

Werk

Jahr: 1931

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:7

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0007

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0007

LOG Id: LOG_0053

LOG Titel: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. II

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

5) E. G. Harboe: Das skandinavische Erdbeben am 23. Oktober 1904. Gerlands Beitr. 11, 499 (1912).

6) A. Sieberg: Die Verbreitung der Erdbeben. Veröff. d. Reichsanst. f. Erdbebenforsch., Heft 1, Jena 1922. — Derselbe: Bemerkungen zum Erdbeben auf Jan Mayen am 8. April 1922. Naturw. Wochenschr., N. F. XXI, Nr. 32.

7) Carl Fred Kolderup: Norges Jordskelv. Bergens Museums Årbok 1913, Nr. 8, sowie in „Jordskelv i Norge“.

8) J. Rekstad: Norges Hevning efter istiden. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 96, Oslo 1922.

9) Fridtjof Nansen: The Strandflat and Isostacy. Skrifter utgitt av Videnskapselskapet i Kristiania (Det Norske Videnskapsakademi i Oslo) 1921, I, Bd. 2, Nr. 11.

10) Fridtjof Nansen: The Earths Crust, its Surface forms and Isostatic Adjustment. Avhandlingar utgitt av des Norske Videnskapsakademi i Oslo 1927, I, Nr. 12.

11) Gerard De Geer: Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. 11. Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. II, Stockholm 1912, S. 849—860.

Bergen und Jena 1930.

Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. II*)

Von **B. Brockamp** — (Mit 5 Abbildungen)

Amplituden, Amplitudenverhältnisse und Perioden. Um zuverlässige Daten für die Bearbeitung der Seismogrammamplituden und Perioden zu gewinnen, wurde auf jedem Zeltstandort wenigstens vor jedem ersten und nach jedem letzten Schuß eine Empfindlichkeitsbestimmung des Seismographen durchgeführt. Die Indikatorvergrößerung $V = J/L$ wurde wie bei großen Vertikal-seismographen bestimmt: Die äquivalente Pendellänge L aus der reduzierten Eigenperiode T_0 bei ausgeschalteter Dämpfung; die äquivalente Indikatorlänge J aus dem Ausschlag a , den eine kleine Zusatzkraft (Gewicht m), der trägen Masse M hinzugefügt, im Registrierabstand hervorruft, $J = Ma/m$; die Eigenperiode T_0 betrug 0.055 sec; V unter Benutzung eines Verdopplungsspiegels 57000. Das Dämpfungsverhältnis war bei allen Schüssen 12 : 1. Die variable Luftdämpfung ist mit einer Skala versehen und gestattet nach jeder Bestimmung der Eigenperiode dieselbe Dämpfung wieder herzustellen. Während der Zeit der Untersuchungen blieben die Apparatkonstanten unverändert.

Zwei Seismogramme aus gleicher Entfernung (Abstand der beiden Schußpunkte voneinander 1.5 m) zeigen, daß Zacke für Zacke einander zuzuordnen ist. Der Vorgang der Wellenausbreitung ist also weitgehend reproduzierbar, Fig. 1. Die unterschiedliche Amplitude rührt daher, daß der zweite Schuß dicht an einer Spalte angesetzt wurde.

*) Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. I von B. Brockamp und H. Mothes siehe Zeitschr. f. Geophys. 6, 482 (1930).

Für die Beurteilung der Amplitudenkurven ist zu berücksichtigen, daß nicht ein Schuß mit mehreren gleichen Apparaten gleichzeitig in den verschiedenen Entfernungen beobachtet werden konnte, daß vielmehr die Schüsse nacheinander in verschiedenen Abständen angesetzt werden mußten, und daß es unmöglich ist, die gleichen Bedingungen (Verdämmung, Spalten in der Nähe des Schußpunktes) für die einzelnen Schüsse zu schaffen. Außerdem beeinflussen Längs- und Querspalten die Wellen auf ihrem Wege verschieden stark.

