass es zum

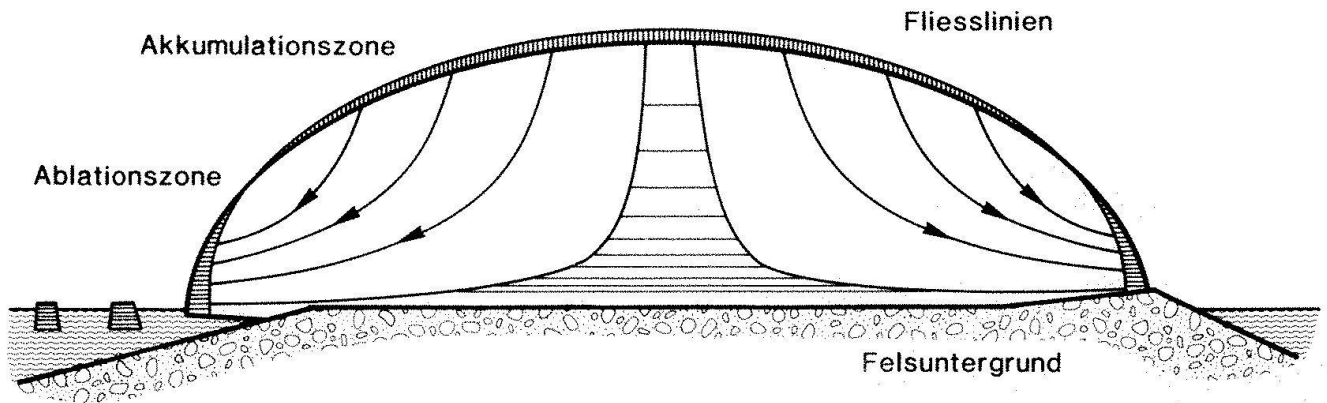


Abb. 1. Schematischer Querschnitt durch ein Eisschild. Vom zentralen Gebiet mit Eiszuwachs (Akkumulationszone) fließt Eis gegen die Küste hin, wo es in der Ablationszone abschmilzt oder am Rand als Eisberg ins Meer abbricht.

Teil zur Küste hin fließt (Abb. 1), wo es abschmilzt oder als Eisberg ins Meer abbricht. Falls die Temperaturverhältnisse und die jährlichen Niederschlagsraten über lange Zeit konstant sind, befindet sich der Eisschild im Gleichgewicht; die akkumulierte Schneemenge im Innern wird ständig kompensiert durch die Verluste an der Küste, und der Eisschild ist in Form und Volumen unveränderlich.

In einem Eisschild sind Niederschläge der Vergangenheit somit schön geordnet übereinandergeschichtet gelagert. Andererseits ist jeder Schneefall eine Aufzeichnung verschiedener Klimadaten zur Zeit der Deposition. Dieses Archiv von Klimaaufzeichnungen kann erschlossen werden, wenn Eisproben aus verschiedenen Tiefen auf ihre Klimainformation hin untersucht werden.

Die Verformung des Eises bewirkt eine Störung der regelmässig abgelagerten Schichten, die zu berücksichtigen ist. Am übersichtlichsten sind die Verhältnisse bei Vertikalprofilen im Zentrum, nahe von Kreten und Eisdomen. Am Rande der Eisschilde kommen wir zwar in vergleichsweise geringer Tiefe zu Eis beträchtlichen Alters, aber wie der Verlauf der Fließlinien in Abb. 1 zeigt, wurde das Eis verschiedener Tiefen an verschiedenen Orten des Eisschildes abgelagert, was die Interpretation der Daten erschwert. Das Alter der tiefsten Eisschichten kann mehrere hunderttausend Jahre betragen.

Im Zentrum der Eisschilde steigt die Oberflächentemperatur nie über den Gefrierpunkt. Die Metamorphose der Schneeflocken zu körnigem Schnee und Firn und dann zu Eis erfolgt trocken. Verschiedene Stadien dieser

Metamorphose sind in Abb. 2 schematisch dargestellt. Das mit atmosphärischer Luft gefüllte Porenvolumen wird bei der Metamorphose ständig kleiner. In den oberen Schichten sind die Luftpakete alle untereinander und mit der offenen Atmosphäre an der Oberfläche verbunden. Erst beim Übergang von Firn zu Eis werden Luftpakete

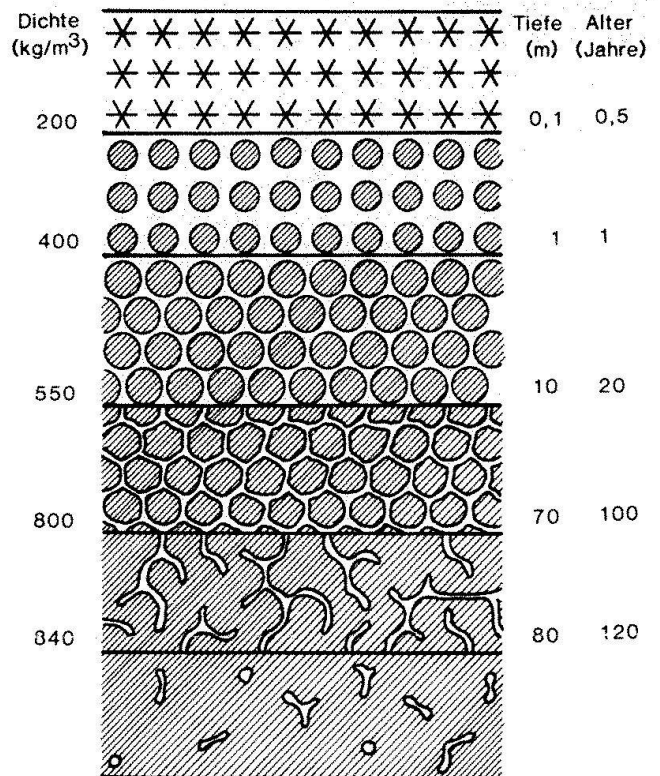


Abb. 2. Schematische Darstellung der Eisbildung durch Sintern von trockenem Schnee. Die Werte für die Dichte gelten allgemein. Die Tiefen und die Alter der verschiedenen Studien variieren sehr stark und hängen vor allem von der jährlichen Akkumulationsrate und von der mittleren Temperatur ab. Die angegebenen Werte gelten ungefähr für Dye 3.

isoliert und als Blasen ins Eis eingeschlossen (Stauffer 1981). Diese Blasen enthalten somit Proben atmosphärischer Luft, die zur Zeit der Eisbildung entnommen wurden. Es ist zu beachten, dass die Zeit der Eisbildung mehrere hundert Jahre nach dem Schneefall erfolgen kann.

