

# POLARFORSCHUNG

Herausgegeben

von der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung  
und dem Deutschen Archiv für Polarforschung

Präsident des wissenschaftlichen Beirates: Prof. Dr. Bernhard Brockamp, Münster

1. Vorsitzender: ORR.Kapitän Alfred Ritscher, Hamburg

2. Vorsitzender und Schriftleiter: Studienrat Kurt Ruthe, Holzminden

Schatzmeister: Senator Max Naumann, Achim

Geschäftsführer: Karl-Heinz Tiedemann, Kiel

Geschäftsstelle: Kiel, Eckernförder Str. 1. Verlag: Weserland-Verlag, Holzminden

Versand der Zeitschrift nur an Mitglieder

Postscheckkonto: Senator Max Naumann, Achim, Hannover 3110

Der Bezugspreis ist im Mitgliedsbeitrag enthalten

---

Band IV - Jahrgang 29 - 1959 - Heft 1/2 - Erschienen: Mai 1961

---

## Zur Erfassung des Aggregatzustandes von Moränen und Gletschern

Von B. Brockamp, Münster \*)

Nachstehend seien einige Überlegungen zur Feststellung des Aggregatzustandes von Grundmoränen unter alpinen Gletscherzungen mittels geophysikalischer Methoden mitgeteilt.

Die Gletscher führen bekanntlich Gesteinsmaterial als Ober-, Innen- und Grundmoräne mit sich.

Bei der Grundmoräne handelt es sich

1. um Material, das aus der Umrandung des Firngebietes stammt, das sozusagen als Markierungszeichen einer Stromlinie mit dieser an die Sohle des Gletschers gelangt ist, und das teilweise als Rand- oder Stirnmoräne endet;

2. um Material, das der Gletscher durch Gefrieren oder Hobeln am Untergrund losgelöst hat oder, als Sonderfall zu 2.,

(um alte Gletscher-Ablagerungen, die bei einem Gletschervorstoß überfahren und nach 2. aufgearbeitet worden sind.)

Kriecht ein trockener Geröllstrom langsam talwärts, so erwärmt sich hierbei 1 kg Geröll bei einer spezifischen Wärme des Gerölls von 0,25 cal/g um 0,94 °C pro 100 m Abstieghöhe, weil praktisch die ganze Fallarbeit in Wärme umgewandelt wird. Der durch die Unterlage des Geröllstromes kommende Erdstrom wird in den langsam fließenden Geröllstrom eintreten.

Fließt statt des Geröllstromes ein Gletscher aus Gebieten mit negativer Temperatur talwärts, so wird sich 1 kg Eis (spezifische Wärme von Eis 0,5 cal/g) bei 100 m Abstieg zunächst um 0,47° erwärmen ( $\approx$  dem vertikalen Temperaturgradient der Luft). Hat das Eis Schmelztemperatur angenommen, so herrscht in jedem Punkt des Gletschers die dem jeweiligen Druck entsprechende Schmelztemperatur. Der Wärmestrom von unten (30—50 cal/cm<sup>2</sup> im Jahr) kann nur in die Partien des Gletschers eintreten, in denen negative Temperatur bis zum

\*) Prof. Dr. B. Brockamp, Münster/W., Geophysikalisches Institut, Steinfurter Straße 107

Boden herrscht, in Partien von Schmelztemperatur wird er zum Schmelzen von  $\sim \frac{1}{2}$  cm Eis pro Jahr verbraucht.

Wird eine Grundmoräne mit einem Gletscher talwärts bewegt, so wird das Moränenmaterial, da seine spezifische Wärme zwischen der des Eises und der des Gerölles liegt, um mehr als  $\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$  pro 100 m Abstieg seine Temperatur erhöhen. In einer solchen Grundmoräne dürfte  $0^{\circ}$  (resp. Schmelztemperatur) früher erreicht werden als bei einem talwärtsfließenden Gletscher. Auch der Abschmelzprozeß an der Basis der Moräne dürfte entsprechend schneller vor sich gehen.