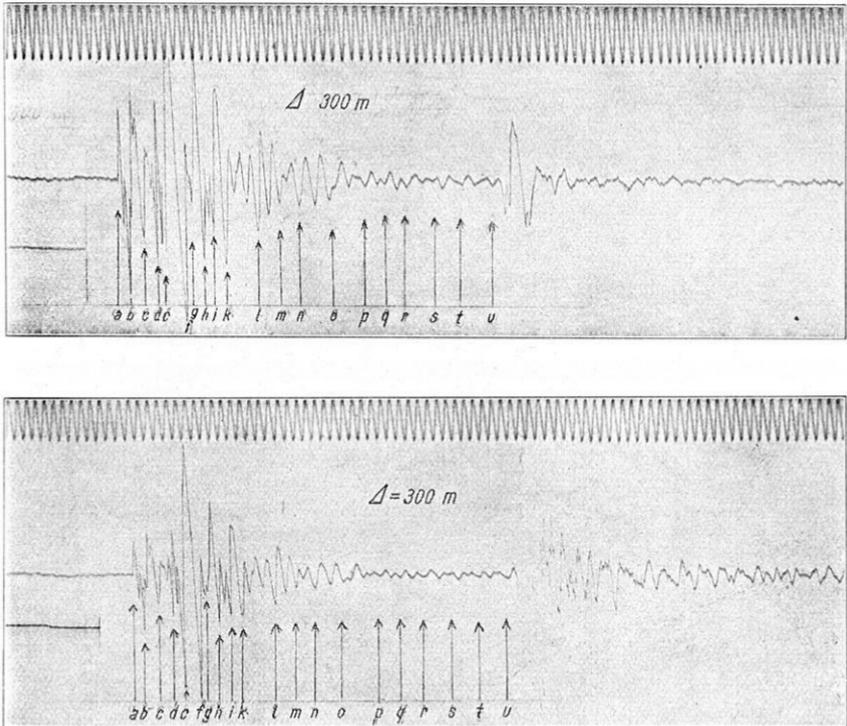


Fig. 1

Amplituden der *P*-Wellen. In Fig. 2a und 2b stellen die unteren ausgezogenen Linien die Amplitudenkurven der *P*-Wellen dar. Bei Entfernungen über 500 m können die Amplitudenkurven für *P* aufwärts und abwärts miteinander zur Deckung gebracht werden. Die Amplituden a_1 und a_2 zweier Schüsse aus den Entfernungen Δ_1 und Δ_2 verhalten sich umgekehrt wie diese Entfernungen plus einer Konstanten c : $a_1/a_2 = \Delta_2/\Delta_1 + c$. Für Amplitudenbetrachtungen liegen die Verhältnisse besonders günstig im abwärtigen Teil des Profils, da hier sechs Sprengungen mit gleicher Sprengstoffmenge in Abständen von nur 100 m ausgeführt wurden.

In Tabelle 1 sind für das abwärtige und aufwärtige Profil zusammengestellt: Entfernungen Δ ; Sprengstoffmenge in kg; Amplitude a ; $a_n : a_{n+1}$, $\Delta_{n+1} : \Delta_n$. c ist im aufwärtigen Teil des Profils 0.07, im abwärtigen Teil des Profils 0.10. Aus dem Amplitudenabnahmegesetz $a_1/a_2 = \Delta_2/\Delta_1 + c$ folgt, daß sich die P -Wellen

