



# Neue Zürcher Zeitung

**archiv.nzz.ch**

Das Zeitungsarchiv der NZZ seit 1780

---

## Herzlich willkommen im NZZ Archiv

Die von Ihnen bestellte Seite aus dem NZZ Archiv im PDF-Format:

### **Neue Zürcher Zeitung vom 26.03.1969 Seite c10**

*NZZ\_19690326\_C10.pdf*

Nutzungsbedingungen und Datenschutzerklärung:  
[archiv.nzz.ch/agb](http://archiv.nzz.ch/agb)

Antworten auf häufig gestellte Fragen:  
[archiv.nzz.ch/faq](http://archiv.nzz.ch/faq)

Kontakt:  
[leserservice@nzz.ch](mailto:leserservice@nzz.ch)

fallen sind, sollte sich auf diese Weise die Folge von Sommer- und Winterschichten bis in größere Tiefen verfolgen lassen.

Eine weitere Methode zur Unterscheidung von Sommer- und Winterschichten beruht auf deren unterschiedlicher <sup>18</sup>O-Konzentration. H<sub>2</sub><sup>18</sup>O hat ein kleineren Sättigungsdampfdruck als gewöhnliches H<sub>2</sub><sup>16</sup>O. In allen Kondensations- und Verdampfungsvorgängen tritt deshalb eine gewisse Fraktionierung auf. H<sub>2</sub><sup>18</sup>O ist in der flüssigen und der festen Phase gegenüber der Dampfphase etwas angereichert. Zwei Effekte seien erwähnt, welche die Isotopenzusammensetzung von Niederschlag beeinflussen:

1. Die Distanz von der Quelle (Ozean): Wenn Niederschlag landeinwärts zieht, wird er zusehends leichter wegen des bevorzugten Ausfallens der schwereren Moleküle.

2. Die Temperatur: Der Fraktionierungsfaktor für Verdampfung und Kondensation nimmt zu, wenn die Temperatur fällt. Das heißt, daß Wolkenwasser, das bei tiefer Temperatur entstanden ist, leicht ist, ebenso wie der Niederschlag, der daraus resultiert. Sommerniederschläge können also bei Abwesenheit von Schmelzvorgängen

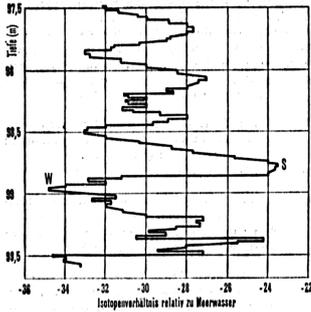


Abb. 5. Jahreszeitliche Variationen des Isotopenverhältnisses <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O im Niederschlag über dem grönländischen Inland bis nach W. Dangsgrd [3]. W = Winter, S = Sommer.

gen bis in große Tiefen von Winterniederschlägen unterschieden werden (vgl. Abb. 5).

Eisdickenmessung

Anlässlich der EGIS I 1959/60 wurden Eisdicken aus seismischen Messungen bestimmt. 1968 kam noch eine neuartige Radarmethode von Flugzeug aus dazu, welche auf viel raschere und bequemere Art das Profil des Untergrundes liefert und zudem noch in den nicht begabenen Gletscherabbruchgebieten der Randzone die Eisdichtigkeit zu messen erlaubt.

Bei der Reflexionsseismik misst man eine Sprengung und errechnet die Tiefe aus der Zeit, die ein Signal von bekannter Geschwindigkeit braucht, um von der Eisoberfläche zum Untergrund und zurück zu laufen. Eine der Schwierigkeiten dabei ist, daß das Eis, im Gegensatz zu Wasser, außer den Kompressionswellen (P-Wellen) auch noch transversale Vibrationen (S-Wellen) und Oberflächenwellen überträgt, so daß es gar nicht einfach ist, am Meßort die gewünschten, vom Untergrund reflektierten P-Wellen herauszusortieren. Um eine genaue Tiefenbestimmung zu machen, muß man die Geschwindigkeit der Wellen als Funktion der Tiefe kennen. Das ist nur möglich mit Hilfe der Refraktionseismik.