### **Zusammenhang zwischen Klimaparametern und messbaren Eigenschaften des Eises**

Klimainformationen liegen im Eis als verschlüsselte Information vor. Während im Zusammenhang mit der Klimageschichte Parameter wie: Temperatur, Niederschlagsraten, atmosphärische Zirkulation, solare Luminosität usw. interessieren, liegen im Eis Informationen vor über: Isotopenverhältnisse, Staubgehalt, chemische Verunreinigungen, Luftgehalt und -zusammensetzung, Konzentration von Radioisotopen usw.

Im Folgenden soll kurz skizziert werden, wie diese Messgrößen mit den Klimaparametern verknüpft sind.

Die Verhältnisse der stabilen Isotope von Sauerstoff und Wasserstoff ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  und  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ) variieren in engen Grenzen infolge von Fraktionierungen bei Verdunstung und Kondensation. In Niederschlägen hängen sie stark von der Kondensationstemperatur ab. Deshalb weist das Isotopenverhältnis Saisonschwankungen auf. Das mittlere Isotopenverhältnis eines Jahresniederschlags erlaubt eine Schätzung der mittleren lokalen Jahrestemperatur (Dansgaard 1964).

Die relative Abweichung des  $^2\text{H}/^1\text{H}$  Verhältnisses von einem Standard ist für eine Eisprobe in erster Näherung proportional zur relativen Abweichung des  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  Verhältnisses. Kleine Abweichungen von dieser Proportionalität treten bei sehr rascher Verdunstung oder der Kondensation bei Übersättigung auf (Jouzel et al. 1982).

Staub gelangt hauptsächlich von eisfreien Küstengebieten und Trockengebieten benachbarter Kontinente über die Troposphäre mit den Niederschlägen oder trocken deponiert auf die Schneeoberfläche. Der Staubgehalt zeigt in Grönland im Frühling ein Maximum, eignet sich somit zum Abzählen von Jahresschichten. Die Staubkonzentration hängt von der Ausdehnung von benachbar-

ten Trockengebieten und der Häufigkeit sehr starker Winde ab (Hammer et al. 1983).

Neben Staub gelangen auch lösliche Verunreinigungen ins Eis. Wichtigste Quellen sind das Meer, Emissionen von Vulkanausbrüchen, biologische Prozesse und in neuer Zeit auch anthropogene Emissionen. Nach Vulkanausbrüchen sind meist die Sulfatkonzentrationen stark erhöht. Natrium und in Perioden ohne Vulkantätigkeit auch das Chlor haben das Meer als Hauptquelle (Herron 1982 b).

Das Volumen der Luft, das bei der Eisbildung in Blasen eingeschlossen wird, ist relativ konstant. Die eingeschlossene Luftmenge hängt somit hauptsächlich vom mittleren Barometerdruck und damit von der Höhe über Meer, in der der Eisbildungsprozess erfolgte, ab (Raynaud et al. 1979).

Die Zusammensetzung der Atmosphäre inklusive ihrer gasförmigen Spurenstoffe sind wie bereits erwähnt praktisch unverfälscht in den Blasen des Eises eingeschlossen.

Radioisotope werden durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produziert. Je nach Eigenschaft des Radioisotopes wird es entweder an Aerosole angelagert und auf die Schneeoberfläche deponiert oder vermischt sich, falls gasförmig, mit der atmosphärischen Luft und wird mit ihr in die Blasen des Eises eingeschlossen. Als Folge der Kernwaffentests gelangten auch anthropogen erzeugte Radioisotope in die Polargebiete. Die Radioisotope zerfallen im Eis gemäss ihrer Halbwertszeit. Die Produktion der Radioisotope hängt von der Abschirmung der kosmischen Strahlung durch interplanetare Magnetfelder und damit von der Sonnenaktivität ab (Lal et al. 1967).

In frisch gebildetem Eis beträgt die Korngrösse der Eiskristalle wenige Kubikmillimeter. Mit der Zeit wächst die mittlere Korngrösse. Das Wachstum hängt von der Temperatur ab. In frisch gebildetem Eis sind die Kristallachsen isotrop über alle Raumrichtungen verteilt. Durch Verformung des Eises können sie sich bezüglich Scherflächen bevorzugt ausrichten (Herron et al. 1982 a).

Eis verformt sich nach den Gesetzen realplastischer Körper. Die Fliesseigenschaften hängen von der Temperatur, dem Blasengehalt, der Korngrösse und von Verunreinigungen ab. Die Fliesseigenschaften in Funktion der Tiefe muss man kennen, um Alter und Her-

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oder $^2\text{H}/^1\text{H}$	●	●																	●
$^2\text{H}$ -Ueberschuss			•	●	●							•							
Staubgehalt		●			●	●						•							●
F, Cl, $\text{SO}_4$ , $\text{NO}_3$		●	•		●	●	•					•	•						•
Kationen			•		●	●						•							
El. Leitfähigkeit		●																	●
Totaler Gasgehalt																			●
Gaszusammensetzung																			●
Radioisotope		●	•		●				●										●
Kristalluntersuchungen					•														●
Verformbarkeit												●							●
Bohrlochneigung												●							●
Bohrlochtemperatur	●																		●
	Oberflächentemperatur	Akkumulation lokal	Akkumulation "global"	$\text{H}_2\text{O}$ -Gehalt Atmosphäre	Atm. Zirkulation	Vulkantätigkeit	Sonnenaktivität	Eisbergausstoss	Meereisbedeckung	Eismächtigkeit	Spurengehalt Atm.	Datierung							

Abb. 3. Verknüpfung zwischen messbaren Parametern von Eisbohrkernen mit Klimaparametern. Die Grösse der ausgefüllten Kreise charakterisiert die bisherige Bedeutung der entsprechenden Verknüpfung.

kunft des Eises zu berechnen (Shoji et al. 1983).