Tabelle 1. Amplitudenabnahme der P -Wellen

1 Spreng- entfer- nung Δ m	2 Spreng- stoff- menge kg	3 Ampli- tude a mm	4 $a_n : a_{n+1}$	5 $\Delta_{n+1} : \Delta_n$	6 $\frac{a_n}{a_{n+1}} - \frac{\Delta_{n+1}}{\Delta_n}$	7 $\frac{\Delta_{n+1}}{\Delta_n} + 0.07$	8 $\frac{a_n}{a_{n+1}} - \left(\frac{\Delta_{n+1}}{\Delta_n} + 0.07\right)$
Aufwärts							
600	2.00	3					
800	2.00	2.6	1,15	1.33	- 0.8	1.40	- 0.25
1000	2.40	1.4	(1.85)	(1.25)	(+ 0.60)	(1.32)	+ (0.53)
1200	2.40	0.85	1.64	1.20	+ 0.44	1.27	+ 0.37
1400	2.40	0.70	1.21	1.17	+ 0.07	1.24	- 0.03
1600	2.90	0.60	(1.17)	(1.15)	(+ 0.02)	(1.22)	- (0.05)
1800	2.90	0.50	1.20	1.13	+ 0.07	1.20	0.0
Abwärts							
1	2	3	4	5	6	7 $\frac{\Delta_{n+1}}{\Delta_n} + 0.10$	8
700	2.00	2.2					
800	2.00	1.7	1.29	1.14	+ 0.15	1.24	+ 0.05
900	2.00	1.5	1.13	1.12	+ 0.01	1.22	- 0.09
1000	2.00	1.3	1.15	1.11	+ 0.04	1.21	- 0.06
1100	2.00	1.05	1.24	1.10	+ 0.14	1.20	+ 0.04
1200	2.00	0.85	1.23	1.09	+ 0.14	1.19	+ 0.04

als Kugelwellen ausbreiten bis zu Entfernungen, die das Sechsfache der Gletscher-mächtigkeit betragen. Die kugelförmige Ausbreitung der P -Wellen drückt sich auch dadurch aus, daß die Laufzeiten der P -Wellen unabhängig von der Richtung linear mit Δ wachsen¹⁾ (siehe 1. Teil S. 487, P, Laufzeiten für Längs- und Querprofil).

Amplituden der S -Wellen. Die Amplituden der S -Wellen können nicht ohne weiteres für Amplitudenbetrachtungen benutzt werden, da die Periodenlänge der S -Wellen stark mit der Entfernung ansteigt bis zu Beträgen von $1.5 T_0$. Wegen dieser hohen Beträge von T werden die S -Wellen aus großer Distanz vom Seismographen bei einer Dämpfung von 12:1 mit einer Vergrößerung $\mathfrak{B} = 0.4 V$ aufgeschrieben, wohingegen für S aus kleinen Entfernungen ($T \leq T_0$) die Vergrößerung $\mathfrak{B} = 1 V$ ist. In Fig. 2 stellen die oberen gestrichelten Linien die Amplitudenkurven für direkt beobachtete S -Amplituden und für auf gleiche Vergrößerung umgerechnete Amplituden dar (für großes Δ schwach ausgezogen). Die reduzierten S -Amplitudenkurven zeigen nahezu denselben Verlauf wie die P -Amplitudenkurven. Die Transversalwellen breiten sich auch als Kugelwellen aus.