Die Geschwindigkeit c einer elastischen Welle ist gegeben durch

c = sqrt(E / rho(2))

Da der Elastizitätsmodul E schneller wächst als die Dichte rho(2), nimmt die Geschwindigkeit der seismischen Wellen gegen unten zu. Die Wellen werden deshalb mit zunehmender Tiefe immer mehr in das Eis hinein gebrochen. Einige von ihnen werden genügend gebrochen, um, ohne die Eisschichten je zu verlassen, wieder an die Oberfläche zurückzukehren. Je weiter entfernt vom Sprengpunkt die Wellen ankommen, desto größere Tiefen haben sie durchlaufen. Wenn man nun die Laufzeiten an einer Anzahl von Stationen mißt, die vom Sprengpunkt bis einige Kilometer entfernt sind, und sie als Funktion der Distanz vom Sprengpunkt aufzeichnet, erhält man die sogenannte Laufzeitkurve, aus der die Geschwindigkeiten als Funktion der Tiefe herausgelesen werden können. Solche seismischen Eisdickenmessungen haben ergeben, daß die grün-

ländische Eiskalotte auf einem austernschalenförmigen Felsuntergrund liegt und sich in der Mitte über 3000 m hoch auftrifft.

Bei der Radarmethode vom Flugzeug aus werden von der ersten Antenne Pulse von 0,3 ns ausgesandt, die zum Teil von der Eisoberfläche, zum Teil vom Felsuntergrund reflektiert werden. Ist die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen oder die Dielektrizitätskonstante des Eises bekannt, kann aus der zeitlichen Differenz der auf der zweiten Antenne auftretenden Pulse die Eisdicke berechnet werden. Die Absorption der Signale in Eis ist zwar sehr groß, am geringsten aber bei einer Frequenz von 35 MHz und in kaltem Eis. Die mit diesem Verfahren erhaltenen Resultate in Grönland und in der Antarktis sind sehr ermutigend. Allerdings traten anlässlich der EGIS-Flüge im Sommer 1968 Schwierigkeiten in der Anpassung und Bündelung der Antennen auf, die aber bei Wahl einer höheren Frequenz behoben werden können.

Dichteprofil

Konventionell werden zur Messung der Dichte Bohrkern herausgeholt, deren Volumen und Gewicht bestimmt wird. Das entstandene Bohrloch kann nun auch noch dazu dienen, die gemessenen Dichten nochmals zu prüfen, und zwar indem man darin eine Neutronensonde absenkt und die Dichten so von 10 zu 10 cm erhebt. Diese Sonde beruht darauf, daß ausgesandte schnelle Neutronen (einige MeV) vor allem von den Protonen im Eis thermalisiert, das heißt durch elastischen Stoß auf Energien in der Gegend von 0,3 eV gebracht werden. Je dichter der Firn ist, desto mehr Neutronen werden in der den Detektor umgebenden Schmelzschicht thermalisiert. Der BF<sub>3</sub>-Detektor, der in seiner Mitte die Quelle enthält, registriert die thermalisierten Neutronen (0,3 eV) durch folgende Reaktion: B(n, alpha) Li + 2,7 MeV. Die Lithium- und alpha-Kerne haben sehr hohe Energie und ionisieren das Gas in der Kammer. Die Ionisation wird mit einem Zählrohr gemessen. Die Neutronensonde muß natürlich geeicht werden. Dies kann leicht in einer Flüssigkeit bekannter Dichte geschehen, zum Beispiel in Wasser oder Alkohol.