Stößt ein Gletscher von Schmelztemperatur über eine gefrorene ältere Moränenablagerung vor, so wird durch den Wärmestrom von unten und aus dem Gletscher von oben zunächst das Eis der Moräne auf die dem Druck entsprechende Schmelztemperatur gebracht, dann erst greift der Schmelzprozeß von der Basis der Moräne her Platz; bei gleichmäßiger Durchsetzung des Eises mit Gesteinsmaterial treten Abschmelzbeträge bis zu einigen Zentimetern pro Jahr auf. An der Bewegung nicht beteiligtes Moränenmaterial kann sich also im gefrorenen Zustande unter einem Gletscher lange Zeit halten.

In Gletscher und Moränen negativer Temperatur dringen Temperatur-Schwingungen (Tages-, Jahres-großperiodische Klimaschwankungen) entsprechend ihrer Periode und Amplitude gemäß der Gleichung der Wärmeleitung ein. Bei temperierten Gletschern ist der Vorgang durch Schmelz- und Gefriervorgänge komplizierter.

Zum Erfassen des Aggregatzustandes einer Moräne — auch unter Gletschern oder Inlandeis — kommen besonders die seismischen und elektrischen Methoden der Geophysik in Frage; auf die Voraussetzungen für die Anwendbarkeit dieser Methoden für das vorliegende Problem sei nachstehend besonders in Anschluß an (3) und (4) eingegangen.

**Die seismische Methode:** Abbildung 1 bringt die Geschwindigkeit longitudinaler Wellen in Wasser und Eis in Abhängigkeit von der Temperatur, in Eis nach Landolt-Börnstein, in Eis nach W. Lotze (5) 1957 und G. de Q. Robin (6) 1958. Bei den Messungen Lotzes handelt es sich um Laboratoriums-Untersuchungen an Eisproben, die 1955 in Münster, bei den Messungen Robins um solche, die 1955 in Cambridge und 1956 im Eisstollen des Jungfraujoches durchgeführt wurden. Die Unterschiede in den Geschwindigkeitswerten beider Autoren sind daraus zu erklären, daß Robin bei den benutzten Frequenzen und den Abmessungen der Proben Geschwindigkeiten im Kontinuum, Lotze aber nicht reine Stabgeschwindigkeiten erhält.

Die für unsere Fragestellung wesentliche Änderung der Geschwindigkeit liegt beim Übergang von der festen zur flüssigen Phase. Die Geschwindigkeit ändert sich sprunghaft von 1,38 km/sec für Wasser von  $0^{\circ}\text{C}$  auf 3,3 resp. 3,6 km/sec für Eis von  $0^{\circ}\text{C}$ . Die Temperaturabhängigkeit der Schallgeschwindigkeit ist im Wasser klein, von der gleichen Größenordnung ist sie in Eis unterhalb  $-2^{\circ}\text{C}$ ; für Eis erfolgt die größte Geschwindigkeitsänderung von  $\sim 0^{\circ}$  bis  $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$ . Die Schallgeschwindigkeit ist bestimmt für Flüssigkeiten durch  $v = \sqrt{1/K\rho}$ , für Festkörper durch  $v = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$  (K Kompressionsmodul,  $\mu$  Righeit,  $\rho$  Dichte).

In Abbildung 1 ist die Dichte  $\rho$  von Wasser und Eis in Abhängigkeit von der Temperatur mit eingetragen. Die wesentliche Änderung von 9 % liegt auch für  $\rho$  beim Übergang fest/flüssig. \*)

Da die Grundmoräne aus Gestein und Wasser, bzw. Gesteinkomponente und Eis besteht, ist beim Übergang von nicht gefrorener Grundmoräne in gefrorene je

\*) Das Auftreten des großen Valenzwinkels von  $\sim 110^{\circ}$  bedingt ein großes Dipolmoment des Wassermoleküls, das wiederum eine starke Schwarmbildung von  $[\text{H}_2\text{O}]_1$ ;  $[\text{H}_2\text{O}]_2$ ;  $[\text{H}_2\text{O}]_3$  und  $[\text{H}_2\text{O}]_4$  nach sich zieht.  $[\text{H}_2\text{O}]_1$  bis  $[\text{H}_2\text{O}]_4$  treten in unterschiedlichen Kristallaggregaten auf; diese zeigen eine starke Temperatur-Abhängigkeit.  $[\text{H}_2\text{O}]_1$  herrscht bei hohen Temperaturen vor,  $[\text{H}_2\text{O}]_4$  bei tiefen.  $[\text{H}_2\text{O}]_4$  besitzt ein besonders weitmaschiges Gitternetz. Beim Gefrieren gehen alle Wassermoleküle in diesen sperrigen tridymitartigen Kristall-Gitterverband über und bedingen die Dichteabnahme von 9 %.

