

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

**Herausgeber:** Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

**Band:** 158 (1978)

**Artikel:** Die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von  
Naturvorgängen

**Autor:** Oeschger, Hans / Schotterer, Ulrich

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-90738>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 08.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Die im Eis gespeicherte Information über die Geschichte von Naturvorgängen

Hans Oeschger und Ulrich Schotterer

## Zusammenfassung

Im Firn und Eis der Gletscher unserer Erde ist in Form von Niederschlägen vergangener Zeiten unter anderem Information über die Entwicklung der Atmosphäre gespeichert. Der Beurteilung des steigenden Einflusses menschlicher Tätigkeit auf Klima und Umwelt liefert die Entzifferung dieser Information unentbehrliche Basisdaten. Das Material der erbohrten Kerne überdeckt beispielsweise so unterschiedliche Zeitabschnitte wie die sogenannte Kleine Eiszeit und die industrielle Entwicklung (Schweizer Alpen), oder die ganze letzte Eiszeit und Teile des vorangegangenen Interglazials (Grönland). Bei der Interpretation der Informationsträger, den Gasen und Spurenstoffen im Eis, ist eine präzise zeitliche Einordnung notwendig und neue analytische Methoden, wie die auf Schwerionenbeschleuniger abstützende Massenspektrometrie, sollen hier einen wesentlichen Beitrag liefern. Darüber hinaus muss die Strategie dieser Interpretation von der Konfrontation mit physikalischen Modellen bestimmt werden, die in der Lage sind, das Geschehen im System Atmosphäre-Biosphäre-Ozean zu erfassen.

## Résumé

Dans le névé et la glace de nos glaciers se trouvent stockées, sous forme de précipitations tombées dans le passé, des informations se rapportant entre autres à l'évolution de l'atmosphère. Le déchiffrement de ces informations livre certaines données de base essentielles pour l'appréciation de l'influence croissante de l'homme sur le climat et l'environnement. Les échantillons prélevés par carottage couvrent des périodes aussi différentes que la Petite âge glaciaire et l'ère du développement industriel (Alpes suisses) ou

la totalité de la dernière glaciation ainsi que des fragments de la dernière phase interglaciaire (Groenland). L'interprétation des supports d'informations constitués par les gaz et les éléments-traces contenus dans la glace suppose une connaissance précise de leur chronologie; de nouvelles méthodes analytiques, telle la spectrométrie de masse basée sur l'accélération des ions lourds, permettront de faire d'importants progrès dans ce domaine. De plus, la stratégie de cette interprétation devra résulter de la confrontation avec des modèles physiques capables de décrire les phénomènes se produisant dans le système atmosphère-biosphère-océan.

## Einleitung

1956 und 1957 gelangen amerikanischen Forschern an der Station Site 2 in Grönland zwei Kernbohrungen von 305 bzw. 411 m. Bohrkerne von befriedigender Qualität wurden zu Tage gefördert und C.C. Langway, ein Schüler von H. Bader, erkannte die Bedeutung der Bohrkerne als Träger verschiedenartigster Information über umweltgestaltende und -beeinflussende Prozesse in der Natur (Langway 1970). Zur gleichen Zeit machte in der Schweiz A. Renaud den Vorschlag, das aus Kernwaffenversuchen stammende Tritium in Firnschichten nachzuweisen, und dem Physikalischen Institut der Universität Bern gelang auf dem Jungfrau-firn die erste Datierung mit dieser neuen Methode.

Nach der Durchbohrung der Eisschilder Grönlands und der Antarktis unter B.L. Hansen 1967 gelang mit den detaillierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen der Bohrkerne (Dansgaard et al. 1973) das bisher wohl eindrucklichste Resultat. Diese Aufzeichnungen eines Klimaparameters gehören heute zu den Standarddokumenten der Klimageschichte. Sie

zeigen die Bedeutung kontinuierlicher Messreihen physikalischer, chemischer und biologischer Grössen, die nicht nur im Eis, sondern auch in Sedimenten, Baumringen oder Torfmooren gespeichert sind. Messreihen weiterer Parameter an Eisbohrkernen wie Kristalleigenschaften, Gehalte an Gasen, gelösten und ungelösten Spurenstoffen werden ähnliche Bedeutung wie diejenigen der Sauerstoffisotope erlangen.

Dieser Artikel skizziert den heutigen Stand und die durch neue experimentelle Entwicklungen erschlossenen Möglichkeiten von Analysen an Eisbohrkernen. Darüber hinaus soll gezeigt werden, welche Lücken in der Interpretation der Daten bestehen und welche Wege man beschreiten kann, um sie zu schliessen.

### **Die Speicherung der Information**

Die Speicherung der Information im Gletscher erfolgt in mehreren Stufen. Bei der Wolkenbildung dienen Aerosolteilchen als Kondensationskerne. In den unterkühlten Flüssigkeitströpfchen werden Gase gelöst, die beim plötzlichen Gefrieren nicht vollständig entweichen können. Gasmoleküle und Aerosol werden auch beim Wachsen der Schneekristalle eingebaut und Anlagerung von Aerosol erfolgt beim Schneefall. An der Firnoberfläche wird Aerosol und Staub auch trocken deponiert. Bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt bilden sich Wasserschichten, in denen Gase gelöst und beim Gefrieren in anderer als der atmosphärischen Zusammensetzung zurückgehalten werden. Der Einschluss von Luft in Blasen erfolgt erst in Tiefen von etwas 30 m (Alpengletscher) bis 70 m (Grönland, Westantarktis) beim Firn-Eis-Übergang (Bucher 1977). Die Zeitskala für die Partikel, chemischen Spuren und die Isotopenverhältnisse des Wassers beginnt somit an der Firnoberfläche, diejenige für die in den Blasen enthaltenen Gase beim Firn-Eis-Übergang; letztere ist zeitlich um Jahrzehnte bis Jahrhunderte verschoben und nicht mehr scharf aufgelöst.

In sogenannten kalten Gletschern mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt bleiben die charakteristischen Merkmale des Eises weitgehend lokalisiert, obschon Diffusions- und Rekristallisationsprozesse zu kleineren Um-

lagerungen führen. In den für das Alpengebiet typischen temperierten Gletschern sorgen kleine Mengen fließenden Wassers für ein Umlagern, resp. Auswaschen von Gasen, Ionen und kleinsten Partikeln. Die Information wird somit verwischt und geht allmählich verloren, doch liefern in diesem Fall Bohrkernanalysen wertvolle Auskunft über die sich im Gletscher abspielenden Prozesse (Berner et al. 1977). Geeignet für das Studium der Aufzeichnung von Umweltvorgängen sind daher in erster Linie die «kalten» polaren Eiskappen, die wegen der über grosse Firnflächen homogenen Verhältnisse sehr gute Kollektoren atmosphärischer Parameter sind. Daneben sind Studien in mittleren Breiten von besonderem Interesse, da hier der Einfluss der Industrialisierung direkt spür- und messbar ist.

In den letzten Jahren wurde man darauf aufmerksam, dass auch Alpengletscher mit sehr hoch gelegenen Akkumulationsgebiet teilweise kalte Gletscher sind (Haeberli 1976). Aus diesem Grund wurde für ein schweizerisches Bohrprojekt, eine Zusammenarbeit der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETHZ und des Physikalischen Instituts der Universität Bern, das fast 4500 m hoch gelegene Akkumulationsgebiet des Grenzgletschers auf dem Colle Gnifetti am Monte Rosa gewählt (Oeschger et al. 1977 a).

### **Kernbohrungen und In-situ-Extraktionstechnik in Bohrlöchern**

Es existieren Bohrtechniken, die es in Gebieten mit Temperaturen  $> -35^{\circ}\text{C}$  grundsätzlich gestatten, Bohrkern aus beliebigen Tiefen zutage zu fördern (Splettstoesser 1976). Bei Tiefen über 400 m bereitet das viskose Schliessen der Bohrlöcher unter dem hohen Druck Probleme. Bei den Tiefbohrungen in Grönland und in der Antarktis wurden daher die Bohrlöcher zur Kompensation des Druckes mit einer bei den dort herrschenden Temperaturen nicht gefrierenden Flüssigkeit gefüllt, deren Dichte nahe bei derjenigen des Eises liegt. Für Bohrungen bis ca. 100 m Tiefe wurde in der Schweiz eine ca. 90 kg schwere elektromechanische Bohrausrüstung entwickelt, die in den Alpen, aber auch in Grönland und in der Antarktis zum Einsatz

#### STAUBPARTIKEL

(VULKAN, WUSTENSTAUB)

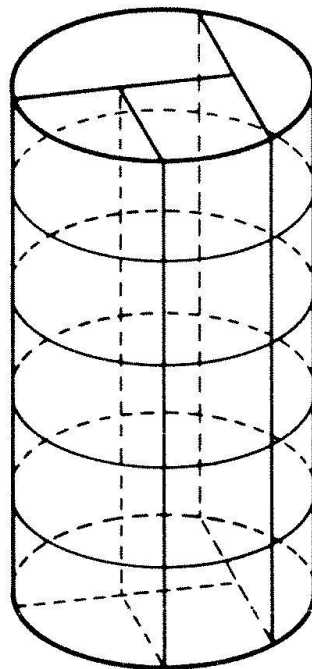
#### GELÖSTE CHEM. SPUREN:

MARIN (Na, Cl, ...)

KONTINENTAL (Al, Ca)

VULKANISCH ( $\text{SO}_4$ , Cd)

ANTHROPOGEN ( $\text{SO}_4$ , Hg, Pb)



#### STABILE ISOTOPE DES $\text{H}_2\text{O}$

#### RADIOAKTIVE ISOTOPE

( $^3\text{H}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  ...)

#### GASGEHALT UND ZUSAMMENSETZUNG

(Ar/ $\text{O}_2$ / $\text{N}_2$ / $\text{CO}_2$  .....)

$\text{CO}_2$  ANTHROPOGEN

gelangte. Die Bohrkerne vom Monte Rosa überdecken ca. die letzten 170 Jahre und damit das industrielle Zeitalter. Mehrere 400 m Bohrkerne aus Grönland dokumentieren die letzten 1000 Jahre, d.h. die relativ warme Wikingerzeit, wie auch die in der Mitte dieses Jahrtausends einsetzende kleine Eiszeit. Die Kerne der Tiefbohrungen überdecken die ganze letzte Eiszeit (55 000 Jahre) und im Falle der grönländischen Bohrung auch wesentliche Abschnitte des letzten Interglazials.

Für die meisten Analysen liefern die Bohrkerne genügend Material. Dies gilt jedoch nicht für die Messung der durch die kosmische Strahlung in der Atmosphäre produzierten Radioisotope  $^{14}\text{C}$ ,  $^{32}\text{Si}$  und  $^{39}\text{Ar}$ . Selbst bei empfindlichster Messtechnik müssen für diese Radioisotope mehrere Tonnen Eis aufgeschlossen werden. Zu diesem Zweck wurde eine Vakuumextraktionstechnik entwickelt, die es gestattet, in Bohrlöchern bis zu 400 m Tiefe an der gewünschten Stelle unter Vakuumbedingungen mehrere Tonnen Eis zu schmelzen und die enthaltenen Gase zu extrahieren (Oeschger et al. 1976). Die gelösten und ungelösten Stoffe können ent-

Abb. 1. Zerteilungsschema eines Eisbohrkernes  
Bohrkernanalysen: Visuelle Stratigraphie physikalischer Parameter

weder im Bohrloch oder an der Oberfläche aus dem Probenwasser extrahiert werden. Basierend auf dieser Technik wurden in einem Eistunnel und in Bohrlöchern in Grönland und in der Antarktis  $^{14}\text{C}$ -,  $^{39}\text{Ar}$ - und  $^{32}\text{Si}$ -Altersprofile gemessen (Oeschger et al. 1977 b, Paterson et al. 1977). Dank neuer analytischer Entwicklung können in Zukunft derart mühevoller, mit Kontaminationsproblemen behaftete Feldarbeiten grösstenteils umgangen werden.