Die Temperatur des Eises in einer gegebenen Tiefe hängt von der mittleren lokalen Jahrestemperatur zur Zeit der Deposition, vom geothermischen Wärmefluss und von der Reibungswärme infolge Verformung ab. Temperaturunterschiede werden durch Wärmeleitung gedämpft. Die Temperatur in Funktion der Tiefe wird nach erfolgter Kernbohrung im Bohrloch gemessen.

In verschiedenen Zeitabständen nach der Kernbohrung misst man die Neigung des Bohrloches in Funktion der Tiefe.

Abb. 3 versucht die Verknüpfung der einzelnen Messgrössen mit den gesuchten Klimaparametern zu veranschaulichen. Die Skizze macht deutlich, dass eine Messgrösse nur in den seltensten Fällen eine Klimagrösse vollständig beschreiben kann. Erst die Untersuchung möglichst vieler Eigenschaften der Eisproben erlaubt es, anhand der komplexen

Wechselbeziehungen Auskunft über die Klimagrössen zu erhalten.

### Bemerkungen zu einigen experimentellen Methoden

Wichtige Fortschritte in der Erforschung der Klimageschichte mit Hilfe von Eisbohrkernen gehen parallel mit der Entwicklung von neuen Techniken der Probenentnahme und mit der Entwicklung neuer und der Verfeinerung bestehender analytischer Messmethoden. Statt die experimentellen Messmethoden hier im einzelnen zu beschreiben, soll lediglich versucht werden, mit einigen Bemerkungen zu einigen Methoden die Entwicklungstendenzen zu zeigen.

Kernbohrungen in grosser Tiefe werden erschwert durch die tiefen Temperaturen ( $-30^\circ$  –  $-50^\circ$ ) und durch das viskose Fließen des Eises, das ein offenes Bohrloch infolge des hy-

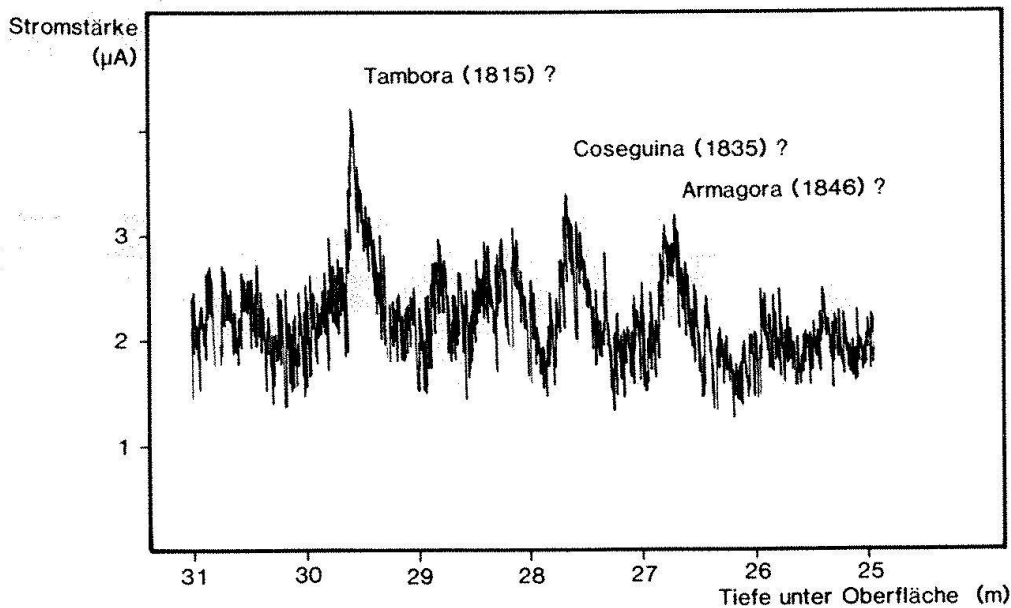


Abb. 4. Elektrische Leitfähigkeit in Funktion der Tiefe eines Firnkernes vom Südpol (Stauffer et al. 1983 a). Die drei deutlichsten Maxima werden Vulkanausbrüchen zugeordnet.

drostatischen Druckes des Eises schliessen würde.

Deshalb müssen dafür neue Bohrer und Bohrtechniken entwickelt werden. Bis anhin wurden erst 4 Kernbohrungen, die mehr als 1000 m Tiefe erreichten, durchgeführt:

- 1966 Camp Century, Nordgrönland, durch die USA.  
Felsbett in 1367 m Tiefe erreicht.
- 1968 Byrd Station, Westantarktis, durch die USA.  
Felsbett in 2164 m Tiefe erreicht.
- 1982 Vostok, Ostantarktis, durch die UdSSR.  
Erreichte Tiefe rund 1500 m (Eisdicke beträgt ca. 3800 m).
- 1981 Dye 3, Südgrönland, durch internationales «Greenland Ice Sheet Program» (GISP), an dem die USA, Dänemark und die Schweiz beteiligt sind. Felsbett in 2137 m Tiefe erreicht.

Für die letztgenannte Bohrung wurde ein neuer mikroprocessor-gesteuerter Bohrer, der hauptsächlich in Dänemark entwickelt und gebaut wurde, verwendet (Gundestrup et al. 1983).