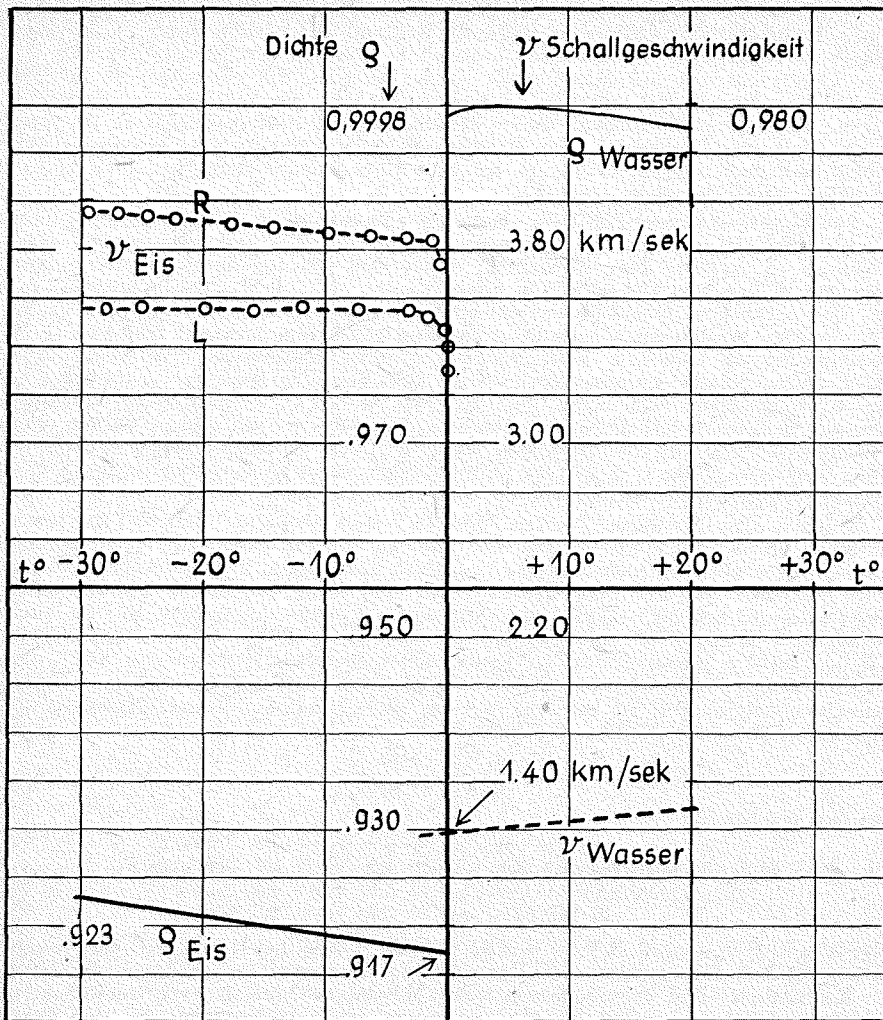


Abb. 1: Schallgeschwindigkeit  $v$  - - -, Dichte  $\rho$  — in Wasser und Eis in Abhängigkeit von der Temperatur

nach dem Gesteinsanteil eine entsprechende Geschwindigkeitserhöhung zu erwarten. (1. S. 90) Für nichtgefrorene Grundmoräne mit starken Ton- und kleinem Gesteinsanteil liegt die Geschwindigkeit bei 1,5 — 1,7 km/sec; sie dürfte in gefrorenem Zustand — je nach Gesteinsanteil — bei 4,0—4,5 km/sec liegen.