#### **Bohrkernanalysen und Datierung**

Im Rahmen dieses Artikels kann natürlich nicht die gesamte im Eis enthaltene Information mit der gleichen Ausführlichkeit behandelt werden. Die Analysen von Klimaindikatoren, die am Physikalischen Institut in Bern durchgeführt werden, sollen im Vordergrund stehen. Eine Vorstellung der Fülle von Infor-

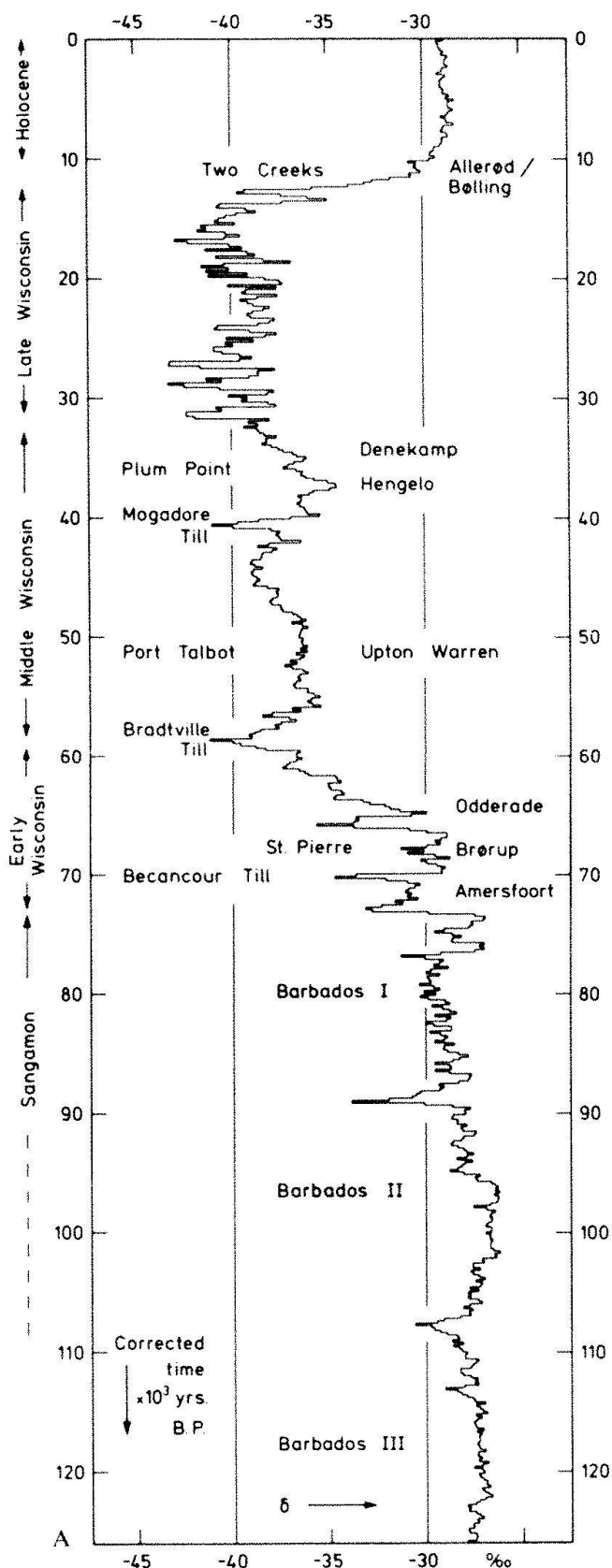


Tab. 1. Isotope des Wasserstoffmoleküls.

	Sauerstoffisotope			Wasserstoffisotope		<sup>3</sup> H
	<sup>16</sup> O	<sup>17</sup> O stabil	<sup>18</sup> O	<sup>1</sup> H stabil	<sup>2</sup> H	radioaktiv, Halbwertszeit 12,26 Jahre, Produktion natürlich und künstlich 10 <sup>-17</sup> –10 <sup>-19</sup>
Häufigkeit (Ozean) %	99,759	0,0374	0,2039	99,985	0,0149	
Einheiten	Die stabilen Isotopenverhältnisse werden in δ-Werten, Promilleabweichungen vom SMOW (Standard Mean Ocean Water), <sup>3</sup> H oder Tritium in TU (Tritium Unit) ≈ <sup>3</sup> H/ <sup>1</sup> H = 10 <sup>-18</sup> ausgedrückt.					
Veränderung	der Isotopenverhältnisse im Wasserkreislauf werden durch Verdunstung und Kondensation hervorgerufen: Bei Gleichgewicht zwischen Wasser und Wasserdampf ist der Wasserdampf isotopisch leichter, d.h. an schweren Isotopen ( <sup>3</sup> H, <sup>2</sup> H, <sup>18</sup> O) abgereichert. Bei Tritium sind diese Phänomene durch Variationen räumlicher und zeitlicher Art, bedingt durch Produktion und Zerfall überdeckt.					
Beobachtete Phänomene und ihre Ursachen:	δ <sup>18</sup> O			δD	<sup>3</sup> H	
Saisoneffekt	ja	Bei all diesen Effekten spielt die Temperatur eine wesentliche Rolle. Empirischer Zusammenhang mit der Jahrestemperatur (T <sub>A</sub> ) °C.		ja	ja, Entleerung des stratosph. Reservoirs im Frühsommer	
Höheneffekt	ja			ja	?, theoret. mögl. für nat. prod. Tritium	
Breiteneffekt	ja			ja	ja, bei künstl. prod. Tritium; bedingt durch Verteilung von	
Kontinentaleffekt	ja	δ <sup>18</sup> O = (0,70 T <sub>A</sub> – 13,6)‰ δD = (5,6 T <sub>A</sub> – 99)‰		ja	ja, Wasser und Land-	
Klimaeffekt	ja			ja	massen ?, natürl. Produktions- schwankungen in Verbin- dung mit Sonnenaktivität (Fig. 5)	

mation aus einem Eisstück von wenigen Zentimetern Durchmesser vermittelt Abbildung 1. Die Bohrkerne werden zuerst visuell auf vom Durchschnitt abweichende Eigenschaften untersucht, wie Staubhorizonte (Vulkan- und Wüstenstaub), Schichten mit relativ wenig Gasblasen (blaues Eis, Schmelzhorizonte). Zur Messung physikalischer und chemischer Eigenschaften an den gleichen Bohrkernabschnitten werden die Kerne dann längs-, und zur Untersuchung jahreszeitlicher Variationen in ca. 8 Proben pro geschätztes Jahr, quergeteilt. Die bisher eindrücklichsten Resultate erzielten die Analysen der Isotope des Wassermoleküls (Tabelle 1). Das  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (Abbildung 2) skizziert den Klimaverlauf der letzten 120000 Jahre in Grönland. Deutlich sichtbar sind die tiefen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte während der letzten Eiszeit, gefolgt von einem raschen Anstieg an deren Ende. Abbildung 3 zeigt <sup>18</sup>O- und <sup>3</sup>H-Profile der Station Carrefour in Grönland. Mit der beinahe idealen Übereinstimmung zweier verschiedener Datierungsmethoden kann in den Alpen aufgrund kleinräumiger und komplizierterer meteorologischer Verhältnis-

se nur in den seltensten Fällen gerechnet werden. Auf dieses Problem wird an anderer Stelle in diesem Buch eingegangen (Schotterer et al. 1980). In Abbildung 4 sind räumlich verteilte Einzelproben von 3 Schneefällen aus einem 18 km<sup>2</sup> grossen Untersuchungsgebiet im  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Diagramm dargestellt. Proben desselben Niederschlags, der jeweils durch bestimmte Luftmassen charakterisiert wird, liegen auf einer Geraden. Der Deuteriumexzess im Ereignis Nr. 4 lässt auf Tropikluft schliessen, da bei raschem Verdunsten kinetische Effekte auftreten, die <sup>18</sup>O und <sup>2</sup>H ungleich beeinflussen (Stichler und Herrmann 1978). «Anomale» <sup>18</sup>O/<sup>2</sup>H-Verhältnisse in Eisbohrkernen aus den Alpen lassen sich daher möglicherweise als Niederschläge aus dem Mittelmeergebiet deuten. Abbildung 5 zeigt <sup>3</sup>H an einem Eisbohrkern vom Colle Gnifetti am Monte Rosa. Bei einer Tiefe von ca. 720 cm nimmt in Richtung jüngerer Niederschläge der <sup>3</sup>H-Gehalt des Eises stark zu, da grosse Mengen <sup>3</sup>H bei Wasserstoffbombentests produziert wurden. Aber auch vor 1953 sind starke <sup>3</sup>H-Ausschläge zu beobachten, die in den entsprechenden



Altersbereichen ebenfalls an Eisbohrkernen aus Grönland gemessen wurden. Eine mögliche Erklärung wäre starke zusätzliche  $^3\text{H}$ -Produktion in der Atmosphäre durch solare Protonenflüsse im Zusammenhang mit Sonneneruptionen.

Auch gelöste, chemische Stoffe (Na, Mg, Ca, Al) zeigen jahreszeitliche Schwankungen (Herron und Langway 1978). Das gleiche

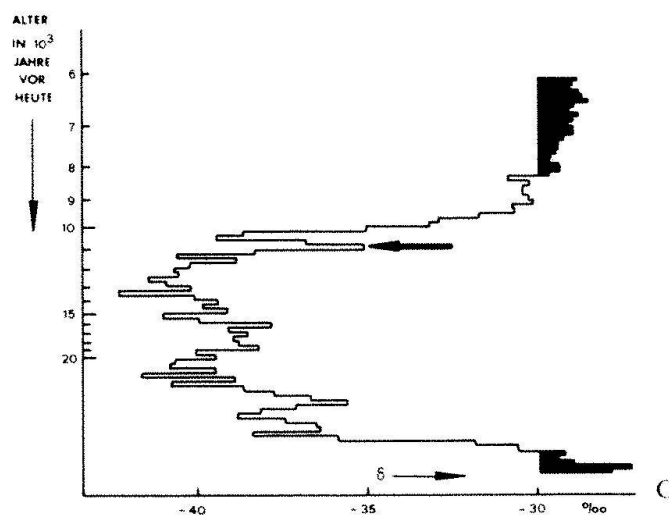
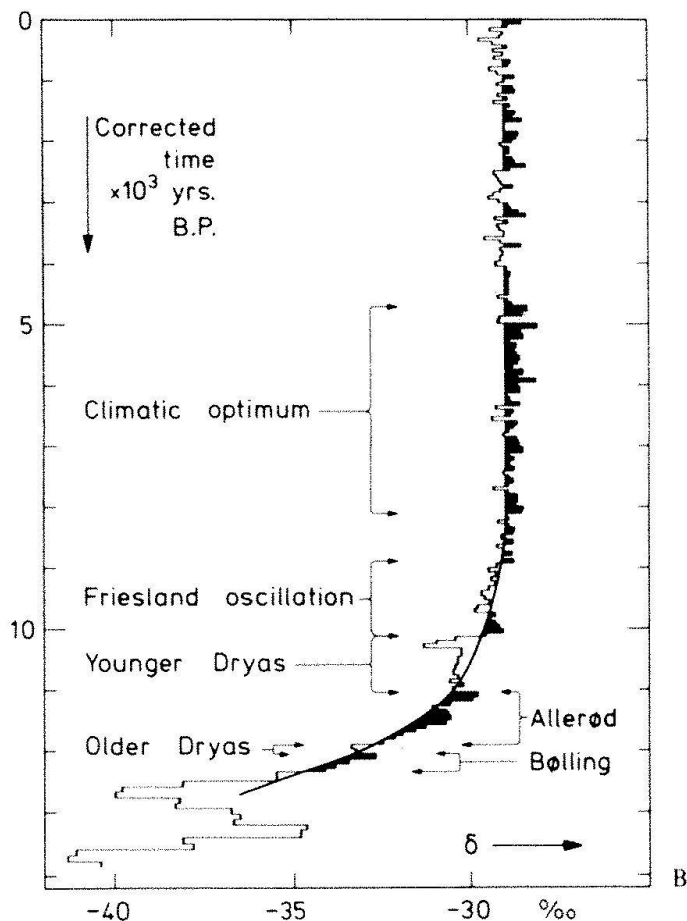