Für die Untersuchung der im Eis gelösten Spurenstoffe eignen sich alle modernen empfindlichen analytischen Methoden, wie beispielsweise: Atomabsorption, Röntgenfluoreszenz und Neutronenaktivierung. Eine moderne Methode verdient aber besondere Erwähnung: die Ionenchromatographie. Sie er-

laubt es, in geschmolzenen Proben die Konzentration verschiedener Anionen ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ) in einem Arbeitsgang zu messen. Die Messtechnik ist so weit entwickelt und vereinfacht, dass Messungen auch im Felde durchgeführt werden können.

Eine weitere, aber unspezifische Nachweismethode von Anionen ist die Messung der elektrischen Leitfähigkeit im Eis. Führt man mit 2 Elektroden über die gereinigte Fläche eines Eisbohrkernes, dann ist der gemessene Strom sehr gut mit dem pH-Wert der geschmolzenen Probe korreliert, solange der pH-Wert unter 7 liegt. Die Methode erlaubt es, bei sehr guter Auflösung, einen raschen Überblick zu gewinnen (Hammer 1980). Da Messergebnisse dieser Methode später nicht mehr besprochen werden, wird hier in Abb. 4 ein Beispiel vorgestellt (Stauffer et al. 1983 a).

Die Idee, die Zusammensetzung der Atmosphäre und insbesondere deren Gehalt an Spurengasen durch Analyse der in den Blasen des Eises enthaltenen Luft zu bestimmen, ist relativ alt (Scholander et al. 1961). Gerade bei Luftkomponenten, deren Konzentration und Konzentrationsänderungen besonders interessieren ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  und  $\text{NO}_3$ ), erhielt man lange Zeit offensichtlich falsche Ergebnisse. Im Falle des  $\text{CO}_2$  lieferten Karbonate bei der Schmelzextraktion zusätzliches  $\text{CO}_2$ . Erst die Verwendung von Trockenextraktionsmethoden führte zu brauchbaren Ergebnissen. In Bern wird eine Trockenextraktionsmethode in Kombination mit einem Laserabsorptionsspektrometer ver-

wendet. Eine rund 2 g schwere Eisprobe wird bei  $-20^{\circ}$  zwischen zwei Nagelbrettern zermalmt. Die aus den geöffneten Blasen austretende Luft expandiert teilweise in die Absorptionszelle des Spektrometers. Die  $\text{CO}_2$ -Konzentration in den rund 0,2 ml Luft aus 2 g Eis kann auf ca. 6 ppm genau gemessen werden (Zumbrunn et al. 1982). Um aus der extrahierten Luft das  $\text{CO}_2$  abzutrennen und daran das  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis oder gar die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration zu bestimmen, benötigt man die Luft aus 0,5 kg respektive 10 kg Eis. In Bern wurde deshalb eine Trockenextraktionsmethode entwickelt, die es gestattet, die Luft aus 0,5 kg Eis zu extrahieren.

Durch die kosmische Strahlung produzierte Radioisotope liegen im Eis oft in so geringer Konzentration vor, dass das entsprechende Element aus grossen Mengen Eis extrahiert werden muss, um das Radioisotop über den radioaktiven Zerfall nachzuweisen (Mc Corckell et al. 1967; Oeschger et al. 1976). In den letzten Jahren wurden Nachweismethoden entwickelt, die auf Teilchenbeschleunigern beruhen und die Radioisotope, ähnlich wie beim Massenspektrometer, nachweisen. Die auf einem Beschleuniger basierende Methode ist selektiver und hat einen wesentlich tieferen Untergrund als ein herkömmliches Massenspektrometer (Wölfli et al. 1983).

### Einige Messergebnisse

Als Beispiel für Messergebnisse und ihre Interpretation sollen Daten von einem kurzen Abschnitt des Eisbohrkerns von Dye 3 diskutiert werden. Abb. 5 zeigt Ergebnisse der  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Analysen der untersten 300 m des insgesamt 2037 m langen Bohrkernes (Dansgaard et al. 1983).

In 1786 m Tiefe zeigt eine sprunghafte Änderung von tiefen zu höheren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten das endgültige Ende der letzten Eiszeit in der nördlichen Hemisphäre vor rund 10 000 Jahren an. In 1815 m Tiefe beobachtet man eine fast ebenso markante Änderung, die mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Ende der Kaltzeit des ältesten Dryas vor rund 13 000 Jahren entspricht (Oeschger 1983).

Zwischen 1860 m und 1890 m Tiefe findet man mehrere markante Änderungen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Vergleiche mit Daten vom Eisbohrkern von Camp Century und mit Daten von