Robin rechnet mit gleichen Werten für gefrorene Moränen in der Antarktis. Aber auch anstehendes Sediment ergab nach Robin bei  $-10^{\circ}\text{C}$  4,60 m/sec, anstehendes, gabbroides Material 6,47 km/sec. (Im Labor bei  $-10^{\circ}\text{C}$  6,39 km/sec, eine andere Probe 6,52 km/sec, Sediment 4,92 km/sec; leider sind die Werte bei positiven Temperaturen nicht angegeben). Bei den seismischen Refraktions-Messungen der EPF (1949—1951) in Grönland wurden Geschwindigkeitswerte für die Schichten unter dem Eis von 4,2 — 6,6 km/sec gefunden. Die Geschwindigkeit von

4,2 — 4,8 km/sec interpretiert J. J. Holtzscherer (7) als einer gefrorenen Grundmoräne zugehörig. Für gefrorenen Boden in Rußland und Alaska werden Geschwindigkeitswerte von 4,0 — 4,8 km/sec angegeben. Förtsch und Vidal (8) fanden bei ihren Untersuchungen auf dem Gurgler-Ferner eine das Eis unterlagernde Schicht mit der Geschwindigkeit von 4,07 — 4,47 km/sec, die die Verfasser als gefrorene Moräne deuten; als Mächtigkeit dieser Schicht folgt 50—100 m, größer als die derzeitige Dicke des Gletschers. Die Geschwindigkeitsunterschiede in gefrorener und nichtgefrorener Moräne sind so groß, daß eine klare Entscheidung über ihren Aggregatzustand zunächst leicht erscheint.

Seismische Geschwindigkeiten sind aber bekanntlich nicht eindeutig nur in einem Material zuzuordnen. In diesem Sinne sind auch die vorstehenden Ausführungen zu werten. Eine Einengung, ob es sich bei der den Gletscher unterlagernden Schicht um Grundmoräne handelt oder nicht, läßt sich dadurch gewinnen, daß seismische Geschwindigkeits-Bestimmungen auch in der Umgebung des Gletschers im Anstehenden ausgeführt werden. (Die Hänge alpiner Gletscher z. B. Pasterze) tragen vielerorts Seitenmoränen der vorhergehenden Hochstandslagen (1850), die im Sommer ungefroren dem Fels aufliegen. Ein Blick unter die Pasterze vom Gletscherrande her, zeigte, daß der Fels in diesem Gebiet nicht von einer Grundmoräne überlagert ist; des weiteren, daß das Eis nur auf einigen Füßen, ohne Zwischenschaltung von Moränen dem Fels, aus dem Wasser austritt, „aufsteht“. Diese Darstellung, die z. Z. für die seitliche Felsunterlage der Pasterzehänge gilt, braucht für das flacher verlaufende Gletschertal nicht zuzutreffen.)

Auch Reflexions-Seismogramme können einen weiteren Beitrag zur Interpretation, ob es sich überhaupt um eine Moräne handelt, geben (1). Zeigt die Reflexion 2 gut unterscheidbare Einsätze (1. Einsatz Eis/Moräne; 2. Einsatz Moräne/Fels) deren zeitlicher Abstand zum Gletscherrand und längs der Zunge in bestimmter Weise als Ausdruck einer Dickenänderung dieser Schicht sich ändert, so kann auch dieses zur Diskussion mitherangezogen werden (1). Wichtig ist ferner das Amplituden-Verhältnis dieser Einsätze. Unter sonst gleichen Bedingungen hängt die Amplitude der Reflexion von dem Schallwellenwiderstand  $\rho_1 v_1$  und  $\rho_2 v_2$ . Der Reflexionskoeffizient R ist bei senkrechtem Einfall und bei Vernachlässigung der Absorption in beiden Medien bestimmt durch:

$$R = \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2}$$

Aus den Werten für:

- a) für Eis  $\rho_1 = 0,9; v_1 = 3,6$  km/sec,
- b) für ungefrorene Moräne  $\rho_2 = 1,5; v_2 = 1,7$  km/sec,
- c) für gefrorene Moräne  $\rho_2 = 1,5; v_2 = 4,2$  km/sec,
- d) für Fels  $\rho_3 = 2,6; v_3 = 5,5$  km/sec.