Abb. 2. a)  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil durch die Eiskappe von Grönland bei Camp Century und b) Ausschnitt aus demselben Profil (Quelle: Dansgaard et al., 1971). Im Ausschnitt c) wird dem Allerød ein anderer Bereich im Profil (Pfeil) zugeordnet (Quelle: Hammer et al. 1978).

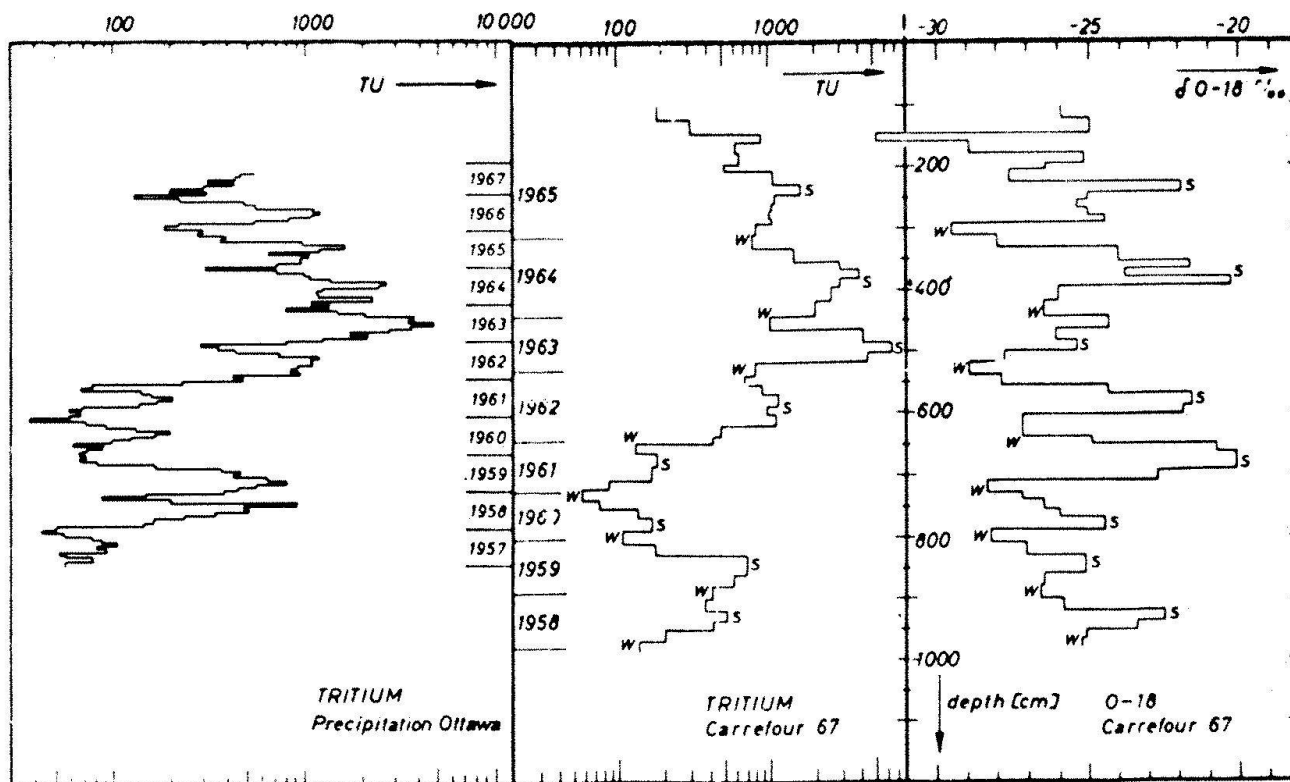


Abb. 3. Linker Abschnitt: Tritiumkonzentration im Niederschlag von Ottawa. Mitte und rechter Abschnitt: Tritium und  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil aus Carrefour/Grönland. Mit W und S sind die Winter-, resp. Sommerhorizonte gekennzeichnet (Quelle: Ambach und Dansgaard 1970).

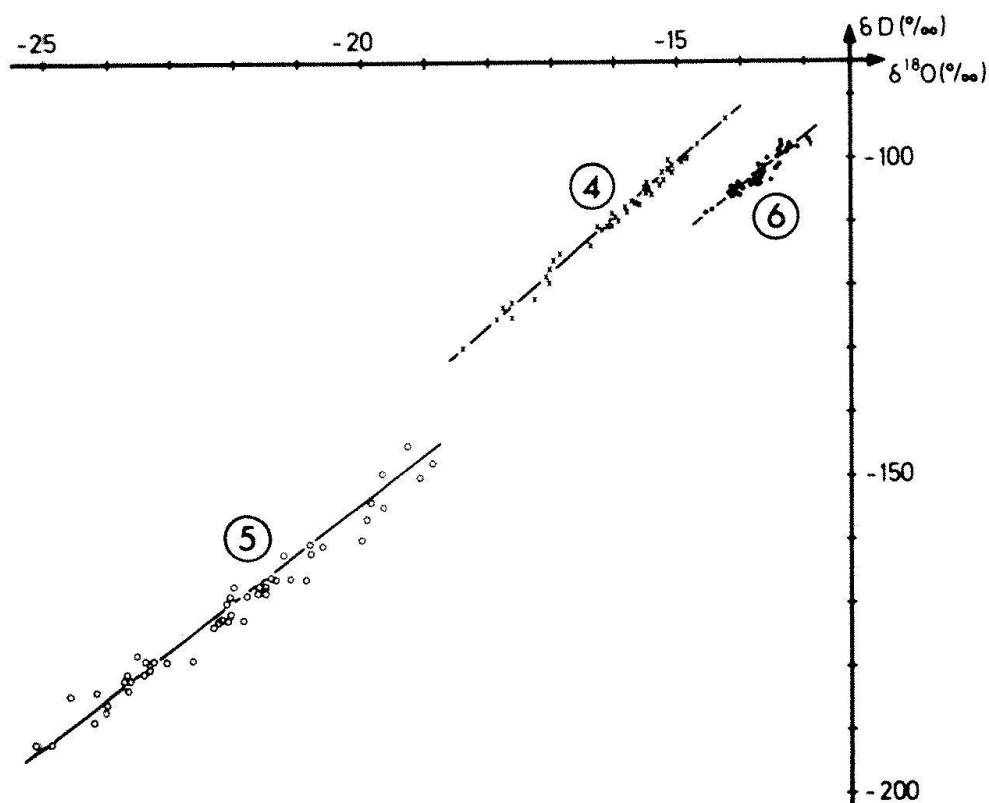


Abb. 4.  $\delta\text{D}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relationen räumlich verteilter Einzelproben von 3 Schneeniederschlägen (Quelle: Stichler und Herrmann 1978).



Abb. 5. Tritiumprofil Colle Gnifetti. Core 1976. Die Tritiumwerte sind auf 1976 bezogen. Die mittlere Akkumulation pro Jahr liegt zwischen 30 und 35 cm Wasseräquivalent.

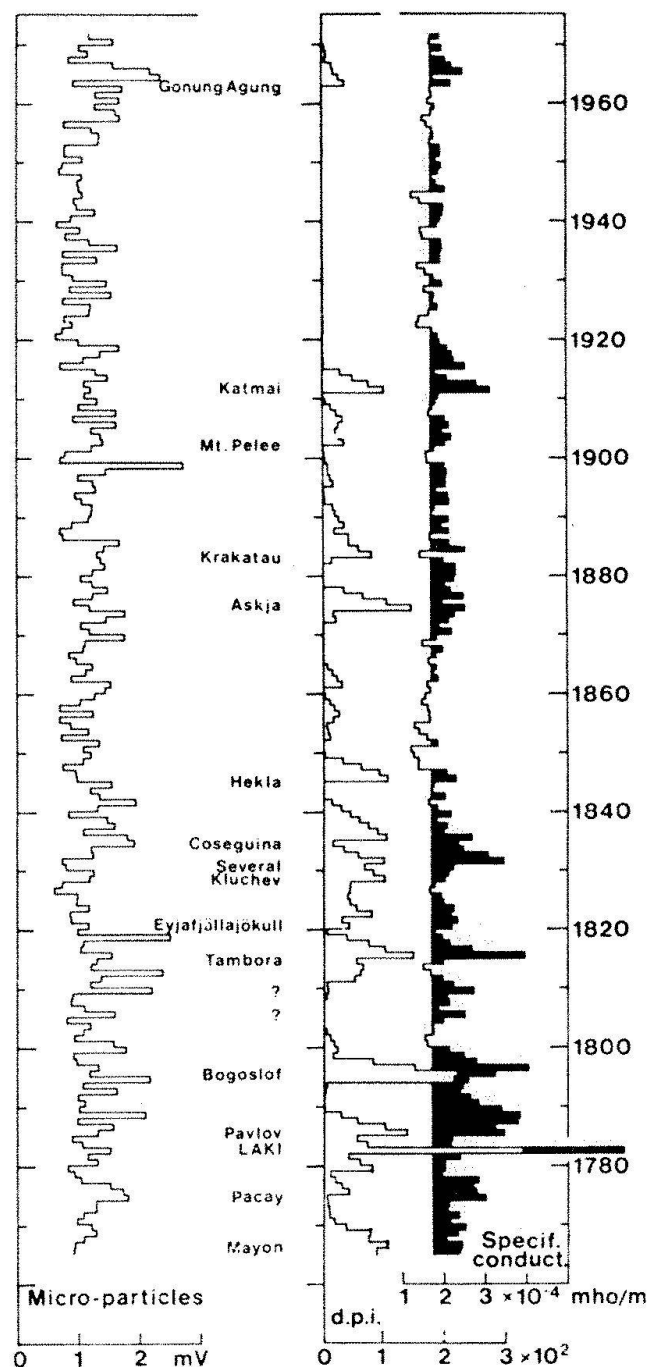
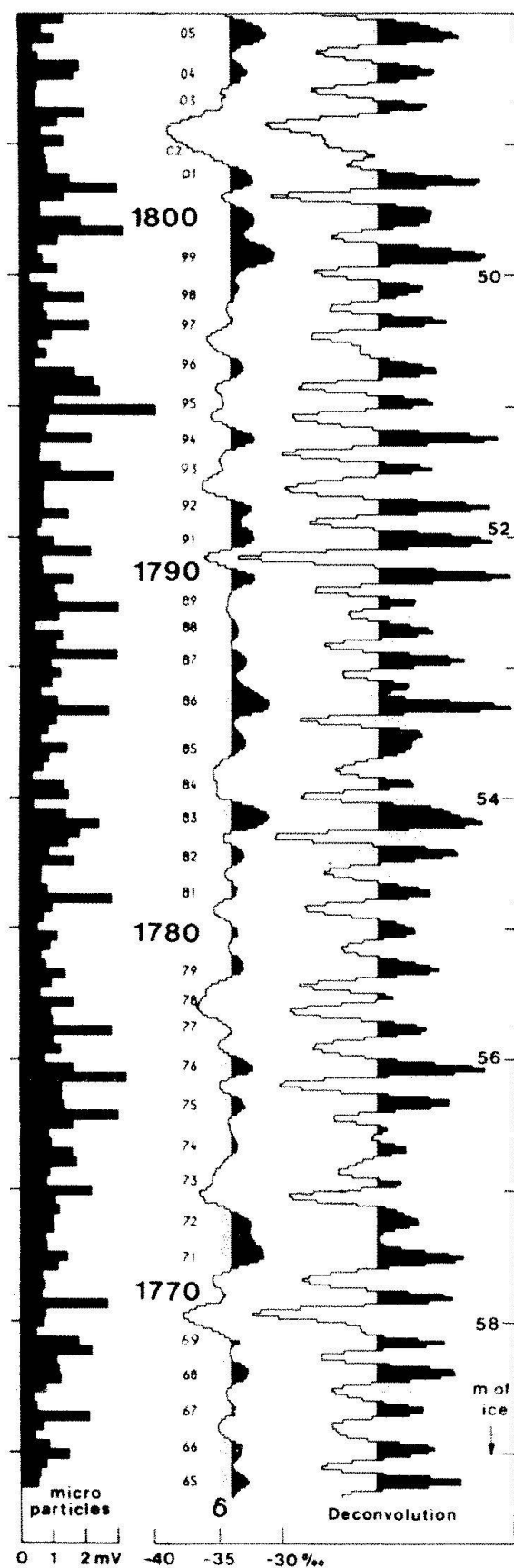