Die Dichte nimmt mit zunehmender Tiefe annähernd linear zu und geht theoretisch gegen 0,917 g/cm<sup>3</sup> (Dichte von reinem Eis) bei z = infinity. In der Praxis kann man unterhalb z = 120 m mit der Dichte von reinem Eis rechnen.

Rheologische Eigenschaften von Schnee, Firn und Eis

Eine Frage von großer Bedeutung in der Glaziologie ist die nach dem Mechanismus der Verdichtung des auf die Oberfläche gefallenen Schnees und seiner Umwälzung in Eis. Die Schneesterne wandeln sich wegen der an der Oberfläche existierenden Temperaturgradienten rasch in abgerundete Firnkörner um, die sich mit zunehmendem Überlagerungsdruck bis zu einer kritischen Dichte von 0,55 g/cm<sup>3</sup> durch Aenderung der Packung (Close Random Packing) verdichten. Die Zunahme der Festigkeit mit der Dichte ist deshalb in diesem Gebiet ziemlich langsam. Nach diesem kritischen Wert geht die Verdichtung bei ständig zunehmenden äußeren Kräften weiter, indem der Hals zwischen zwei Eiskörnern durch Volumendiffusion wächst und die Zentren der Körner sich annähern. Die zwischen den Körnern eingeschlossene Luft wird immer mehr komprimiert. Volumendiffusion ist der einzige Mechanismus, der zur Verdichtung beitragen kann, da Dampfphasen- und Oberflächendiffusion nur Material unter den Körnern austauschen würde. Er ist möglich, weil die Gleichgewichtskonzentration von Leerstellen im Eisgitter über den konkaven Oberflächen der Hälse kleiner ist als über einer ebenen Oberfläche.

Versuche, die Verdichtung und das Zähigkeitsverhalten des Firns quantitativ zu erfassen, wurden vor allem in der Hauptstation Jari-Joest unternommen. Dort wurden von vier Mitgliedern der französischen Armee, unter Jean Dumont, bereits in einer Ueberwinterung 1956/57 ein 40 m tiefer Schacht und zwei kugelförmige Hohlräume ausgehoben und der EGIS zum Geschenk gemacht. Deformationsmessungen an diesem Schacht erlaubten eine Ueberprüfung des Fließgesetzes von Firn

dc/dt = s = k(e, T)^n

das heißt die Bestimmung der Parameter k(e, T) und n.

Kompressionsversuche (vgl. Abb. 6) bei veränderter und freier Querdehnung bei konstanter Temperatur zeigten, daß bei der Verdichtung von Neuschnee bis zum porenfreien Eis ein Zähig-

keitsgebiet von acht Zehnerpotenzen durchlaufen wird [4].

Die relativ hohe Temperaturabhängigkeit des Zähigkeitsparameters k für Firn ist für das Fließverhalten sehr wichtig, quantitativ aber noch nicht genügend bekannt.

Lagunesystem und Nivellement

Die wichtigste Methode, um Höhen- und Lageänderungen von bestimmten Punkten auf dem Inlandeis zu messen, ist die geodätische. Das brachte es auch mit sich, daß mehr als die Hälfte der auf den verschiedenen EGIS-Expeditionen angewandten Wissenschaftler Geodäten waren. Sie befaßten sich mit der genauen Einmessung von über 100 Pegeln nach Lage und Höhe über Meer. Nach der ersten Vermessung im Jahre 1959 wurden 1967 die Lagen und Höhen derselben