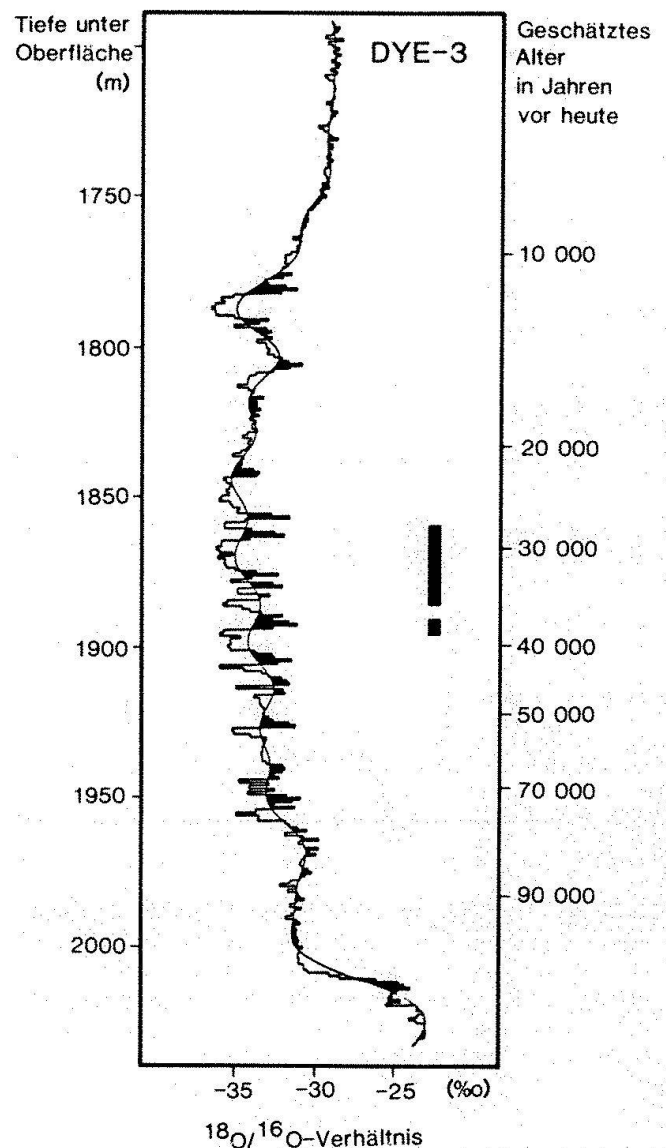


Abb. 5.  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil der untersten 300 m der insgesamt 2037 m Bohrkerns von Dye 3, nach Dansgaard et al. (1982) mit Änderungen. Die Markierung rechts vom Profil kennzeichnet die Abschnitte, die in dieser Arbeit diskutiert werden.

Bohrkernen von Tiefseesedimenten ergeben für den 30 m langen Abschnitt ein geschätztes Alter von 30 000 Jahren für das obere und von 40 000 Jahren für das untere Ende (Dansgaard et al. 1983). Die markante Änderung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte deutet darauf hin, dass das Klima mehrmals zwischen zwei Zuständen hin- und hergependelt ist. Der Zusammenhang von  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und mittlerer Jahrestemperatur ist nicht eindeutig, da die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auch vom Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlägen, von der Meereisbedeckung usw., abhängen. Deshalb können keine zuverlässigen Werte für Temperatur-

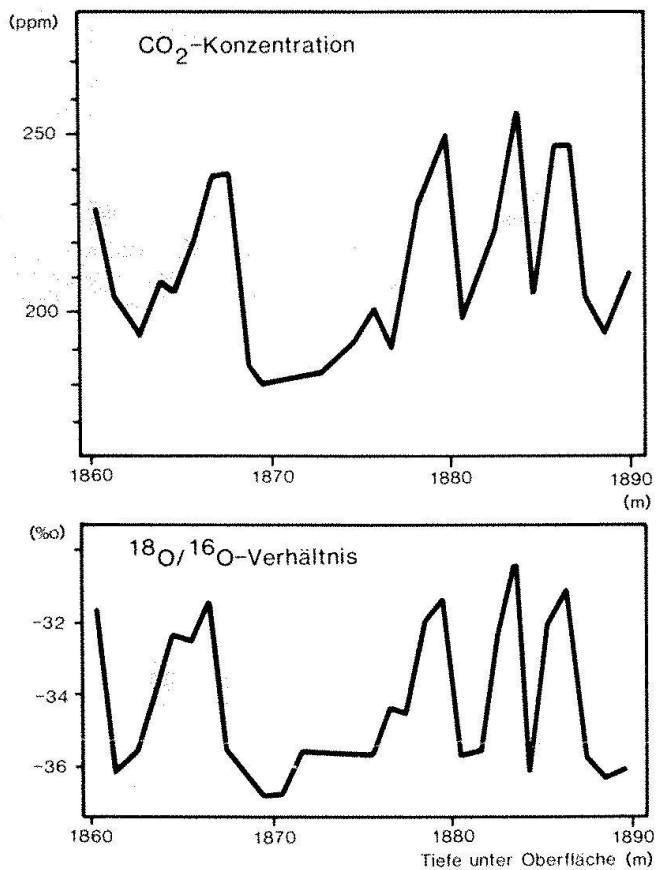


Abb. 6. CO<sub>2</sub>-Konzentrationen und δ<sup>18</sup>O-Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3. Die 30m entsprechen ungefähr 10000 Jahren (Stauffer et al. 1983). Die Kurve verbindet bei den CO<sub>2</sub>-Konzentrationen Mittelwerte mehrerer Messungen der gleichen Tiefe, bei den δ<sup>18</sup>O-Werten einzelne Messresultate.

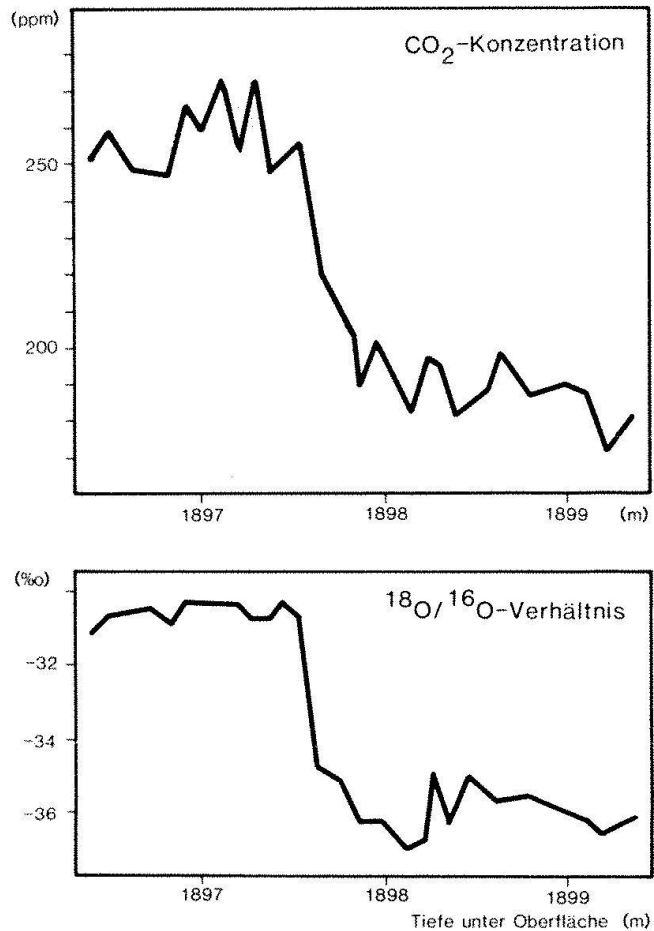


Abb. 7. CO<sub>2</sub>-Konzentrationen und δ<sup>18</sup>O-Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3. Die 3m entsprechen ungefähr 1000 Jahren (Stauffer et al. 1983).