Abb. 6. Profile von Mikropartikeln und  $\delta^{18}\text{O}$  (a) bzw. von Mikropartikeln und Leitfähigkeit (b) von der Station Crete/Grönland (Quelle: Hammer et al. 1978).

gilt, wie Abbildung 6a (Hammer et al. 1978) zeigt, für die Mikropartikel, die in dieser Abbildung mit gemessenem  $\delta^{18}\text{O}$  verglichen werden. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind bei den Mikropartikeln wegen der kaum vorhandenen Diffusion viel weniger verwischt. Durch ein für die Diffusion korrigierendes Entfaltungungsverfahren können die ursprünglichen  $^{18}\text{O}$ -Schwankungen in gewissen Grenzen rekonstruiert werden (Profil rechts). Der Vergleich mit den Partikelgehalten gestattet es, im Zweifelsfall zu entscheiden, ob ein oder zwei  $^{18}\text{O}$ -Zyklen vorliegen.



Eine grosse Bedeutung für das Klimageschehen wird der Belastung der Atmosphäre mit Vulkanstaub zugemessen. C. Hammer (Hammer et al. 1978) verglich in der Zeitspanne 1870–1972 historische Angaben über Vulkanausbrüche mit Konzentrationen an Verunreinigungen in einem Eisbohrkern von der Station Crête in Grönland. In Abbildung 6b wird ein Index für vulkanische Verunreinigungen in hohen Breiten, hergeleitet aus dem Vulkanstaubproduktionsindex von Lamb (1970), verglichen mit der spezifischen Leitfähigkeit der geschmolzenen Proben und der Konzentration unlöslicher Mikropartikel. Überzeugend ist die Korrelation mit der spezifischen Leitfähigkeit, die wohl durch grosse Anteile von Schwefelverbindungen in Perioden starker vulkanischer Aktivität erhöht ist; die Mikropartikel zeigen kaum eine Korrelation.

Die unmittelbarste Information über die Geschichte unserer Atmosphäre liefern die Gase im Eis. In Gegenden, wo die Temperaturen weit unter 0 °C liegen, erfolgt die Bildung von Eis aus Schnee durch Sinterung (Stauffer 1980). Die eingeschlossene Luftmenge ist bestimmt durch Porenvolumen, Druck und Temperatur. Wäre das Porenvolumen streng konstant, entsprächen Messungen des Totalgasgehalts des Eises einer Druck-, resp. Temperaturmessung während des Firn-Eis-Übergangs. Messungen von Raynaud (Raynaud und Lorius 1977) ergaben, dass sich der Gasgehalt des Camp Century beim Übergang Eiszeit-Nacheiszeit von 0,102 cm<sup>3</sup>/g Eis auf 0,117 cm<sup>3</sup>/g Eis ändert. Falls dieser Sprung des Gasgehalts als ein Absinken des Akkumulationsgebietes interpretiert wird, und falls Temperaturkorrekturen vorgenommen werden und berücksichtigt wird, dass älteres Eis von höher gelegenen Akkumulationsgebieten stammt, ergibt sich eine Änderung um ca. 600 m.

Abbildung 7 aus Berner et al. 1978 zeigt, dass der Gasgehalt des Camp-Century-Eisbohrkerns einen jahreszeitlichen Gang, in Antikorrelation mit der geschätzten Kristallgrösse aufweist. Diese Zeitreihe weist darauf hin, dass das Konzept einer konstanten Porosität des Eises wohl kaum universelle Gültigkeit hat und dass neben Druck und Temperatur auch andere Parameter wesentlichen Einfluss auf den Gasgehalt von Eisbohrkernen haben. Darüber hinaus ist die Kenntnis

über den Einschlussmechanismus von Gas Komponenten in Schnee oder Eiskristallen beim Niederschlag noch sehr unvollständig: Während gelöste Gase in Wassertropfen sehr schnell mit der Gasphase austauschen, könnten wachsende Eiskristalle in irreversibler Weise alle an ihrer Oberfläche adsorbierten Gase einbauen (Junge 1977).

Besondere Bedeutung haben Gaskomponenten in der Datierung (<sup>39</sup>Ar, <sup>14</sup>C im CO<sub>2</sub>) erlangt. Darüber hinaus interessiert die Geschichte des CO<sub>2</sub> in steigendem Masse. Auf beides wird weiter unten näher eingegangen. Reaktive Gase wie SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> oder organische Dämpfe sind weitgehend an Aerosole gebunden und können unter anderem über die Entwicklung der durch die Industrialisierung verursachten Umweltbelastung Auskunft geben. Die Messungen von Ar-, O<sub>2</sub>-, N<sub>2</sub>-Verhältnissen liefern wertvolle Information über die Hydrologie von temperierten Gletschern (Berner et al. 1977). Aufgrund des Vergleichs von gemessenen und berechneten Gasgehalten konnte am Griesgletscher der mittlere Wasserfluss durch das intergranulare Kanalsystem auf 0,02–0,04 m Wasseräquivalent pro Jahr geschätzt werden. CH<sub>4</sub>-Gehalte (Ehhalt 1979) wie auch das <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Verhältnis wären weitere wertvolle biologische und geophysikalische Parameter. Messungen liegen bis heute leider nicht vor.

Die Datierung kann bei Bohrkernen aus kalten Akkumulationsgebieten aufgrund des Abzählens von Jahresschichten erfolgen ( $\delta^{18}\text{O}$ , eventuell gelöste Stoffe, klassische Stratigraphie). Bei Jahresniederschlägen von weniger als 20 cm Wasseräquivalent oder in grossen Tiefen müssen Modelle für die Diffusion der Information oder das Fliessverhalten des Eises die Datierung unterstützen. Ist die Akkumulation jedoch stark durch Windverfrachtung gestört, wie beispielsweise in den Alpen oder in Teilen der Antarktis, erfolgt die Datierung in erster Linie durch die Messung radioaktiver Isotope. Dasselbe gilt für Eis aus den Ablationszonen der Gletscher und der Eiskappen. Erschwerend bei temperierten Gletschern ist das Verschleppen von radioaktiven Bezugshorizonten durch perkolierendes Schmelzwasser (Schotterer et al. 1977). Als Datierungsbeispiele seien erwähnt: <sup>14</sup>C-Messungen an dem im Eis eingeschlossenen CO<sub>2</sub> ergaben im Tuto-Tunnel (Thule, Grönland) Alter zwischen

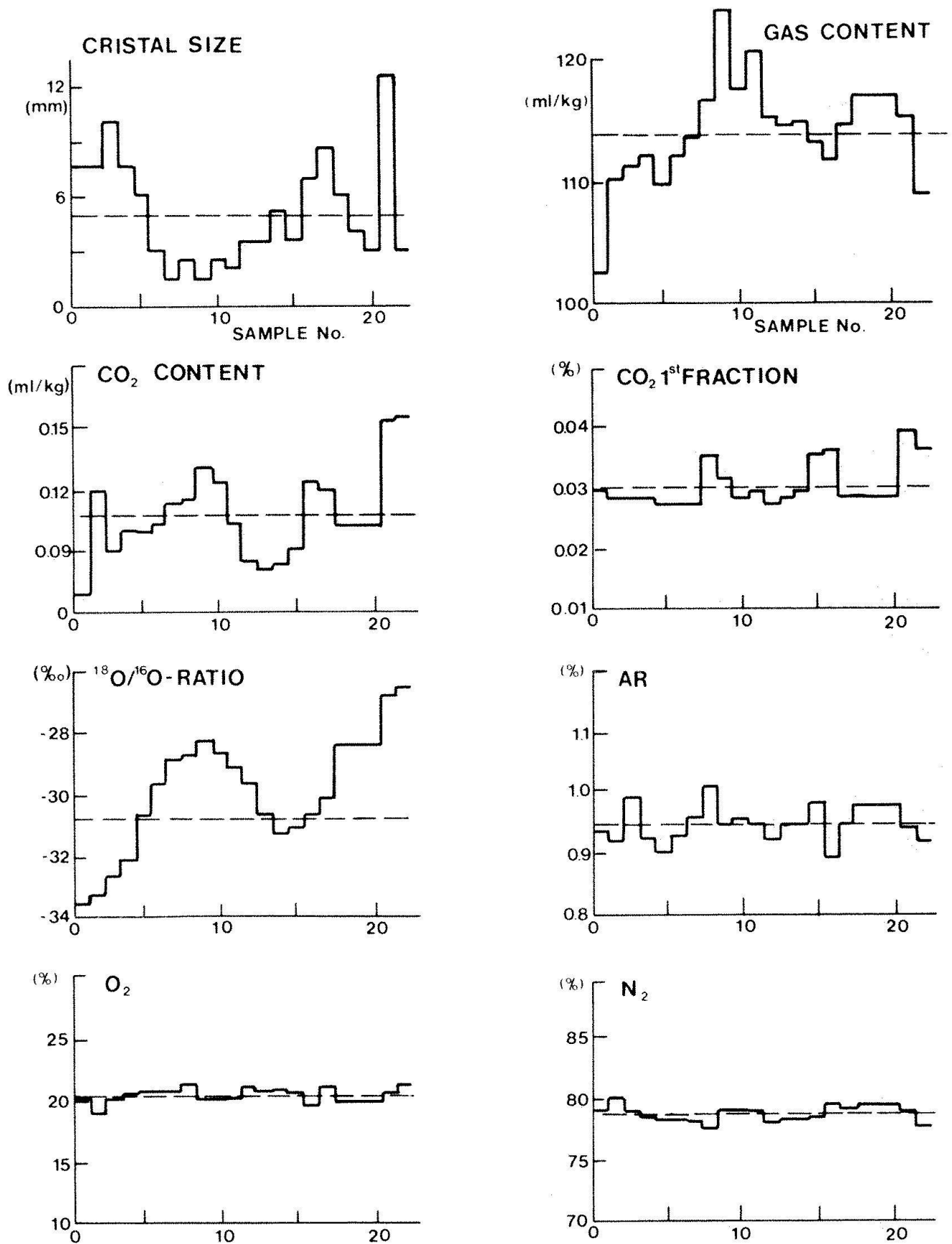


Abb. 7. Zeitreihen von physikalischen Eigenschaften, gemessen an einem Teilstück des Camp-Century-Bohrkernes zwischen 90,2 und 90,9 m Tiefe.