Pegel wieder vermessen. Daraus kann man Höhenänderungen und Geschwindigkeitsvektoren des Inlandeises direkt ableiten. Allerdings erfordern die geringen Veränderungen im Innern der Eiskalotte ein hohes Maß an Genauigkeit: Gegenüber Festpunkten im Küstengebiet sollten die Pegel der EGIS auf Grund geodätischer Gesichtspunkte mit einer Genauigkeit von +/- 2 m der Lage nach und +/- 1 m der Höhe nach bestimmt werden, was natürlich eine entsprechend höhere relative Genauigkeit von +/- 20 cm für die Lage und +/- 10 cm für die Höhe erforderte. Um solchen Anforderungen zu genügen, kommen nur ein trigonometrisches Nivellement und die elektronische Distanzmessung mittels Tellurimetern in Frage. Mit dem Tellurometer wird über einen Pegel eine elektromagnetische Welle ausgesandt und an einem etwa 10 km entfernten Pegel reflektiert, so daß man aus der Laufzeit der Welle die Distanz berechnen kann. Solche Messungen an Deformationspolygonen haben gezeigt, daß der Eissockel des Inlandeises von einer relativ fluiden Eisschicht bedeckt ist, in welcher lokale Kriechbewegungen stattfinden. Dieser Tatsache muß bei der Beurteilung der an der Firnoberfläche gemessenen horizontalen Geschwindigkeiten Rechnung getragen werden.

Temperatur

Die durchgeführten rheologischen Untersuchungen haben gezeigt, in wie starkem Maße k von der Temperatur abhängt. Leider waren Temperaturmessungen bisher nur bis in geringe Tiefen ausgeführt worden, so daß unter anderem die Frage offen blieb, ob sich die untersten Eisschichten in der Nähe des Druckschmelzpunktes befinden, wie das von der Theorie von Robin [5] gefordert wurde. Im einzigen bis auf den Grund reichenden Bohrloch von 1400 m Tiefe bei Camp Century (Nordgrönland) hat man eine Basis-Temperatur von -13°C gemessen, was gegenüber dem Wert von Robin um 2,7°C zu hoch ist.

Zur genauen Festlegung des Temperaturprofils im 2,5 km dicken Eis an der Hauptstation der EGIS wurde während der Expedition 1968 die Temperatursonde von Philberth [6] eingesetzt, die sich an zwei Drähten aufgehängt, durch das Eis durchschmelzen und an bestimmten Punkten, vor allem aber am Felsuntergrund die Temperatur messen sollte. Die beiden Drähte, die sich von zwei Spulen in der Sonde ähnlich wie Spinnfäden abwickelten, dienten einerseits als Stromzuführungen für die Heizung, andererseits als Zuführungen für die Meßkreise. Die Isolation dieser beiden je 3 km langen Drähte für die Heizspannung von 200 Volt war sehr kritisch, hat aber befriedigende Resultate gezeigt. Weniger befriedigend war, daß der Heizwiderstand bei einer erreichten Tiefe von 1000 m Kurzschluß aufwies.

Ein wichtiges Resultat hat die Messung trotzdem erbracht: Der von de Quervain [7] auf Grund von Temperaturmessungen im Schacht Dumont vermutete negative Temperaturgradient wurde bestätigt. Die Temperatur nimmt von -27,9°C in 10 m Tiefe (Jahresmitteltemperatur) auf -30,2°C in 1000 m ab, obwohl man mit zu-

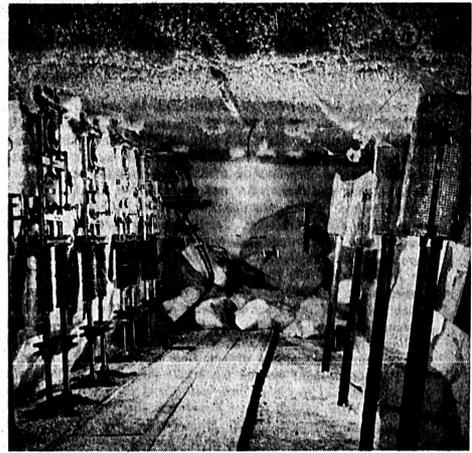


Abb. 6. Kompressionsversuche mit Polarfirn in den Labors der Station Jari-Joest bei einer Temperatur von -28°C (Photo E. Beck).

nehmender Bodentiefe eine Erhöhung erwarten würde (geothermischer Wärmestrom). Dieser negative Temperaturgradient kann auf Grund von Änderungen der horizontalen Eisdichtheit oder der Akkumulationsrate nicht befriedigend erklärt werden. Man nimmt eher an, daß es sich dabei um Kälteerlöse aus Zeiten mit wesentlich tieferer jährlicher Mitteltemperatur handelt (letzte Eiszeit).