änderungen angegeben werden. Um die mögliche Grössenordnung abzuschätzen, sei aber darauf hingewiesen, dass heute in Grönland Stationen, deren mittlere Jahrestemperatur 6°C auseinanderliegen, einen Unterschied des δ<sup>18</sup>O-Wertes des Jahresniederschlages von rund 5‰ aufweisen (Dansgaard 1964). In Abb. 6 sind Daten von CO<sub>2</sub>-Konzentrationsmessungen an aus Eis extrahierten Luftproben dargestellt (Stauffer et al. 1983). Sie zeigen, dass mit grosser Wahrscheinlichkeit die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre parallel zu den Klimaschwankungen variiert hat. Die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre beeinflusst den Strahlungshaushalt der Erde und damit die Temperatur der Erdoberfläche. Gemäss Modellrechnungen kann eine Änderung der CO<sub>2</sub>-Konzentration um einen Faktor 1,4 eine globale Temperaturänderung von 1°C bis 1,5°C bewirken (Augustsson et al. 1977). In hohen Breiten wäre eine Temperaturerhöhung noch zwei- bis dreimal grö-

ser als im globalen Mittel. Die Schwankungen der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration könnten also durchaus eine wichtige Rolle bei den Klimaänderungen gespielt haben. Um die Frage zu klären, ob CO<sub>2</sub>-Schwankungen Ursache oder Folge der Klimaschwankungen waren, sollte man den genauen zeitlichen Verlauf beider Variationen kennen. Eine Untersuchung mit besserer Auflösung (Abb. 7) zeigt, dass sich beide Grössen gleichzeitig, jedenfalls innerhalb von 0,3m, was ungefähr einem Jahrhundert entspricht, ändern. Die Gleichzeitigkeit der Ereignisse lässt vermuten, dass sie beide eine gemeinsame Ursache haben.

In Frage kommt eine Änderung der Ozeanzirkulation. Die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration ist im Mittel im Gleichgewicht mit dem CO<sub>2</sub>-Partialdruck der Ozeanoberfläche. Im tiefen Ozean entspricht der CO<sub>2</sub>-Partialdruck einer Konzentration von rund 1000ppm, ist also einigemal grösser als an



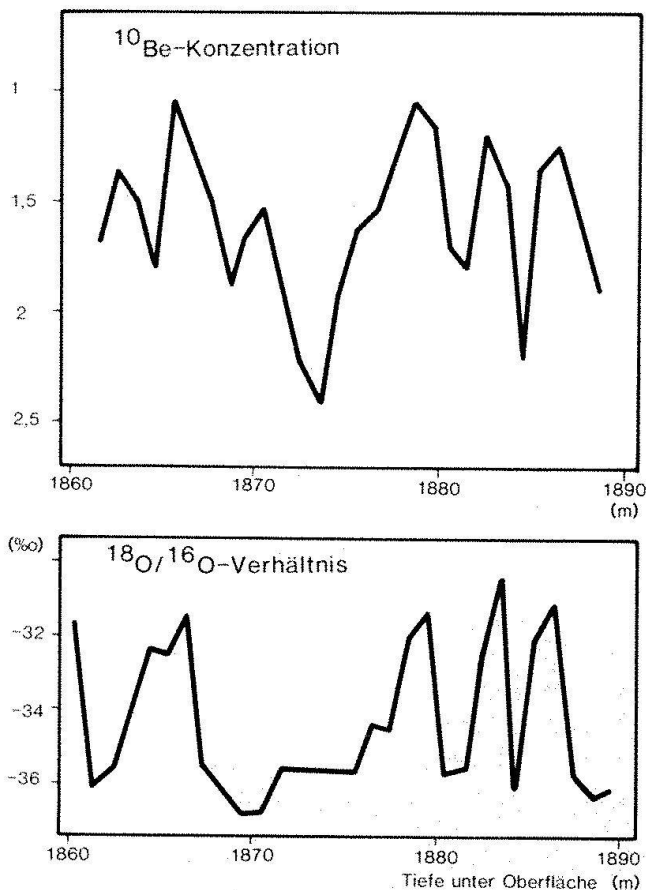


Abb. 8.  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gemessen an Eisproben von Dye 3 (Beer et al. 1983 b). Die  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen sind in Einheiten von  $10^4$  Atomen pro Gramm Eis angegeben.

der Oberfläche. Der Unterschied kommt durch die biologische Aktivität der Oberflächenschicht zustande, die ihrerseits von der Verfügbarkeit von Phosphat und Nitrat abhängt (Broecker 1983). Eine Änderung der vertikalen Zirkulation des Ozeans kann die Karbonatchemie und den  $\text{CO}_2$ -Partialdruck in der Oberflächenschicht und damit auch die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration verändern. Eine schnelle Änderung der Ozeanzirkulation kann deshalb durchaus eine schnelle Änderung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes der Atmosphäre und parallel dazu eine klimatische Änderung, die durch die  $\text{CO}_2$ -Variation noch verstärkt wird, auslösen.