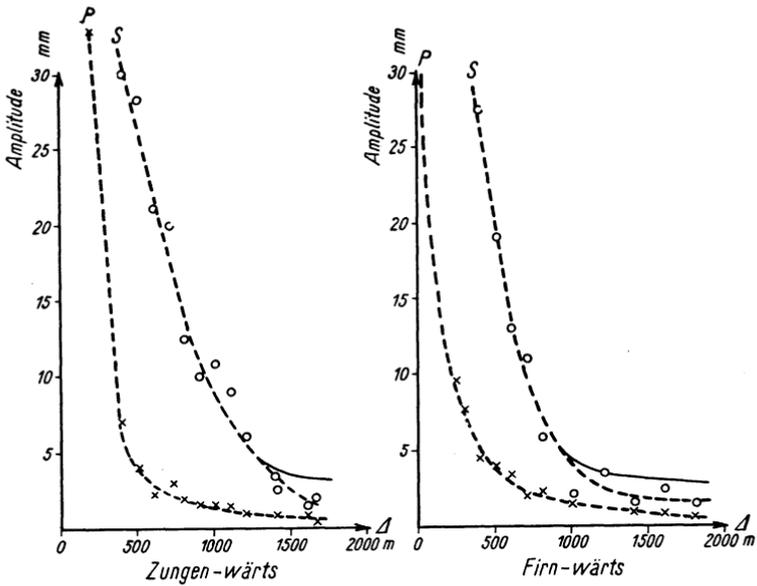


Fig. 2

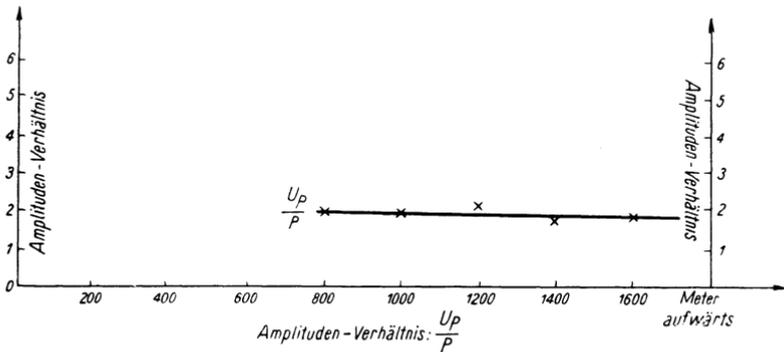


Fig. 3

Amplitude der U_P -Wellen. Im ersten Teil der Arbeit¹⁾ war U_P als longitudinale Welle gedeutet, die an der Unstetigkeitsgrenze Eis—Fels im Eis läuft. Es ist besonders die Amplitude, die zu dieser Deutung führte. Aus Fig. 3, die das Amplitudenverhältnis $U_P : P$ darstellt, folgt, daß U_P vom Vertikalapparat mit doppelter P -Amplitude aufgeschrieben wird und daß U_P demselben Amplitudengesetz folgt, wie P , mithin sich als Kugelwelle ausbreitet. Die Laufzeit von U_P erlaubte auch die Lösung, daß U_P lotrecht unter dem Sprengpunkt reflektiert wird und dann denselben Weg wie P nimmt. Eine Überschlagsrechnung

zeigt, daß dies nicht der Fall ist. Bedeuten E die Amplitude der einfallenden Welle, D die Amplitude der durchgehenden Welle, R die Amplitude der reflektierten Welle, ρ_1, ρ_2 die Dichten und v_1, v_2 die Geschwindigkeiten in den beiden Schichten, so ergibt sich, da bei senkrecht einfallender Welle nur eine gleichartige Welle gebrochen und reflektiert wird:

$$R = E \frac{1 - \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}}{1 + \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}}$$

Für $v_1 = 3580$ m/sec, $v_2 = 5850$ m/sec, $\rho_1 = 0.92$, $\rho_2 = 2.8$ ergibt sich die Amplitude der reflektierten Welle zu 0.66 der einfallenden. Die U_P -Wellen müßten, wenn sie senkrecht reflektierte Wellen wären, und dann wie P ihren Weg oberflächennah genommen hätten, mit 0.66 der P -Amplitude im Seismogramm aufgeschrieben werden. Wird die Energieabnahme in der zweimal durchlaufenen Gletscherdicke (2×300 m) mitberücksichtigt, so würde die so gelaufene Welle bei einer Schußentfernung z. B. von 600 m nur mit etwa $\frac{1}{3}$ der P -Amplitude aufgezeichnet. Die gegenüber P stark hervortretende Amplitude von U_P ($= 2 P$) und die Richtung des Ausschlags in allen Seismogrammen von unten nach oben — entspricht einem Stoß nach oben — läßt nur die Erklärung zu, daß die U_P -Welle als longitudinale Welle den Gletscher am Sprengort senkrecht durchsetzt hat, an der Grenzfläche Eis—Fels im Eis gelaufen und von dort wiederum senkrecht nach oben gedrungen ist. [Siehe I. Teil¹], S. 492.]