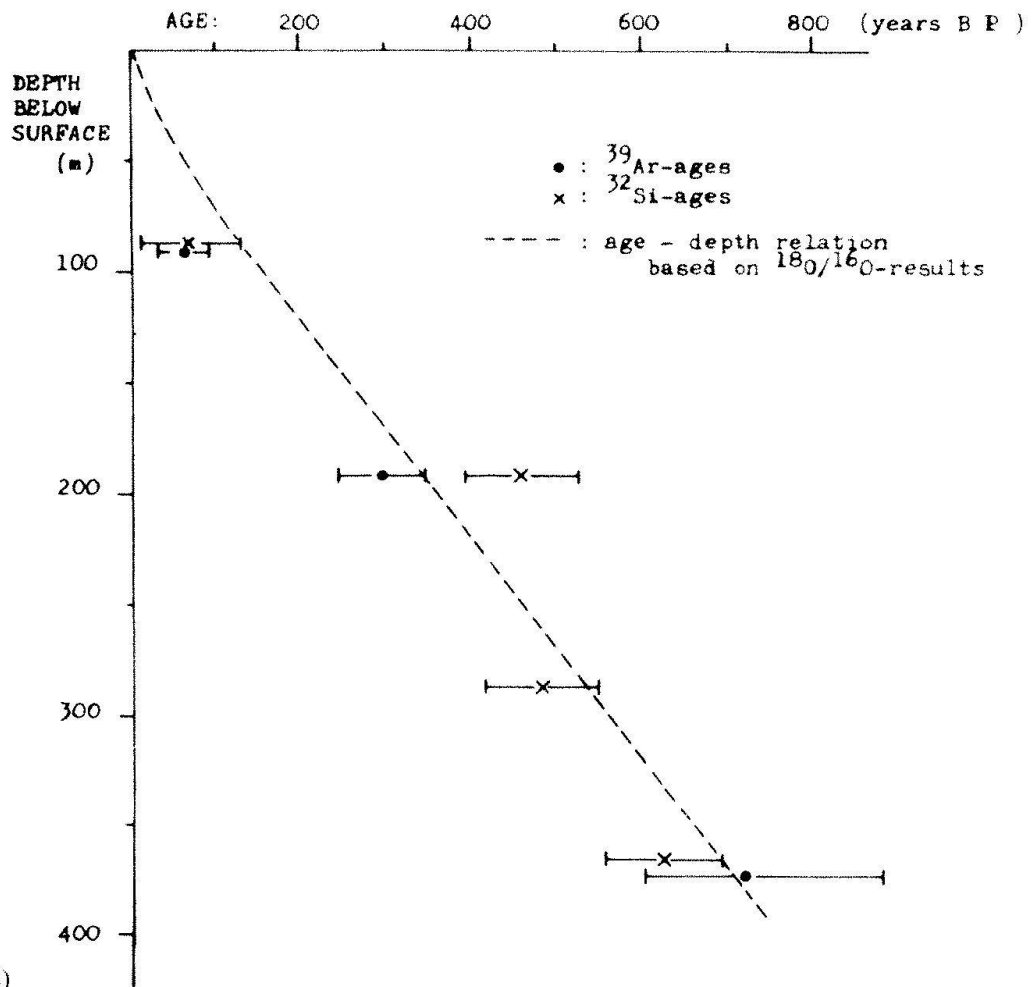


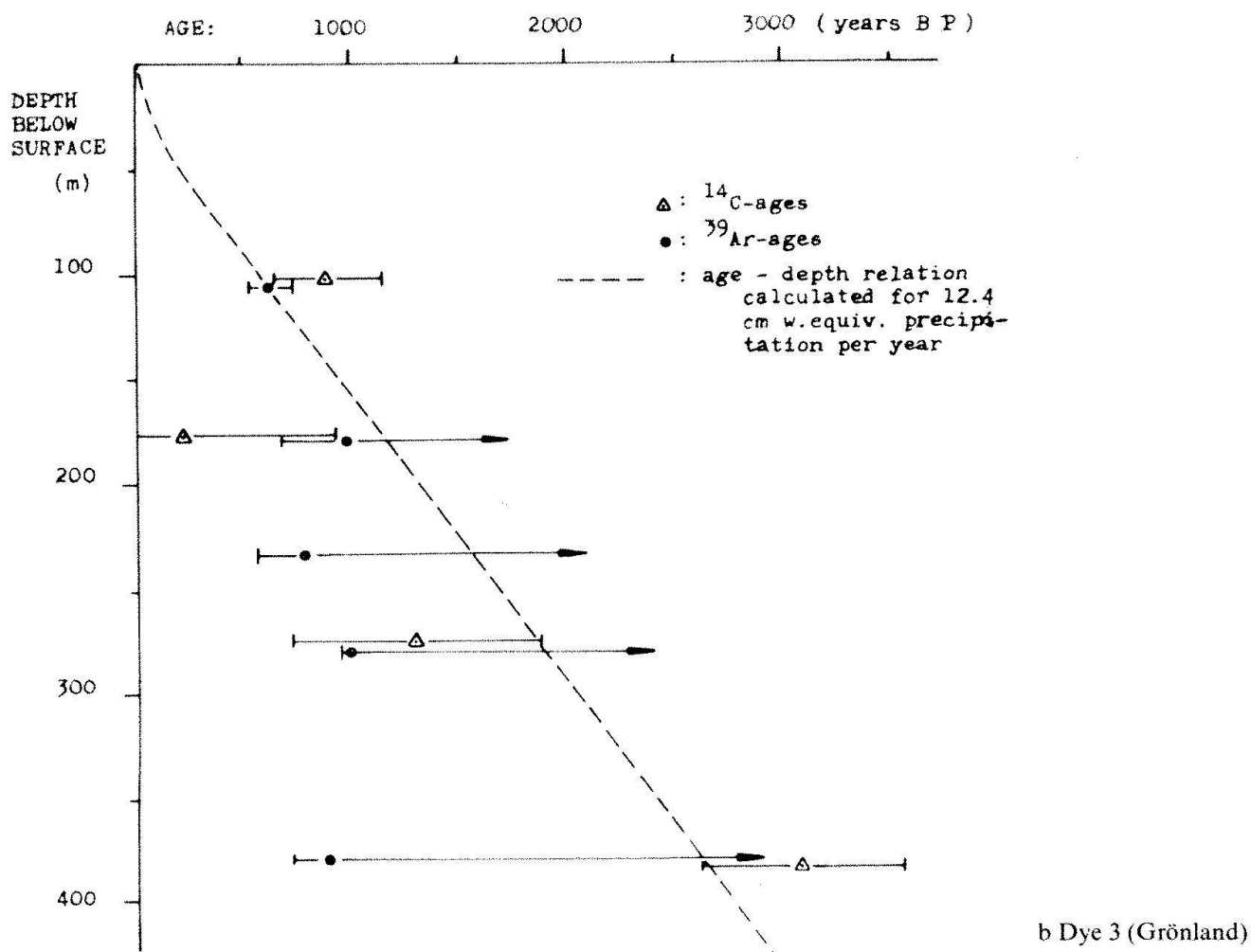
Abb. 8.  $^{39}\text{Ar}$ -Alter vom Eis, verglichen mit anderen Datierungsmethoden (Quelle: Oeschger et al. 1977b).

2700 und 6000 Jahren (Oeschger et al. 1966). Auf Byrd Station und ebenfalls in Grönland wurden mit der In-situ-Extraktionstechnik Argonproben entnommen. Um die von Loosli (1979) entwickelte  $^{39}\text{Ar}$ -Datierungsmethode zu überprüfen, werden in Abbildung 8 die  $^{39}\text{Ar}$ -Alter mit Zeitskalen verglichen, die aus anderen Datierungen genommen wurden. Die Übereinstimmung ist sehr befriedigend. Dass in 8b der  $^{39}\text{Ar}$ -Altersverlauf im Gegensatz zum  $\delta^{18}\text{O}$  nicht durch den Nullpunkt geht, erklärt sich dadurch, dass der endgültige Gaseinschluss (Firn-Eis-Übergang) in Dye 3 in einer Tiefe von etwa 70 m erfolgt. Erst in diesem Moment beginnt die radioaktive Uhr zu laufen. Bei etwa 1000 Jahren ist für  $^{39}\text{Ar}$  mit der heutigen Messtechnik die Nachweisgrenze erreicht. Der Grund, warum dieses Isotop der nuklearen Geophysik so lange nach dem  $^{14}\text{C}$  und dem  $^3\text{H}$  erschlossen wurde, ist in der geringen

spezifischen Aktivität von 0,1 Zerfällen pro Minute und Liter Argon und in den grossen Mengen Eis, resp. Wasser, aus denen das Argon für die Radioaktivitätsmessung abgetrennt werden muss, begründet. Einen Überblick über radioaktive Datierungsmethoden gibt die Tabelle 2.

### Neue analytische Methoden

Die ausgeprägte Wärmeschwankung Allerød am Ende der letzten Eiszeit wird im  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil vom Camp Century (Dansgaard et al. 1971) für Werte vermutet, die von den heutigen nicht stark abweichen. In einer neueren Publikation wird das Allerød in demselben Profil mit dem starken positiven  $\delta^{18}\text{O}$ -Aus Schlag (von  $^{18}\text{O} = -41$  auf  $-35$ ) identifiziert (Hammer et al. 1978). Derartige Unsicherheiten könnten durch präzise  $^{14}\text{C}$ -Messungen am Bohrkernmaterial beseitigt werden, wozu die methodischen Möglichkeiten leider nicht ausreichen. Für die Messung von  $^{14}\text{C}$  in  $\text{CO}_2$ ,  $^{39}\text{Ar}$  in Ar oder  $^{53}\text{Mn}$  in



Tab. 2. Radioaktive Isotope zur Datierung von kaltem Firn und Eis.