In Abb. 8 sind  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen von Eis für den gleichen Abschnitt aufgetragen (Beer et al. 1983). Das Radioisotop  $^{10}\text{Be}$  wird durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produziert. Es wird an Aerosole angelagert und mit diesen nach 1-2 Jahren Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre auf der Erdoberfläche deponiert, wo dann das  $^{10}\text{Be}$  entsprechend seiner Halbwertszeit von 1,5

$10^6$  Jahren zerfällt. Die Konzentration in Eis hängt von der Produktionsrate, von der weiträumigen Niederschlagsrate und wegen des Zerfalls vom Alter des Eises ab. Die Variationen zwischen 1860m und 1890m Tiefe sind hauptsächlich durch Veränderungen der Niederschlagsraten und durch Änderungen der Produktionsrate bedingt. Die Untersuchungen weiterer Eigenschaften des Eises sollten helfen, die Frage zu klären, welcher Anteil der Variation auf veränderte Produktionsrate und welcher Anteil auf veränderte Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse zurückzuführen ist. Es ist allerdings zu beachten, dass verschiedene Eigenschaften des Eises Auskunft über die lokalen Akkumulationsraten geben, die  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration aber unter Umständen durch eine weiträumige Änderung der Niederschlagsraten beeinflusst wird. Beer und Mitautoren (1983 b) kommen aufgrund bisheriger Ergebnisse zum Schluss, dass die in diesem Fall beobachteten Variationen zum grossen Teil, aber nicht ausschliesslich, durch veränderte Niederschlagsverhältnisse bedingt sind. Der heutige Wert der  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration entspricht den tiefsten Werten des diskutierten Abschnittes. Korrelationen von Änderungen der  $^{10}\text{Be}$ -Konzentration an anderen Bohrkerne mit Änderungen der Sonnenaktivität zeigen, dass Variationen der Produktionsraten Konzentrationsänderungen bis 50% verursachen können (Beer et al. 1983 a; Beer et al. 1983 c).

Unsere dänischen Kollegen haben im betrachteten Abschnitt auch detaillierte Untersuchungen des Staubgehalts vorgenommen. Der Staubgehalt in den «kalten» Phasen beträgt rund 1,5-2mg/kg Eis (Dansgaard et al. 1983), in den warmen Phasen ist er rund achtmal kleiner. Zum Vergleich beträgt der Staubgehalt in Eis aus der Nacheiszeit rund 0,05 mg/kg Eis, ist also nochmals rund fünfmal geringer als während der «warmen» Phasen des hier diskutierten Abschnittes. Am Ende einer Kaltphase in unserem Abschnitt beginnt die Staubkonzentration zu sinken, bevor die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ändern; am Ende einer Warmphase beginnen sie erst langsam zu steigen, nachdem die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte das tiefe Niveau bereits erreicht haben (Dansgaard et al. 1983). Ein Teil der Variation kann veränderlichen Niederschlagsraten, ein anderer einer veränderlichen Häufig-

keit starker Winde zugeschrieben werden. Beim Niederschlag spielen lokale, aber auch weiträumige Änderungen eine Rolle.

Von unseren amerikanischen Kollegen liegen erste detaillierte Daten der Messung löslicher Komponenten aus dem Abschnitt vor. Untersuchungen an einem Segment zwischen 1879 und 1881 m Tiefe ergeben, dass parallel zum Wechsel von hohen zu tiefen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten die Konzentration von Nitraten nicht wesentlich ändert, die Konzentration von Chlor um etwas weniger als einen Faktor zwei, diejenige von Sulfat um einen Faktor vier steigt (Langway und Finkel, persönliche Mitteilung). Herron (1983) gibt an, dass in Zeiten geringer Vulkantätigkeit die  $\text{SO}_4$ -Konzentration sehr gut mit der lokalen Akkumulationsrate in Antikorrelation ist. Dies würde bedeuten, dass die lokale Niederschlagsrate während der Kaltphasen viermal geringer war als während der Warmphasen. Dies würde auch einen Teil der Erhöhung der Staubkonzentration erklären. Erhöhte Sturmtätigkeit könnte für eine zusätzliche Verdoppelung der Staubkonzentration und für eine Verdoppelung der von der lokalen Niederschlagsrate unabhängigen Chlorkonzentration verantwortlich sein. Die  $^{10}\text{Be}$ -Daten deuten eher auf eine kleinere Schwankung der Niederschlagsraten zwischen Kalt- und Warmphasen hin. Es ist jedoch erstens zu beachten, dass Niederschlagsraten lokal und weiträumig verschieden variieren können und dass zweitens die Konzentration von Staub, löslichen Komponenten und  $^{10}\text{Be}$  auch von der atmosphärischen Zirkulation abhängen.

Selbst für den kleinen Abschnitt des Eiskernes von Dye 3 stehen noch viele Resultate aus. Alle gewonnenen Resultate haben zudem nur provisorischen Charakter, bevor sie nicht an weiteren Eiskernen verifiziert werden können. Trotzdem soll versucht werden, aus den bisherigen Daten eine spekulative Aussage über das Klima zwischen 40000 bis 30000 Jahren vor heute zu machen:

- Das Klima pendelte zwischen zwei Klimazuständen.
- Die mittlere Periodendauer der Pendelung liegt zwischen 2000 und 3000 Jahren.
- Die mittlere Jahrestemperatur war in den warmen Phasen rund  $6^\circ\text{C}$  höher als in den kalten.

- Die jährlichen Niederschlagsraten waren in den warmen Phasen zwei- bis viermal grösser als während der kalten.
- In den Kaltphasen haben häufigere oder heftigere Stürme mehr Staub und Seesalzpartikel auf das Inlandeis transportiert.
- Die Klimapendelungen könnten durch eine Änderung der Ozeanzirkulation ausgelöst und durch  $\text{CO}_2$  verstärkt worden sein.
- Ob die Klimapendelungen von aussen, beispielsweise durch eine veränderliche Luminosität der Sonne, ausgelöst wurden, oder ob es sich um eine Art Eigenschwingung des Systems Atmosphäre-Hydrosphäre-Kryosphäre handelt, kann noch nicht bestimmt werden.

Auch diese provisorischen Daten zeigen, welcher Datenreichtum in Eiskernen archiviert ist. Aus den Daten kann nicht nur die Klimageschichte rekonstruiert, sondern es können auch Klimamechanismen studiert werden. Man wird in Zukunft globale Klimamodelle daraufhin testen müssen, ob sie Klimaschwankungen und Pendelungen, in dem Ablauf, wie sie in Eiskernen aufgezeichnet sind, beschreiben und erklären können.