Amplitude der R -Wellen. Die bisher betrachteten Amplitudenkurven zeigten mit wachsendem Δ eine gleichsinnige Abnahme. Anders die Amplitudenkurven für reflektierte Wellen. Sie nehmen zunächst mit steigender Entfernung ab, um bei einer bestimmten Distanz wieder anzuschwellen. Auf diesem Amplitudengang der R -Wellen ist H. Mothes in einer Arbeit ³) („Neue Ergebnisse der Eisseismik“) eingegangen. Die Deutung dieses Amplitudengangs gab B. Brockamp [H. Mothes³]): die elastischen Wellen unterliegen der Totalreflexion. Für das aufwärtige Profil ergeben sich zwei fast gleich starke Maxima bei 1200 und 1600 m. Die Amplitude von R liegt in diesem Teil des Profils weit oberhalb der P -Amplitude (Maximum $12 P$; Minimum $4 P$).

Die Amplitude der R -Wellen im unteren Profilverteil liegt nur wenig oberhalb der P -Amplitude (Maximum $2 P$ bei $\Delta = 600$ m, Minimum $1 P$ bei $\Delta = 900$ m). H. Mothes fand für die auf dem Hintereiserner gewonnenen Kurven, daß das Amplitudenmaximum bei einer Entfernung, die nahezu gleich der doppelten Schichtdicke ist, liege. Schließt man unter dieser Annahme aus den Amplitudenkurven der Pasterzeseismogramme auf die Tiefe des Gletschers, so erhält man für den oberen Teil $h = 600$ m, für den unteren Teil $h = 300$ m.

Der zweite Wert ist in guter Übereinstimmung mit den aus den R -Laufzeiten berechneten Tiefen. Der erste ist um das Doppelte zu hoch. Vergegen-

wärtigen wir uns das Bild¹⁾ des rekonstruierten Gletscheruntergrundes im Profil V (Fig. 4, I. Teil), so ist ohne weiteres ersichtlich, daß ein einfacher Verlauf der