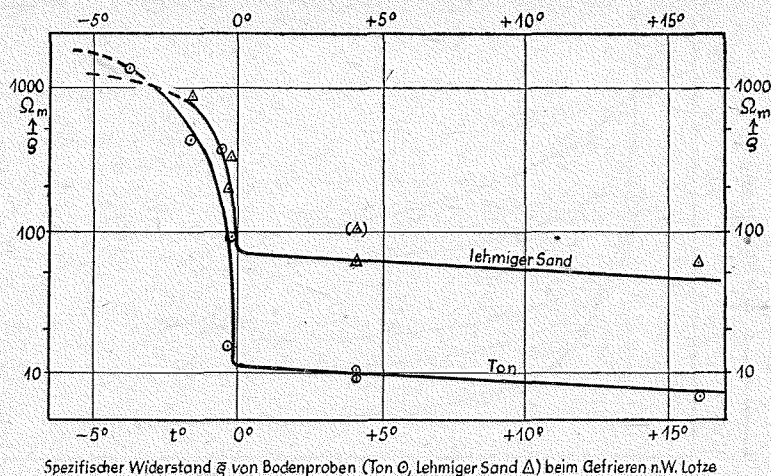
folgt  $R(a/b) = -0,12$ ,  $R(a/c) = 0,32$ ,  $R(a/d) = 0,63$ ; bei  $R(a/b)$  tritt ein Phasensprung im Reflexionseinsatz auf. Für  $a/b/d$  ist R doppelt so groß wie für  $a/c/d$ .

Refraktions- und reflexionsseismische Messungen können nach vorstehenden Ausführungen bei geschickter Meßanordnung und Auswertung ein Aufschluß geben, 1. ob es sich bei der das Eis unterlagernden Schicht um eine Moräne handelt, 2. ob diese „Moräne“ gefroren ist oder nicht. Eine sichere Entscheidung dürfte nicht immer mit der Seismik möglich sein.

Eine weitere Einengung in der Diskussion vermag die Geoelektrik zu geben.

2. **Elektrische Methoden:** Abb. 2 zeigt den elektrischen Widerstand  $\rho$  in Abhängigkeit von der Temperatur im Bereich von  $-5^\circ$  bis  $+15^\circ$  C für Ton und Lehm nach Laboratoriums-Messungen in Münster von W. Lotze (1956) (10).

Der Widerstand, der im positiven wie negativen Temperaturbereich eine schwache Temperatur-Abhängigkeit zeigt, ändert sich beim Gefrierpunkt um etwa 2 Zehnerpotenzen; hierdurch erscheint es möglich mittels einer der geoelektrischen Methoden (Widerstandsmethode, Induktive Methode, Tellurik, Magneto-Tellurik) eine Aussage über die Leitfähigkeit der darunterliegenden Schicht zu geben und so,



Spezifischer Widerstand  $\varrho$  von Bodenproben (Ton O, Lehmiger Sand  $\Delta$ ) beim Gefrieren n.W. Lotza

möglichst unter Mitbenutzung der seismischen Daten, die Interpretation weiter einzuengen. Bestens wird man auch bei den elektrischen Arbeiten, wie oben bei den seismischen Arbeiten erwähnt, entsprechende Kartierungs- und Sondierungs-Messungen in der Nähe des Gletschers ausführen.

Elektrische Messungen auf dem Aletsch-Gletscher, die durch L. Cagnard veranlaßt wurden (C. Lefèvre, A. H. Fournier, M. M. P. Albertinoli, A. Bauer, A. Blum, L. Cagnard) und gleichartige Untersuchungen auf dem Glacier Saint Sorlin (1957) (Queille-Lefèvre, M. M. Bauer et Girard) ergaben sehr hohe Werte des Widerstandes für das Eis von Alpengletschern (7 Millionen Ohm/m), es konnten auch Mächtigkeitsbestimmungen am Gl. Saint Sorlin (bis 50 m) durchgeführt werden.