Isotop	Halbwertszeit Jahre	Produktion <i>natürlich:</i> durch kosm. Strahlung, <i>künstlich:</i> durch menschliche Tätigkeit	Datierbarer Altersbereich	wird angewandt	Information/besondere Eigenschaften
$^3\text{H}$	12,26	n, k	k bis 1953 n bis ~ 1890	ja selten	k: Wasserdampftransport, Hemisphären-austausch; jahreszeitl. Gang der Konzentration. n: Kurzfristige Produktionsschwankungen, Zusammenhang mit Sonnenaktivität (Sonnenflecken, Flares)
$^{90}\text{Sr}$	28,5	} k	bis 1953	ja	Aerosoltransport
$^{137}\text{Cs}$	30,1		~ 200 Jahre	ja	Luftmassentransport (kontinental-maritim)
$^{210}\text{Pb}$	22,3		~ 1200 Jahre	ja	Verhalten von Gasen im Firn
$^{39}\text{Ar}$	270		~ 1500 Jahre	ja	Mittelfristige Produktionsschwankungen - kosmische Strahlung
$^{32}\text{Si}$	290	n			Mittel- bis langfristige Produktionsschwankungen - kosm. Strahlung, Erdmagnetfeld
$^{14}\text{C}$	5730	n, k	500-20000 resp. 50000 (s. Seite 8)	ja	
$^{81}\text{Kr}^*$	$2,1 \times 10^5$	n	$5 \times 10^4 - 10^6$	nein	Langfristige Produktionsschwankungen - kosm. Strahlung, Erdmagnetfeld
$^{36}\text{Cl}^*$	$3,1 \times 10^5$	n		vereinzelt	
$^{10}\text{Be}^*$	$1,6 \times 10^6$	n	$5 \times 10^5$ -einige $10^6$	vereinzelt	Bei $^{53}\text{Mn}$ zusätzlich Identifikation von kosmischem Staub
$^{53}\text{Mn}^*$	$3,7 \times 10^6$	n	?	vereinzelt	

\*) Der datierbare Altersbereich hängt von der angewandten Messtechnik ab (s. Seite 8). Darüberhinaus sind Parallelmessungen von 2 verschiedenen Isotopen sinnvoll, da ein Isotop allein aufgrund seiner Produktionsschwankung schwer interpretierbare Resultate liefern kann.

kosmischem Staub beispielsweise wären Eis-  
mengen von mehreren Tonnen erforderlich.  
In den letzten Jahren wurden auf dem Ge-  
biet des Nachweises von Isotopen geringster  
Häufigkeit und von kleinsten Spuren von  
Elementen entscheidende Durchbrüche er-  
zielt. Am Lawrence Radiocarbon Laboratory  
(Muller 1977) in Berkeley und am Institute  
for Nuclear Structure in Rochester (Bennett  
et al. 1977) gelang es, eine sich auf Schwerio-  
nenbeschleuniger abstützende Massenspek-  
trometrie aufzubauen, die es gestattet, Isoto-  
penhäufigkeiten von  $10^{-16}$  nachzuweisen,  
verglichen z. B. mit  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C} \sim 10^{-12}$  in rezen-  
tem austauschendem Kohlenstoff. Dies be-  
deutet, dass die Messung von  $^{14}\text{C}$  nicht mehr  
über die Registrierung der radioaktiven Zer-  
fälle zu erfolgen hat. Infolge der langen  
Halbwertszeit wird bei  $^{14}\text{C}$ -Radioaktivitäts-  
messungen nur etwa jedes millionste in der  
Probe vorhandene  $^{14}\text{C}$ -Atom registriert. Bei  
der neuen Methode hofft man, Ausbeuten  
von einem Promille bis zu einigen Prozent zu  
erreichen. Diese Empfindlichkeitssteigerung  
bedeutet, dass für eine Messung nicht mehr  
das in mehreren Tonnen enthaltene  $\text{CO}_2$   
extrahiert werden muss, sondern dass schon  
wenige ml  $\text{CO}_2$  genügen, wie sie in ca. 30 kg  
Eis enthalten sind. Neben  $^{14}\text{C}$  werden aber  
auch Messungen anderer Produkte der kos-  
mischen Strahlung, wie  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{32}\text{Si}$  und  
 $^{36}\text{Cl}$  an Proben von der Grössenordnung  
30 kg Eis ermöglicht. Auf die Bedeutung  
derartiger Analysen wird später eingegan-  
gen. Als vielleicht empfindlichste und ein-  
fachste Methode,  $^{14}\text{C}$  in kleinen Proben  
nachzuweisen, entwickelt sich möglicherwei-  
se die Resonanzionisation im Proportional-  
zählrohr. Dabei werden durch 2 Photonen  
geeigneter Wellenlänge isotopenspezifisch  
diejenigen Moleküle angeregt, die  $^{14}\text{C}$  en-  
thalten. Darüber hinaus ermöglicht Laser-  
I.R.-Absorptionsspektroskopie (Lehmann  
1979) schon heute  $\text{CO}_2$ -Messungen an Pro-  
ben von 1 cm<sup>3</sup> Eis. Grundsätzlich besitzt  
man heute genügend empfindliche Metho-  
den, um an kleinsten Mengen Luft – wie sie  
etwa in einer Gasblase im Eis enthalten ist –  
 $\text{CO}_2$  zu messen. Ausserdem ist die Methode,  
die in Bern entwickelt wird, isotopenselektiv,  
ergibt jedoch noch nicht die gewünschte  
Präzision (0,1‰ für  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  und  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  an  
 $\text{CO}_2$ , resp. 0,1‰ für  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  und 1‰ für  $^2\text{H}/$   
 $^1\text{H}$  an Wasserdampf).

### **Lässt sich die $\text{CO}_2$ -Geschichte der Atmosphäre durch $\text{CO}_2$ -Messungen an Eisbohrkernen rekonstruieren?**

Messungen des  $\text{CO}_2$ -Gehalts der Atmosphä-  
re, die an mehreren Orten der Erdoberfläche  
durchgeführt wurden, ergeben für die letzten  
20 Jahre einen Anstieg von ca. 6%, verglichen  
mit einer Produktion von  $\text{CO}_2$  als Folge der  
Fossilenergienutzung, die in dieser Periode  
etwa 10% der atmosphärischen Konzentra-  
tion ausmacht. Unsicherheit herrscht bezüg-  
lich der vorindustriellen  $\text{CO}_2$ -Konzentration,  
da systematische Messreihen von Orten ohne  
starke Lokaleffekte erst seit 1958 vorliegen.  
Die uneingeschränkte Nutzung der Reserven  
an Erdgas, Erdöl und Kohle könnte schon  
vor der Mitte des nächsten Jahrhunderts zu  
einer Verdoppelung des atmosphärischen  
 $\text{CO}_2$ -Gehalts mit signifikanten klimatischen  
Veränderungen führen (Siegenthaler und  
Oeschger 1978). In diesem Zusammenhang  
stellen sich die Fragen, wie gross der vorin-  
dustrielle  $\text{CO}_2$ -Gehalt war und ob sich in der  
Vergangenheit erhebliche natürliche  
Schwankungen zeigten, dies evtl. im Zusam-  
menhang mit klimatischen Veränderungen.  
Immer wieder haben Forscher versucht, die  
Geschichte des atmosphärischen  $\text{CO}_2$  auf-  
grund der Analyse von Eisbohrkernen zu  
rekonstruieren (Scholander et al. 1961).  
Wohl gibt es indirekte Methoden (bei Verän-  
derung der totalen Biomasse ändert sich das  
 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis im atmosphärischen  
 $\text{CO}_2$ ), aber die direkte Messung der Ge-  
schichte des  $\text{CO}_2/\text{N}_2$ -Verhältnisses ist nur an  
einem System möglich, das Proben aus die-  
sen beiden Atmosphärenkomponenten ent-  
nimmt und in zeitlicher Abfolge speichert.  
Bisherige Messungen der  $\text{CO}_2$ -Konzentra-  
tion in Eis zeigen starke Variationen (Fakto-  
ren 2 bis 5). Die  $\text{CO}_2/\text{N}_2$ -Verhältnisse sind in  
der Regel bis zu einem Faktor 10 höher als  
in der Luft heutiger Zusammensetzung. Es  
scheint, als ob Mechanismen bei der Nieder-  
schlagsbildung und der Metamorphose von  
Schnee zu Eis die beiden Atmosphärenkom-  
ponenten unterschiedlich beeinflussen und  
mögliche natürliche Schwankungen völlig  
maskieren. In Anbetracht der Bedeutung, die  
die Fragestellung im Zusammenhang mit  
dem Problem des fossilen  $\text{CO}_2$  erhält, ist es  
angebracht, sie neu aufzugreifen. Hoffnung  
versprechen detaillierte Analysen und der



Vergleich mit andern Parametern. Selbst wenn die Rekonstruktion der  $\text{CO}_2$ -Geschichte nur in beschränktem Mass gelingt, sind von  $\text{CO}_2$ -Profilen wichtige Informationen über Prozesse bei der Niederschlagsbildung und der Entstehung von Eis zu erwarten.

Im Eis der Gletscher und Polarkappen sind zweierlei Arten von  $\text{CO}_2$ -Proben enthalten (Abb. 7). Einerseits findet sich  $\text{CO}_2$  schon in Schneeflocken, und zwar im Mittel in Konzentrationen von 0,05 ml/kg, die wesentlich unter denjenigen liegen, die man für Lösung in unterkühltem Wasser bei  $\text{CO}_2$ -Drucken in Wolkenhöhe berechnet. Der Einschluss von  $\text{CO}_2$  erfolgt zusammen mit Luft beim Übergang Firn-Eis.

$\text{CO}_2$ -Messungen, die zusammen mit andern Parametern an einem etwa 2 Jahre umfassenden Eisbohrkernstück von Camp Century, Grönland, durchgeführt wurden, ergaben für den  $\text{CO}_2$ -Totalgehalt starke jahreszeitliche Schwankungen, die wohl nur zu einem geringen Teil als saisonale Schwankungen des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes erklärt werden können (Abb. 7). Ausschlaggebend ist wahrscheinlich die saisonal bedingte unterschiedliche Gewichtung der Mechanismen bei der Bildung der Schneeflocken (Gefrieren unterkühlter Wassertröpfchen, bzw. das Wachsen der Kristalle durch direkte Anlagerung der Wassermoleküle). Messungen der ersten während des Schmelzvorganges abgepumpten Gasfraktionen geben weitgehend die Gaszusammensetzung der Blasen wieder und zeigen deutlich geringere  $\text{CO}_2$ -Schwankungen. Die niedrigsten Werte der  $\text{CO}_2$ -Konzentration liegen bei 270 bis 300 ppm, also nahe bei der mutmasslichen vorindustriellen Konzentration. Messungen an Gasproben, die durch Zertrümmerung, ohne Schmelzen des Bohrkernstücks, erhalten wurden, bestätigen die Interpretation der ersten Gasfraktion als repräsentativ für die Zusammensetzung der in den Blasen enthaltenen Gase. Es ist geplant, derartige Messungen systematisch an Bohrkernen aus den Alpen und aus Grönland durchzuführen. Es sind kaum direkte Antworten zu erwarten; die Interpretation hat die physikalischen Prozesse, die sich bei der Schnee- und Eiseisbildung, der Metamorphose von Schnee zu Eis, wie auch nach Eiseisbildung abspielen, zu berücksichtigen (Stauffer und Berner 1978).