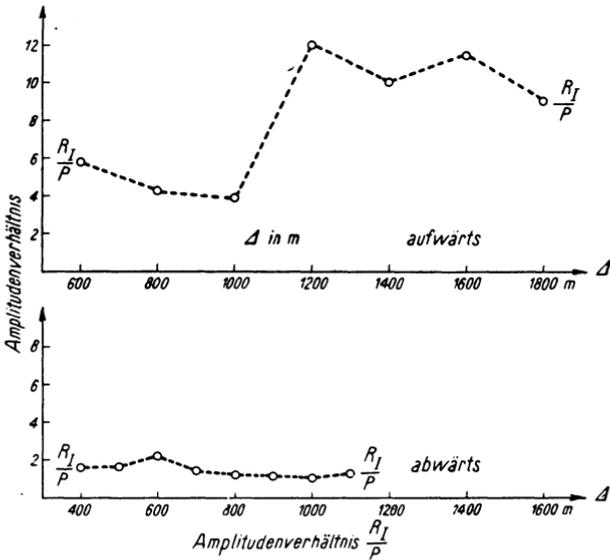


Fig. 4

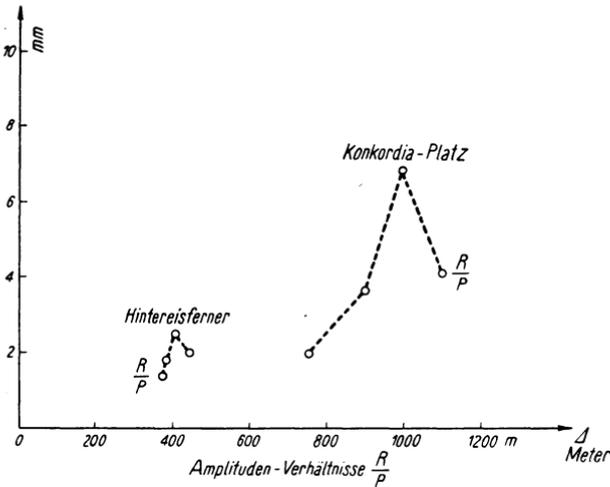


Fig. 5

Amplituden kaum zu erwarten ist. Das Gletscherbett ist uneben und bedingt schon dadurch einen verwickelteren Verlauf der Amplitudenkurve. Hinzu kommt, daß (wegen der Bodenunebenheit) die Gesteinsbeschaffenheit der

Reflexionspunkte oft wechselt. Der freie Fels der Rundhöcker stellt gute Reflexionsbedingungen dar, mehr oder minder mächtige Grundmoräne, die sich besonders in den Dellen des Untergrundes befindet, weniger gute. Einfacher liegen die Verhältnisse auf dem Hintereiserner und Concordiaplatz. Fig. 5 zeigt Amplitudenverhältnisse $R:P$ aus den von H. Mothes gewonnenen Seismogrammen. Das Amplitudenmaximum liegt auf dem Hintereiserner bei $407\text{ m} = 2h$, auf dem Concordiaplatz bei 1000 m . H. Mothes hat unter der Annahme $\Delta_{\text{max}} = \Delta_{\text{Total}} = 2h$ die Geschwindigkeit im Felsuntergrund für den Hintereiserner berechnet zu 5300 m/sec .

Rein geometrisch betrachtet ist die Entfernung, bei der Totalreflexion auftritt, parallele Grenzflächen vorausgesetzt, gegeben durch

$$\Delta_{\text{Total}} = \frac{2h v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}.$$

Unter der Voraussetzung, daß bei 407 m tatsächlich der Amplitudenhöchstwert erreicht ist, und unter Vernachlässigung der Neigung Gletscheroberfläche gegen Untergrund ergibt sich hieraus für $v_1 = 3580\text{ m/sec}$: $v_2 = 5100\text{ m/sec}$ auf dem Hintereiserner, für den Concordiaplatz unter gleichen Bedingungen (Neigung des Untergrundes 10°) $v_2 = 5830\text{ m/sec}$. Der v_2 -Wert auf dem Concordiaplatz ist nahezu derselbe, der sich auf der Pasterze für P' aus der Laufzeitkurve ergab (5850 m/sec). Für $v_1 = 3580\text{ m/sec}$, $v_2 = 5850\text{ m/sec}$ und eine mittlere Gletschertiefe von 295 m ist der Winkel der Totalreflexion bei $\Delta = 440\text{ m}$ erreicht, einer Entfernung, aus der im oberen Profilteil der Pasterze keine Beobachtung vorliegt. Im abwärtigen Teil sind Sprengungen auch in 400 und 500 m Entfernung ausgeführt. Die R/P -Kurve zeigt aber erst ein Maximum, und zwar ihr einziges, wenn auch schwaches ($R = 2P$) bei 600 m . Bei $\Delta = 600\text{ m}$, $h = 300\text{ m}$, $v_1 = 3580\text{ m/sec}$ führt obige Gleichung auf $v_2 = 5000\text{ m/sec}$. Die Geschwindigkeit v_2 wäre also nach beiden Seiten des Profils verschieden. In Übereinstimmung hiermit steht, daß P' im aufwärtigen Profil bei 1600 m als Vorläufer auftritt, im abwärtigen erst bei 1650 m . Es sei darauf hingewiesen, daß die Bergwände zungenwärts sich zum Teil aus Chloritschiefern (z. B. Freiwand) aufbauen, firnseitig aus Gneisen.