V. Fritsch, der den Hintereisferner nach der Ersatzkapazitätsmethode vermessen hat, bringt an gleicher Stelle (1949) eine Abbildung über Abhängigkeit des elektrischen Widerstandes von Temperatur ( $-50^{\circ}$  bis  $-10^{\circ}$ ) und Frequenz (1—7 KHz) die als Abb. 3 hier wiedergegeben ist. Nach Abb. 3 ist die Temperaturabhängigkeit des elektrischen Widerstandes von Eis im Frequenzbereich 1—7 KHz beachtlich; der Widerstand zeigt zwischen 7 und 2 KHz nur eine kleine Frequenzabhängigkeit unterhalb 2 KHz wird diese immer stärker, und zwar tritt diese bei höheren Temperaturen ( $-10^{\circ}$ ) klarer hervor.

Abb. 4 bringt der Vollständigkeit halber die Dielektrizitäts-Konstante von Eis nach F. von Eder in Abhängigkeit von der Temperatur bei unterschiedlichen Frequenzen. Die statische Dielektrizitäts-Konstante von Wasser bei  $0^{\circ}C$  liegt bei 88. Untersuchungen, nur die unterschiedliche Dielektrizitäts-Konstante für unser Problem anzuwenden, sind bisher nicht bekannt geworden.

Zur Klärung der Frage, ob ein Gletscher (oder auch Inlandeis) von gefrorener oder nicht gefrorener Moräne (oder Gestein) unterlagert ist, wird man in Zukunft mit Vorteil eine Kombination von refraktions- und reflexionsseismischen Messungen mit elektrischen Methoden (beim Inlandeis besonders der magneto-tellurischen Methode) anstreben.

Derartige kombinierte seismische und elektrische Untersuchungen sind auf der Internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition 1959 vorgenommen, worüber in der Expeditions-Veröffentlichung (Meddelelser om Greenland) durch M. Hochstein berichtet wird.