Inzwischen wurden am Physikalischen Insti-

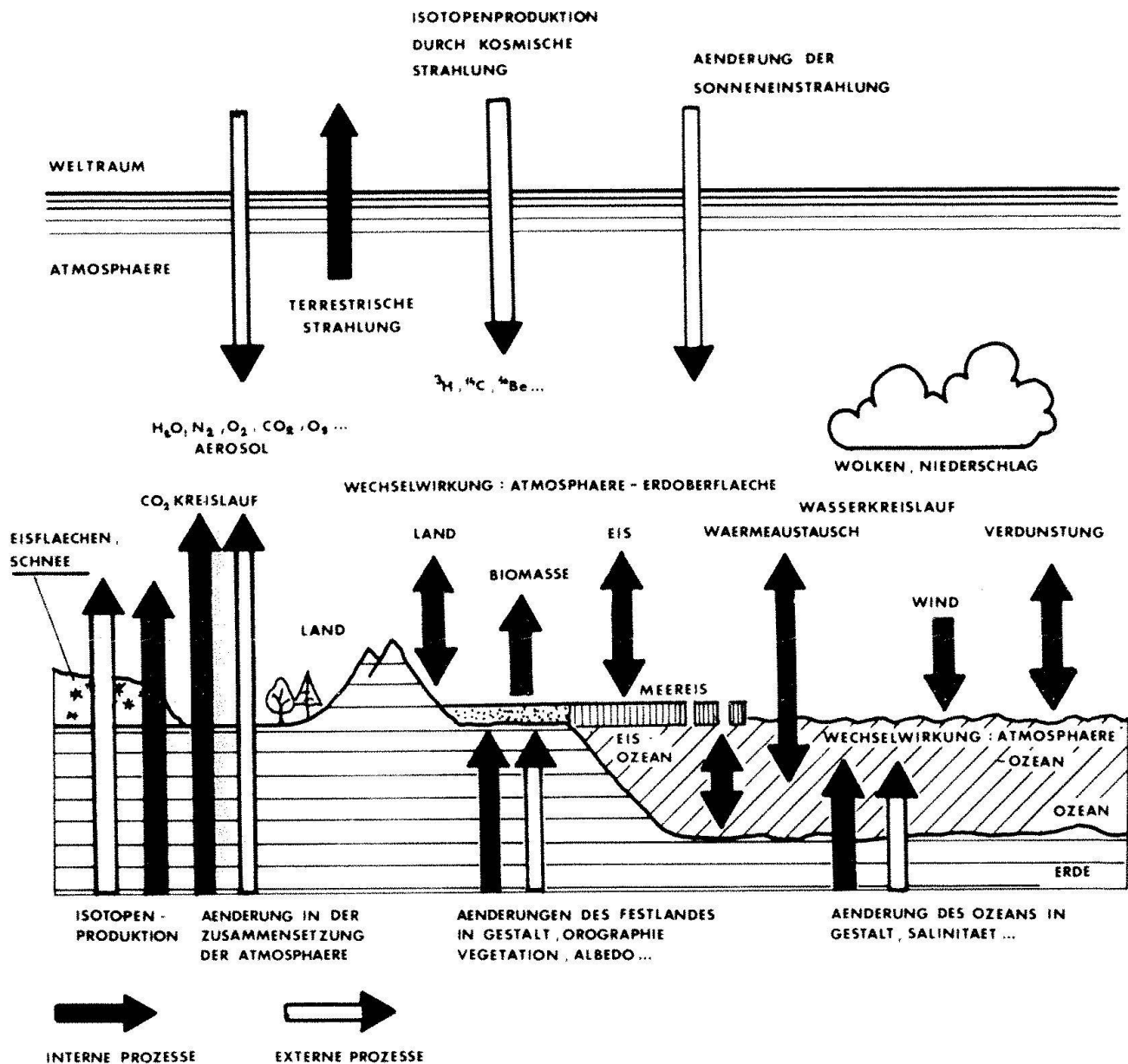
tut der Universität Bern weitere  $\text{CO}_2$ -Messungen an Eis vom Camp-Century-Kern durchgeführt. Erste Resultate lassen darauf schliessen, dass der totale  $\text{CO}_2$ -Gehalt in dem Abschnitt, der die letzte Eiszeit überstreicht, etwa einen Faktor 1,5 niedriger ist als in dem bis zur Gegenwart reichenden (Berner et al., in Vorbereitung). Dieses wichtige Ergebnis wurde durch Messungen am Byrd-Station-Bohrkern weitgehend bestätigt.

### Interpretation der Resultate

Nach der bisherigen Darstellung gewinnt man sicher den Eindruck, dass aufgrund der grossen Anzahl unterschiedlichster Resultate die Entzifferung der Information aus dem Eis noch wenig systematisch ist. Dieser Eindruck täuscht nicht; er ist auch nicht auf die Analyse von Eisbohrkernen beschränkt. Die wissenschaftlichen Einzeldisziplinen sind «grenzüberschreitend» geworden: Physikalische Messungen werden beispielsweise in ein geochemisches Transportmodell eingebaut und mit historischen Aufzeichnungen verglichen. Messung und Interpretation sind ausserdem in einem hohen Mass international geworden.

Wir stehen heute vor der Frage, ob sich natürliche und/oder anthropogene Klimaänderungen einstellen werden; Klimaänderungen, die für Teile der Menschheit schwerwiegende Folgen haben könnten. Es ist sicher die Aufgabe der Wissenschaft, für die Beurteilung dieser Fragen rechtzeitig optimale Modelle zur Verfügung zu stellen. Eine Analyse von Eisbohrkernen sollte modellsensitive Parameter erfassen, die eine möglichst objektive Überprüfung dieser Modelle erlauben. Die Fähigkeit dieser Modelle, das Verhalten der im Eis als Abdruck des Umweltgeschehens gespeicherter Parameter zu simulieren, ist so eine wichtige Voraussetzung zur Erfassung des Geschehens im System Atmosphäre-Biosphäre-Ozean.

Dieses System ist in Abb. 9 schematisch dargestellt. Es enthält Hinweise auf die durch die Natur vorgenommenen Markierungen, die, im Eis aufgezeichnet, Information über den zeitlichen Ablauf von Umweltvorgängen liefern. Im Vordergrund stehen die Markierungen des Wasserkreislaufs und des  $\text{CO}_2$ -Kreislaufs durch die Isotopenverhältnisse.



Weiter interessieren die atmosphärische Zusammensetzung bezüglich Spurengasen, wasserlöslichen und -unlöslichen chemischen Stoffen.

Die Strategie der Interpretation der Information muss aus der Konfrontation mit physikalischen Modellen des Umweltgeschehens hervorgehen. Dazu eignet sich ein Ansatz für Klimamodelle 1. Ordnung (Budyko 1969, Sellers 1973). In Tabelle 3 ist ein solcher Ansatz formuliert, auch wird dort die Bedeutung der einzelnen Terme diskutiert. Die Information im Eis liefert Auskunft über die folgenden Modellgrößen:

Temperatur ( $T(x)$ )

Die Temperaturgeschichte der Eiskappen ist

Abb. 9. Schematische Darstellung des Systems Atmosphäre-Biosphäre-Ozean. Die Pfeile charakterisieren Umweltvorgänge, die – durch die Natur markiert – das Klima der Erde beeinflussen können. Externe Prozesse werden zum Teil durch den Menschen verursacht.

im  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis indirekt erfasst, wobei bei der Auswertung mögliche Veränderungen des  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses im Wasser der Ozeanoberflächenschicht, der Zirkulationssysteme und der Höhe der polaren Eisschilde mitberücksichtigt werden müssen.

Solarkonstante  $Q$

Die Radioisotopenproduktion in der Atmosphäre wird durch die Sonnenaktivität moduliert. Schwankungen beispielsweise der

Tab. 3. Ansatz für Klimamodelle 1. Ordnung. Energiebilanz.

$C \cdot \frac{\partial T}{\partial t}(x)$	$= \frac{Q}{4} Z(x) \cdot [1 - A(x)]$	$- [A_R(\tau_g) + B_R(\tau_g) T(x)]$	$+ D_F(x) + D_L(x) + D_{oc}(x)$
Zeitliche Änderung des Wärmehalts eines Breitengürtels	Einstrahlung von kurzwelligem Sonnenlicht	I.R.-Abstrahlung von Oberfläche des Breitengürtels	Zu- und Abfuhr von Wärme durch Luft und Ozean
C = Wärmekapazität einer Luftsäule der obersten Erd- und Wasserschicht (hängt von betrachtet. Zeitkonstanten ab)	Q = Solarkonstante	$A_R(\tau_g) =$ I.R.-Abstrahlung bei 0°C	Mechanismen sind:
T(t) = Temperatur des Breitengürtels	Z(x) = Zenitwinkelfaktor	$B_R(\tau_g) T(x) =$ temperaturabhängiger Anteil	D <sub>F</sub> : Fühlbare Wärme (Luftmassen)
x = sin θ	A(x) = Albedo	A <sub>R</sub> , B <sub>R</sub> sind Funktionen der Durchlässigkeit τ <sub>g</sub> der Atmosphäre für I.R.-Strahlung	D <sub>L</sub> : Latente Wärme (H <sub>2</sub> O-Dampf)
θ = geographische Breite			D <sub>oc</sub> : Wärmetransport durch Ozeanströmungen

Gehalte an <sup>10</sup>Be und <sup>14</sup>C reflektieren somit Schwankungen der Sonnenaktivität. Es stellt sich die Frage, ob letztere auch mit Schwankungen der Sonneneinstrahlung verknüpft sind (Eddy 1977).

#### Albedo (1-a(x))

Sie ist abhängig von der Eisbedeckung der Ozeane, der Oberflächenbedeckung der Kontinente (Bewachsung, Schnee- bzw. Eisbedeckung), der Wolkenbedeckung und dem Partikelgehalt der Atmosphäre (z. B. Vulkanausbrüche). Weiter oben wurde auf die Geschichte der Vulkanausbrüche als typische Information in Eisbohrkernen hingewiesen. Wichtig für den Bruchteil der Sonnenenergie, der die Erdoberfläche erreichen kann, ist sodann der O<sub>3</sub>-Gehalt der Atmosphäre, der indirekt durch die Sonnenaktivität (über O<sub>3</sub>-zerstörendes NO), wie auch direkt über den Ionisationsgrad der hohen Stratosphäre beeinflusst wird (Roedel, in Vorbereitung).

#### Durchlässigkeit der Atmosphäre für Infrarotabstrahlung

Die von der Erdoberfläche emittierte Wärmestrahlung wird in bestimmten Wellenlängenbereichen von atmosphärischen Komponenten, wie Wasserdampf, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, absorbiert. Der H<sub>2</sub>O-Gehalt der Atmosphäre hängt mit der Temperaturgeschichte zusammen. Schwankungen des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre mögen sich auf die Strahlungsbilanz der Erde ausgewirkt haben.

Atmosphärischer Wärmetransport (D<sub>F</sub>, D<sub>L</sub>)  
Information über die Herkunft von Luftmassen liefern unter anderem Aerosolmessungen an Eisbohrkernen, wobei Luft kontinentalen

Ursprungs durch das Leitelement Aluminium, maritime Luft durch Salzkerne charakterisiert ist. Saharastaub (Haeberli 1977) oder Pollen (Vareschi 1942, Bortenschlager 1967) sind ähnliche Informationsträger. Der Transport latenter Wärme ist beispielsweise durch die Bestimmung von Akkumulationsraten in den Polargebieten gegeben. Darüber hinaus weisen anormale <sup>2</sup>H/<sup>18</sup>O-Verhältnisse auf kinetische Effekte bei rascher Verdunstung hin.