## Literatur

- Augustsson, T., Ramanathan, V. 1977: A radiative convective study of the  $\text{CO}_2$  climate problem. *Atmos. Sci.* 34, p. 448-451.
- Beer, J., Andrée, M., Oeschger, H., Stauffer, B., Balzer, R., Bonani, G., Stoller, Ch., Suter, M., Wölfli, W., 1983 a: Comparison of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  variations. In Stuiver M. and Kra R. eds. *International Radiocarbon Conf. 11th, Proceedings. Radiocarbon*, vol. 25, p. 269-278.
- Beer, J., Oeschger, H., Andrée, M., Bonani, G., Suter, M., Wölfli, W., and Langway, C.C.: Temporal variations in the  $^{10}\text{Be}$  concentration levels found in the Dye 3 ice core, Greenland, *Proc. Symp. Ice and Climate Modeling*, Evanston, Ill., USA, June 1983. *Annals of Glaciology*, vol. 5, p. 16-17.
- Beer, J., Siegenthaler, U., Oeschger, H., Andrée, M., Bonani, G., Suter, M., Wölfli, W., Finkel, R.C., and Langway, C.C.: Temporal  $^{10}\text{Be}$  variations. *Cosmic Ray Conf.*, Bangalore, August 1983 c.
- Broecker, W.S. 1983: The Ocean. *Scientific American*, Sept. 1983, p. 100-112.
- Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468, 1964.
- Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., Kristindottir, P.M., and Reeh, N.: A new Greenland deep ice core. *Science*, 218, 1273-1277, 1982.

- Dansgaard, W., Johnson, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., and Oeschger, H.: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *Geophysical Monograph 29*, Maurice Ewing vol. 5. p. 288-298.
- Gundestrup, N., Johnson, S.J., and Reeh, N.: Istuk, a new deep core drill system, Proc. 2nd Intern. Symp. Drilling Technol. To be published by U. S. Army Cold Regions and Engineering Laboratory, Hanover, N.H., 1983.
- Hammer, C.U.: Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes. *J. Glaciol.*, 25, 359-372, 1980.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristindottir, P., and Johnson, E.: Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. *Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia May-June, 1982*. To be published, A.G.U. Special vol., 1983.
- Herron, S.L., and Langway, C.C., Jr. 1982 a: A comparison of fabrics and texture at Camp Century, Greenland and Byrd Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*, vol. 3, p. 118-124.
- Herron, M.M. 1982 b: Impurity sources of  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$  and  $SO_4^{2-}$  in Greenland and Antarctic precipitation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, No. C4, p. 3052-3060.
- Herron, M.M., and Langway, C.C., Jr. 1983: Chloride, nitrate, and sulfate in the Dye 3 and Camp Century, Greenland ice cores. *Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia, May-June, 1982*. To be published, A.G.U. Special volume.
- Jouzel, J., Merlivat, L., Lorins, C. 1982: Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, vol. 299, p. 688-691.
- Lal, D., Peters, B. 1967: Cosmic ray produced radioactivity on earth. Flüge, S., ed. *Handbuch Physik*. Berlin, Springer, v. 462, p. 551-612.
- McCorkell, R., Fireman, E., Langway, C. 1967: Aluminium-26 and Beryllium-10 in Greenland ice. *Science*, vol. 158, p. 1690-1692.
- Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., Moell, M. 1976: Extraction of trace components from large quantities of ice in bore holes. *Journal of Glaciology*, vol. 17, p. 117-128.
- Oeschger, H., Beer, J., Siegenthaler, U., Stauffer, B., Dansgaard, W., and Langway, C.C.: Late-glacial climate history from Ice cores. *Geophysical Monograph 29*, Maurice Ewing Volume 5. p. 299-306.
- Raynaud, D., Lebel, B. 1979: Total gas content and surface elevation of polar ice sheets. *Nature*, vol. 281, No. 5729, p. 289-291.
- Scholander, P.F., Hemmingsen, E.A., Coachman, L.K., Nutt, D.C. 1961: Composition of gas bubbles in Greenland icebergs. *Journal of Glaciology*, vol. 3, p. 813-822.
- Shoji, H., and Langway, C.C., Jr.: Mechanical properties of fresh ice core from Dye 3, Greenland. *Am. Geophys. Union Meeting, Philadelphia, May-June 1982*. To be published, A.G.U. Special vol., 1983.
- Stauffer, B. 1981: Mechanismen des Luft einschusses in natürlichem Eis. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, vol. 17, p. 17-56.
- Stauffer, B., Hofer, H., Oeschger, H., Schwander, J., Siegenthaler, U. 1983: Atmospheric  $CO_2$  concentration during the last glaciation. *Proc. Symp. Ice and Climate Modeling*, Evanston, Ill., USA, June 1983. *Annals of Glaciology*, vol. 5, p. 160-164.
- Stauffer, B., Schwander, J. 1983 a: Core processing and analyses of ice cores at South Pole. *Antarctic Journal, 1983 Review*, vol. 18, No. 5. p. 114-116.
- Wölfli, W., Bonani, G., Suter, M., Balzer, R., Nesi, M., Stoller, Ch., Beer, J., Oeschger, H., and Andree, M. 1983: Radioisotope dating with the ETHZ-EN-tandem accelerator. In Stuiver M. and Kra R. eds. *International Radiocarbon Conference 11th. Proc. Radiocarbon*, vol. 25, p. 745-753.
- Zumbrunn, R., Neftel, A., and Oeschger, H. 1982:  $CO_2$  measurements on 1-cm<sup>3</sup> ice samples with an IR laserspectrometer (IRLS) combined with a new dry extraction device. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 60, p. 318-324.

PD Dr. Bernhard Stauffer  
 Physikalisches Institut  
 der Universität Bern  
 Sidlerstrasse 5  
 CH-3012 Bern