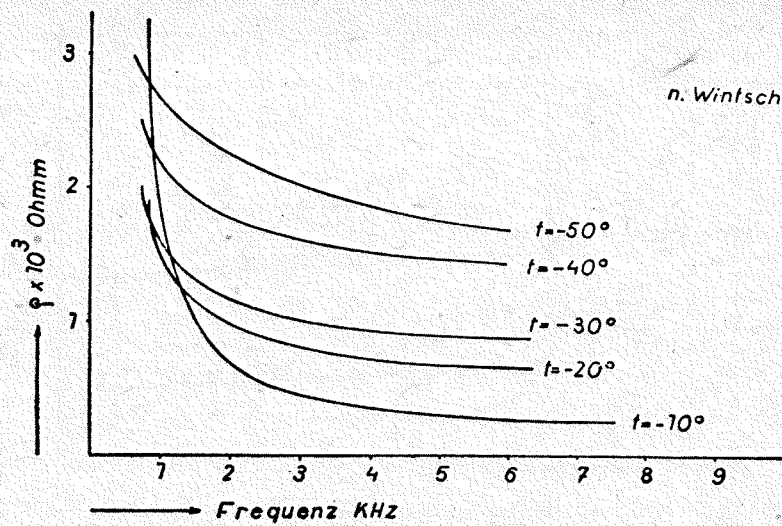


Abb. 3: Widerstand des Eises  
aus V. Fritsch

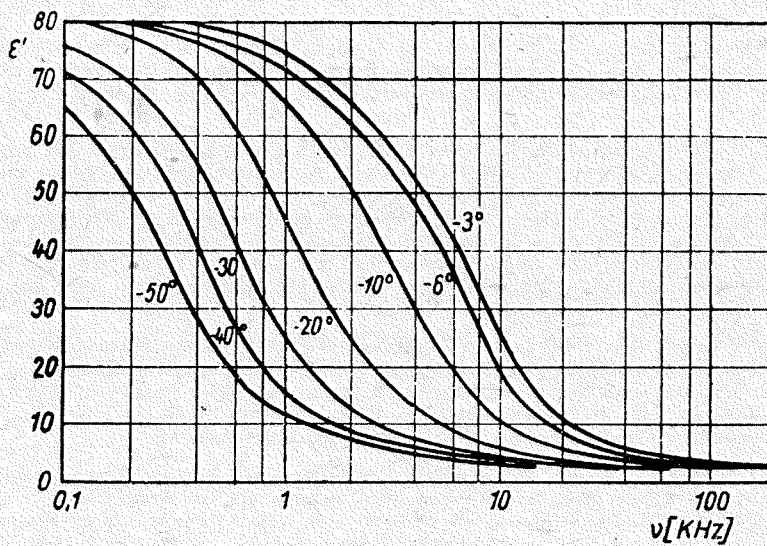


Abb. 4: Dielektrizitätskonstante von Eis  
nach F. Eder

#### Literatur:

- 1a. B. Brockamp und K. Wölcken: Die seismischen Ergebnisse der Hauptexpedition;
- 1b. B. Brockamp: Wiss. Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener, Bd. I, Leipzig 1933. Ergänzende Untersuchungen.
2. B. Brockamp: Überlegungen zur Temperaturverteilung im Inlandeis auf Grund seismischer Ergebnisse. Wiss. Ergebn. der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener, Bd. III, Leipzig 1935.
3. B. Brockamp: Nachtrag zu den Wiss. Ergebn. der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh. 93, 1951.
4. B. Brockamp: Verfahren zur Feststellung des Temperatur- und Aggregatzustandes in Gefrierzylindern von Gefrierschächten. Dez. 1950. Patentschrift: Nr. 916044, Klasse 5c.
5. W. Lotze: Schallgeschwindigkeitsmessungen von Eis in Abhängigkeit von Druck und Temperatur. Zeitschrift f. Geophysik, Bd. 23, 1957.
6. G. de Q. Robin in: Norwegian-British-Sverige Antarctic Expedition 1949—52. Scientific Results. Vol. 5, Glaziology III, Oslo 1958.
7. J. J. Holtzscherer: Rapports scientifiques des Expéd. Polaires Françaises, N III<sub>2</sub>, 1954.
8. O. Förtsch u. H. Vidal: Die seismische Vermessung des großen Gurgler Ferners in den Ötztaler Alpen. Gerlands-Beiträge zur Geophysik, Bd. 67, H. 1, 1958.
9. E. von Eder: Ann. der Physik, Bd. 1, 1947.
10. W. Lotze: Beitrag zur Methodik der Karstuntersuchungen auf geoelektrischer Basis. Dissertation Münster, 1956.
11. Colette Lefèvre et M. H. Fournier: Mesures et enregistrements telluriques sur le Glacier d'Aletsch. Comp. rend. 244, 1957.
12. Colette Lefèvre, P. Albertinoli, A. Bauer, A. Blum, L. Cagnard, A. H. Fournier: Mesures électriques et telluriques sur le grand glacier d' Aletsch. Ann. d. Geophysiques 13, 1957.
13. L. Cagnard: Abaque pour sondage électrique sur glace. Ann. d. Geophys. 15, Nr. 4, 1959.
14. Mme C. Queille-Lefèvre, M. M. Bauer et Girard: Premier essai de mesure électrique d'épaisseur d'un glacier (Glacier Saint-Sorlin) Ann. d. Geophys. T 15, Nr. 4, 1959.
15. B. Brockamp: Erweiterter Nachtrag zu den wiss. Ergebn. der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener. Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Reihe B. Angewandte Geodäsie, Heft Nr. 48, München 1959.
16. V. Fritsch: Grundzüge der angewandten Geoelektrik, Wien 1949.

## Strahlungskurve, allgemeine Zirkulation und Eiszeiten

Von Walter Wundt, Freiburg i. Br. \*)

I. Die **Strahlungskurve** nach Milankovitch — berechnet aus der periodisch schwankenden Stellung der Erdachse, der Lage des Perihels in der Erdbahn und ihrer wechselnden Exzentrizität — hat als Erklärung für die Eiszeiten immer Beachtung, aber auch viele Gegner gefunden (vgl. 8, S. 154 und 10b). Im letzten Jahrzehnt sind nun neue Gesichtspunkte dazugekommen, die dazu auffordern, die frühere Beurteilung und Ausdeutung der Strahlungskurve eingehend nachzuprüfen. Van Woerkom (9) und Brouwer haben die Kurve unter Beibehaltung der

\*) Prof. Dr. Walter Wundt, (17b) Freiburg i. Br., Urbanstraße 3.