Die beobachtete Laufzeitkurve der R_1 -Wellen auf der Pasterze stellt einen Hyperbelast dar, wie er für reflektierte Wellen sich ergeben muß:

$$\left(\frac{T v}{2h}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2h}\right)^2 = 1.$$

Die Amplitudenkurve zeigt, daß die R -Wellen bei einer bestimmten Entfernung ein Maximum besitzen, das für reflektierte Wellen beim Winkel der Totalreflexion erwartet werden muß:

$$\Delta_{\text{Total}} = \frac{2h v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}},$$

zwei Tatsachen, die dafür sprechen, daß die R -Wellen zu Recht als Reflexionen gedeutet sind. Als dritte, nicht minder wichtige Tatsache, für viele vielleicht

die ausschlaggebende, kommt hinzu, daß die von H. Mothes^{2,3)} aus den *R*-Laufzeiten für den Hintereisferner berechneten Tiefenwerte auf dieselben Tiefen führt, die H. Hess dort durch Bohrung feststellte.

Aus den Laufzeitkurven *R*₁, *R*₂ wurden nach dem Benndorfschen Satz die Emergenzwinkel berechnet. Ebenso wurde für *R*₁ und *R*₂ ein Wechsel in der Richtung des Ausschlags mit Δ festgestellt. Es wird hierauf bei der Besprechung von *R*₂ eingegangen, die in einer besonderen Arbeit erfolgt.

Die Amplitude von *P'*. Im Schußseismogramm $\Delta = 1800$ m aufwärts tritt *P'* als ganze Schwingung vor *P* auf. Die Amplitude von *P'* ist $\sim 1/2 P \sim 1/4 U_P$. Hieraus erhellt die Bedeutung, die *U_P* auch für Lagerstättenforschung hat. Wenn zwei Schichten derart übereinander liegen, daß die schallhärtere oberst liegt, wird *P'* nur mit kleiner Amplitude im bewegten Seismogramm auftreten, wohingegen *U_P* gestattet wird, eine Laufzeitkurve aufzustellen und die mittlere Tiefenlage der Unstetigkeitsfläche zu bestimmen.

Perioden. In Tabelle 2 sind die Perioden von *P*, *S*, *R*₁ zusammengestellt. Die Perioden von *P* im unteren Teil des Gletschers sind im wesentlichen konstant (*P* = 0.024 sec), im aufwärtigen Teil zeigen sie eine unregelmäßige Zunahme mit Δ . Der Periodengang mit Δ ist dadurch vielleicht etwas verdeckt, daß mit wachsender Entfernung größere Sprengmengen zur Verwendung kommen. Im allgemeinen dürfte der Einfluß der unterschiedlichen Sprengstoffmenge (2.0 bis 2.9 kg) für unsere Untersuchungen zu vernachlässigen sein. Als Mittel aus sämtlichen Perioden *P* ergibt sich firnwärts 0.020 sec. Die mittlere Wellenlänge von *P* beträgt 80 m.

Tabelle 2

<i>J</i> m	Sprengstoffmenge kg	Periode				<i>J</i> m	Sprengstoffmenge kg	Periode			
		<i>P</i> sec	<i>S</i> sec	<i>S/P</i>	<i>R</i> sec			<i>P</i> sec	<i>S</i> sec	<i>S/P</i>	<i>R</i> sec
Aufwärts						Abwärts					
						400	1.2				0.012
						500	1.22		0.024		0.020
600	2.0	0.014	0.034	2.4	0.014	600	1.2	0.024	0.024	1.0	0.024
800	2.0	0.012	0.034	2.8	0.012	700	2.0	0.024	0.036	1.5	0.020
						800	2.0	0.024	0.042	1.8	0.030
1000	2.4	0.020	0.034	1.7	0.018	900	2.0	0.020	0.036	1.8	0.030
						1000	2.0	0.024	0.044	1.8	0.024
1200	2.4	0.018	0.048	2.6	0.018	1100	2.0	0.022	0.055	2.5	0.020
1400	2.4	0.026	0.048	1.9	0.020	1200	2.0	0.024	0.060	2.5	—
1600	2.9	0.023	0.064	2.8	0.020	1400	2.4	0.024	0.050	2.1	0.024
1800	2.9	0.022	0.078	3.5	0.024	1600	2.6	0.024	0.059	2.5	—
						1650	2.6	0.024	0.074	3.1	—