#### Ausblick: Das <sup>10</sup>Be-<sup>14</sup>C-Experiment

Es ist eines der grossen wissenschaftlichen Ziele unserer Zeit, das Umwelt- und Klimageschehen soweit wie möglich zu verstehen. Der Erfolg wird wesentlich davon abhängen, ob es in absehbarer Zeit gelingt, Modellrechnungen, denen physikalische Gleichungen zugrunde liegen, mit Messreihen von Klimaparametern sinnvoll zu verknüpfen. Die Vertrauenswürdigkeit solcher Modelle hängt davon ab, inwieweit sie in der Lage sind, neben dem gegenwärtigen Klima vergangene Klimasituationen zu beschreiben. Durch die skizzierten Fortschritte in der Messtechnik sollte es in naher Zukunft gelingen, kontinuierliche <sup>10</sup>Be- und <sup>14</sup>C-Profile an Eisbohrkernen zu messen. <sup>10</sup>Be und <sup>14</sup>C werden in der Atmosphäre durch die kosmische Strahlung produziert. <sup>10</sup>Be lagert an Partikeln an und wird Monate bis wenige Jahre nach seiner Produktion mit den Niederschlägen im Eis deponiert. Wegen der geringen Aufenthaltssdauer in der Atmosphäre sollten vermutete Schwankungen der <sup>10</sup>Be-Produktion ersichtlich sein. Sie werden für den 11-Jah-

res-Zyklus der Sonne und die dazugehörige Modulation der galaktischen kosmischen Strahlung auf etwa einen Faktor 1,5, für die Modulation des 11-Jahres-Zyklus (z.B. Maunder-Minimum) auf etwa einen Faktor 1,2 geschätzt. Das in der Atmosphäre produzierte  $^{14}\text{C}$  andererseits verbrennt zu  $^{14}\text{CO}_2$  und durchmischt sich mit dem übrigen  $\text{CO}_2$  der Atmosphäre, der Biosphäre und des Ozeans. Wegen dieses Durchmischungsprozesses und der langen Halbwertszeit sind  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen im  $\text{CO}_2$  der Atmosphäre stark gedämpft: Der 11-Jahres-Zyklus besitzt nur noch eine geschätzte Amplitude von  $< \sim 3\%$ , die sekulären Schwankungen manifestieren sich – messbar in Baumringproben – mit Amplituden von etwa bis zu 2–3%.

Diese Schwankungen lassen sich in Baumringen wohl bis etwa 8000 Jahre vor heute rekonstruieren (Suess 1965), doch fehlt die Information über die Ereignisse während so wichtiger Phasen klimatischer Veränderungen wie beim Übergang Eiszeit–Nacheiszeit. Mit der neuen Methode liessen sich  $^{10}\text{Be}$ -Messungen über vielleicht 100 Jahrtausende,  $^{14}\text{C}$ -Messungen über 50 Jahrtausende an Eisbohrkernen durchführen. Die Dämpfung der  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen im atmosphärischen  $\text{CO}_2$  lässt sich mittels Modellen des  $\text{CO}_2$ -Austausches im System Atmosphäre–Biosphäre–Ozean berechnen und damit die Antwort des Systems auf einen  $^{14}\text{C}$ -Impuls formulieren: Die Funktion  $R(\tau)$  gebe an, wie ein  $^{14}\text{C}$ -Puls, der in die Atmosphäre injiziert wird, im Laufe der Zeit  $\tau$  infolge Durchmischung und radioaktiven Zerfalls abklingt. Die Funktion  $R(\tau)$  gestattet es,  $^{14}\text{C}$ -Produktionsschwankungen  $\{P(t)\}$ , wie sie durch die  $^{10}\text{Be}$ -Schwankungen in Eisprofilen reflektiert werden, mit den  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen  $\{^{14}\text{C}/C(t)\}$  im  $\text{CO}_2$  verknüpfen. Es ist

$$^{14}\text{C}/C(t) = \int_0^{\infty} P(t-\tau) R(\tau) d\tau$$

- $^{14}\text{C}/C(t)$  wird durch Messungen an Baumringen und Eisbohrkernen bestimmt.
- Die Produktionsschwankungen radioaktiver Isotope in der Atmosphäre  $P(t)$  werden aufgrund von  $^{10}\text{Be}$ -Analysen an Eisbohrkernen ermittelt.
- Der Vergleich von  $^{14}\text{C}/C(t)$  und  $P(t)$  gestattet die Kontrolle, ob die heutige Vorstellung der Dynamik des  $\text{CO}_2$ -Kreislaufs zu-

trifft und ob sich in früheren klimatischen Epochen Änderungen einstellten.

Das Studium von  $^{10}\text{Be}$  und  $^{14}\text{C}$  an Eisbohrkernen wird somit die Information über die Geschichte der Sonnenaktivität, des Erdmagnetismus und der Dynamik des  $\text{CO}_2$ -Zyklus liefern, wesentlicher Parameter also, die das Klima unserer Erde bestimmen.

## Literatur

- Ambach, W. and Dansgaard, W. 1970: Fallout and climate studies on firn cores from Carrefour, Greenland. *EPSL*, Vol. 8, 311–316.
- Bennett, C.L., Beukens, R.P., Clover, M.R., Gove, H.E., Liebert, R.B., Litherland, A.E., Purser, K.H. und Sondheim, W.E. 1977: Radiocarbon Dating Using Electrostatic Accelerators: Negative ions provide the key. *Science* Vol. 198, 508–510.
- Berner, W., Stauffer, B., und Oeschger, H. 1977: Dynamic glacier flow model and the production of internal meltwater. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd. 13, H. 1/2, 209–217.
- Berner, W., Stauffer, B., und Oeschger, H. 1978: Past atmospheric composition and climate, gas parameters measured on ice cores. *Nature* Vol. 275, No. 5683, 53–55.
- Bortenschlager, S. 1967: Pollenanalytische Ergebnisse einer Firnprofiluntersuchung am Kesselwandferner (3240 m, Ötztal, Tirol). Mit einem Anhang «Glaziologische Interpretation des Pollenprofils Kesselwandferner» von L. Ambach und H. Eisner. *Grana Palynologica* 7:1, 261–276.
- Bucher, P., 1977: Verschiedene Aspekte des Gasgehalts von Gletschereis. Dissertation Universität Bern.
- Budyko, M.I. 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, Vol. 21, 611–613.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. and Langway, C.C. 1971: Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Karl K. Turekian, Ed., Yale University, 1971, 37–56.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.D., Clausen, H.B., und Gundestrup, N. 1973: Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland* Bd. 197, Nr. 2.
- Eddy, J.A. 1977: Climate and the changing sun. *Climatic Change* Vol. 1, 173–190.
- Ehhalt, D.H. 1979: Der atmosphärische Kreislauf von Methan. *Naturwissenschaften*, 66. Jahrgang Heft 6, 307–311.
- Haeberli, W. 1976: Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. XI, Heft 2, 203–220.
- Haeberli, W. 1977: Sahara dust in the Alps – a short review. Appendix B in Oeschger et al. 1977 a, 206–208.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J., und Reeh, N. 1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust. *Journal of Glaciology* Vol. 20, No. 82, 3–26.



- Herron, M.M. und Langway Jr., C.C. 1978: Dating of Ross Ice Shelf cores by chemical analysis. Paper presented at the Symposium on the dynamics of large ice masses, Ottawa, Canada, 21-25 August 1978.
- Junge, C.E. 1977: Processes responsible for the trace content in precipitation. Proc. Intern. Symposium on Isotopes and Impurities in snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 63-77.
- Lamb, H.H. 1970: Volcanic dust in the atmosphere. With a chronology and assessment of its meteorological significance. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A, Vol. 266, No. 1178, 425-533.
- Langway, C.C. 1970: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. The Geological Society of America, Special Paper 125.
- Lehmann, B. 1979: Laser in der Geophysik. Dissertation Universität Bern.
- Loosli, H.H. 1979: Eine Altersbestimmungsmethode mit Argon-39. Habilitationsschrift Universität Bern.
- Muller, R.A. 1977: Radioisotope dating with a cyclotron. Science Vol. 196, 489-494.
- Oeschger, H., Alder, B., Loosli, H., Langway, C.C. and Renaud, A. 1966: Radiocarbon Dating of Ice. EPSL, Vol. 1, No. 2, 49-54.
- Oeschger, H., Schotterer, U., Stauffer, B., Haeberli, W., und Röthlisberger, H. 1977a: First results from alpine core drilling projects. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Bd. 13, H1/2, 193-208.
- Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., und Möll, M. 1976: Extraction of trace components from large quantities of ice in bore holes. Journal of Glaciology, Vol. 17, No. 75, 117-128.
- Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., und Loosli, H.H. 1977b: Extraction of gases and dissolved and particulate matter from ice in deep boreholes. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 307-311.
- Paterson, W.S.B., Koerner, R.M., Fischer, D., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Bucher, P., und Oeschger, H. 1977: An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island ice cap, Arctic Canada. Nature Vol. 266, No. 5602, 508-511.
- Raynaud, D. und Lorius, C. 1977: Total gas content in polar ice: rheological and climatic implications. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 326-335.
- Scholander, P.F., Hemmingsen, J.A., Coachman, L.K. und Nut, D.C. 1961: Composition of gas bubbles in Greenland icebergs. Journal of Glaciology Vol. 3, No. 24, 813-822.
- Schotterer, U., Finkel, R., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Wahlen, M., Bart, G., Gäggeler, H., und von Gunten, H.R. 1977: Isotope measurements on firn and ice cores from Alpine glaciers. Proc. Intern. Symp. on Isotopes and Impurities in Snow and Ice, Grenoble 1975, IAHS Publ. No. 118, 232-236.
- Schotterer, U., Haeberli, W., Good, W., Oeschger, H. und Röthlisberger, H. 1980: Datierung von Kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern von Colle Gnifetti, Monte Rosa. In diesem Buch.
- Sellers, W.D. 1973: A new global climate model. Journ. App. Meteor., Vol. 8, 241-254.
- Siegenthaler, U., und Oeschger, H. 1978: Predicting future atmospheric carbon dioxide levels. Science, Vol. 199, 338-395.
- Splettstoesser, J.F. ED. 1976: Ice-core drilling. Proceedings of a Symposium, University of Nebraska Lincoln, 28-30 August 1974, University of Nebraska Press.
- Stauffer, B. 1980: Gase im Gletschereis. In diesem Buch.
- Stichler, W., und Herrmann, A. 1978: Räumlich-zeitliche Variationen der Isotopengehalte randalpiner Niederschläge. Proceedings der 15. Internat. Tagung für Alpine Meteorologie, Grindelwald 19.-23. Sept. 1978. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, 271-275.
- Suess, H.E. 1965: Secular variations of the cosmic-ray-produced carbon-14 in the atmosphere and their interpretations. J. Geophys. Res. Vol. 70, 5937-5962.
- Vareschi, V. 1942: Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung. Veröffentlichungen des Geobotanischen Instituts Rübel in Zürich, 19. Heft, 144.

#### *Anschrift der Verfasser:*

Prof. Dr. Hans Oeschger  
Ulrich Schotterer  
Physikalisches Institut der Universität Bern  
Sidlerstr. 5  
CH-3012 Bern