Alter

Wenn man an einem von einem Gletscher ausgestoßenen Eisberg das <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-Verhältnis bestimmt, so erhält man recht genau die jährliche Mitteltemperatur seines Ursprungsgebietes. Diese ist abhängig von der Küstendistanz und der Höhe über Meer und ist für jeden Punkt auf dem Inlandeis bekannt, da sie ziemlich genau derjenigen des Firns in 10 m Tiefe entspricht. In dieser Tiefe sind nämlich die jahreszeitlichen und täglichen Temperaturschwankungen bereits abgeklungen.

Das <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-Verhältnis eines solchen Eisberges gestattet es also, die Küstendistanz seines Ursprungsortes anzugeben. Bei Kenntnis seines Alters kann man die durchschnittliche Geschwindigkeit bestimmen, mit der er zur Küste geflossen ist. Die <sup>14</sup>C-Bestimmung, zu der sich noch diejenige von <sup>210</sup>Pb gestattet, gestattet die Datierung des Eises. Durch das <sup>14</sup>C-Labor der Universität Bern ist bis bis anhin als unrealisierbar betrachtete Methode der Datierung von Eis mit finanzieller Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds so weit verbessert worden, daß sie heute der Glaziologie dienstbar gemacht werden kann [8]. Der Fortschritt besteht einerseits in einer Empfindlichkeitssteigerung, die es gestattet, eine Bestimmung mit nur 1 bis 2 m<sup>3</sup> Eis durchzuführen statt mit 50 m<sup>3</sup> wie bis anhin. Andererseits wird mit einer neuen Extraktionsmethode CO<sub>2</sub> Gas in situ, das heißt im Bohrloch, aus dem Eis entnommen und qualitativ an ein Molekularsieb adsorbiert. Im Laboratorium wird dann die heute noch vorhandene Aktivität des <sup>14</sup>C in diesem CO<sub>2</sub> bestimmt. Wenn man voraussetzt, daß die <sup>14</sup>C-Aktivität des atmosphärischen CO<sub>2</sub> während Tausenden von Jahren konstant war, läßt sich aus der heute noch vorhandenen Aktivität die Zeit bestimmen, die verstrichen ist, seit das CO<sub>2</sub> in Luftblasen des Eises eingeschlossen wurde.

Literatur

- [1] B. Philberth: Atomkern-Energie, Heft 11/12, 1956, S. 1.
[2] K. Philberth: Comptes rendus 254, 3881, 1962.
[3] W. Dangsgrd: The Isotopic Composition of Natural Waters with Special Reference to the Greenland Ice Cap. Meddelelser om Grønland 165, Nr. 2, 1961.
[4] E. Haefeli und F. Brandenberger: Meddelelser om Grønland, Band 177, S. 325, 1968.
[5] G. Robin, de Quervain: Ice Movements and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets, Journal Glaciol. 2, 523, 1955.
[6] K. Philberth: Comptes rendus 254, 3881, 1962.
[7] M. de Quervain: Meddelelser om Grønland 177, Nr. 4, S. 185, 1968.
[8] H. Oeschger, B. Alder, H. Loois, C. C. Langway jr. und A. Renard: Radiocarbon Dating of Ice, Earth and Planetary Science Letters 1, 49, 1966.

Advertisement for the Rover 3500 V8. It features a large image of the car and text describing its performance and features. The text includes 'Rover 3500 V8', 'Leistungsstärker als die bekannte Rover 2000', and 'Preis Fr. 18.900'.

ROVER 3500 V8