Die Perioden der *S*-Wellen lassen sich besonders gut im abwärtigen Teil des Profils verfolgen. Es konnte recht genau eine halbe Schwingungsdauer ausgemessen werden. In obiger Tabelle sind die doppelten Beträge dieser Auswertungsreihe angegeben. Für beide Profilrichtungen zeigen die *S*-Wellen eine Zunahme

ihrer Periodenlänge mit Δ . Für gleiche Entfernungen stimmen die Perioden gut überein. (Ausnahme $\Delta = 600$ m. Hier ist auch der Unterschied in den Sprengstoffmengen besonders groß, 1.6; 1.0 kg.) Die Wellenlängen schwanken zwischen 40 und 130 m; sie betragen im Mittel wie bei P 80 m.

Bei Erdbebenwellen verhalten sich die Geschwindigkeiten der P - und S -Wellen nahezu umgekehrt wie ihre Perioden:

$$\frac{P_S}{P_P} \sim 1.9; \quad \frac{v_P}{v_S} \sim 1.8.$$

In Tabelle 2 sind hinter den S -Perioden die Verhältnisse S/P aufgeführt. Im Mittel ergibt sich 2.25, das dem Geschwindigkeitsverhältnis $\frac{v_P}{v_S} = 2.14$

nahekommt. Das Verhältnis dieser Verhältnisse $\frac{P_S}{P_P} : \frac{v_P}{v_S}$ ist für Erdbebenwellen und für Eisbebenwellen dasselbe (1.05). Die Energie der S -Wellen dürfte im wesentlichen gleich der Energie der P -Wellen sein. Zur genauen Entscheidung dieser und anderer interessanter Fragen müssen in mächtigem und homogenem Eis Beobachtungen mit allen drei Raumkomponenten ausgeführt werden.

Die Perioden der R -Wellen sind von gleicher Größe wie die der P -Wellen, trotzdem sie den größeren Weg $s = 2 \sqrt{\frac{\Delta^2}{2} + h^2}$ durchlaufen müssen und deshalb nach den Erfahrungen bei den Perioden der direkten Wellen mit einer größeren Periode als bei den P -Wellen zu erwarten sind. Im aufwärtigen Teil zeigen auch sie eine Zunahme mit Δ .

Aus der Laufzeitkurve von U_P ¹⁾ folgt, daß bei hydrostatischem Druck von 30 Atm. die Longitudinalwellen noch die gleiche Geschwindigkeit besitzen wie an der Oberfläche. Wir dürfen den Gletscher als eine einheitliche elastische Platte betrachten. Bei der Explosion scheinen vom Sprengherd gleichzeitig lang- und kurzperiodische Wellen gleicher Geschwindigkeit auszugehen. Die kurzen Wellen laufen sich schneller tot als die großen, und so zeigt sich mit wachsender Entfernung ein Vorherrschen der Wellen großer Periode. Eine Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Wellenlänge, derart, daß zu großen Wellenlängen kleine Geschwindigkeiten und umgekehrt zu kleinen Wellenlängen große Geschwindigkeit gehört, wurde nicht festgestellt.

Literatur

¹⁾ B. Brockamp u. H. Mothes: Seismische Untersuchungen auf den Pasterze-gletscher. I. Zeitschr. f. Geophys. 6, Heft 8.

²⁾ H. Mothes: Seismische Dickenmessungen von Gletschereis. Ebenda 3, Heft 4 (1927).

³⁾ Derselbe: Neue Ergebnisse der Eisseismik. Ebenda 5, Heft 3 bis 4.