

Werk

Jahr: 1927

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:3

Werk Id: PPN101433392X_0003

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0003 | LOG_0031

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

Seismische Dickenmessungen von Gletschereis.

Von **Hans Mothes** aus Göttingen. — (Mit neun Abbildungen.)

Auf dem Hintereisferner in den Oetztaler Alpen wurden mit einem Mikrophon- und einem Vertikalseismographen künstliche Erschütterungswellen untersucht, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der longitudinalen und transversalen Wellen für Gletschereis ermittelt und durch Reflexionen der Erschütterungswellen an der unteren Grenzfläche des Eises die Gletschertiefen in einem Längsprofil von über 1.5 km Länge in Übereinstimmung mit den Tiefenangaben von Herrn Professor H. Hess, Nürnberg, gefunden.

Vorgeschichte der Arbeit. Abgesehen von der Geophysik besteht sowohl in den Kreisen der Geographie als auch in denen der Geologie seit Jahren der rege Wunsch, dem wissenschaftlich wichtigen Problem nachzugehen, Dickenmessungen von Gletschereis mit den neuen geophysikalischen Methoden vorzunehmen.

Schon am 9. Dezember 1925 begründete Herr Professor W. Meinardus, Göttingen in einem Vortrage vor der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Göttingen die Notwendigkeit, die neuen geophysikalischen Methoden zur Abschätzung der Inlandeisdecke von Grönland heranzuziehen (Ref.: Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. II, Heft 1, S. 38—39). Ferner regte Herr Professor W. Meinardus im Februar 1926 an, zur Lösung dieser Aufgabe und zur Ausgestaltung des Verfahrens Vorversuche in einem Gletschergebiet der österreichischen Alpen zu machen und knüpfte mit Herrn Professor H. Hess aus Nürnberg Verhandlungen an über die Wahl eines für solche Arbeiten besonders geeigneten Gletschers. Das Ergebnis war, daß der Hintereisferner in den Oetztaler Alpen bei Vent in Aussicht genommen wurde, da dieser durch die sehr verdienstvollen Arbeiten von Herrn Professor H. Hess weitgehend erforscht ist.

Ich darf hier wohl erwähnen, daß in den Jahren 1922 und 1923 an anderer Stelle schon an die Ausführung von Gletschertiefenmessungen mit geophysikalischer Methode gedacht ist: nach einer kürzlich erfolgten freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. L. Mintrop, Direktor der Seismos-Hannover, an Herrn Geh. Rat E. Wiechert bestanden damals zwischen Herrn Professor Finsterwalder, München und Herrn Dr. L. Mintrop Verhandlungen über die Abschätzung von Gletscherdicken mit seismischen Methoden. Auch während diesen Verhandlungen wurde der Hintereisferner aus oben genanntem Grunde für Eisdickenmessungen als besonders günstig betrachtet. Die Pläne von Herrn Professor Finsterwalder und Herrn Dr. Mintrop wurden seinerzeit vertagt.

Die Anregungen von Herrn Professor Meinardus nahm Herr Geh. Rat Wiechert sogleich auf, dem für seismische Untersuchungen von der Not-

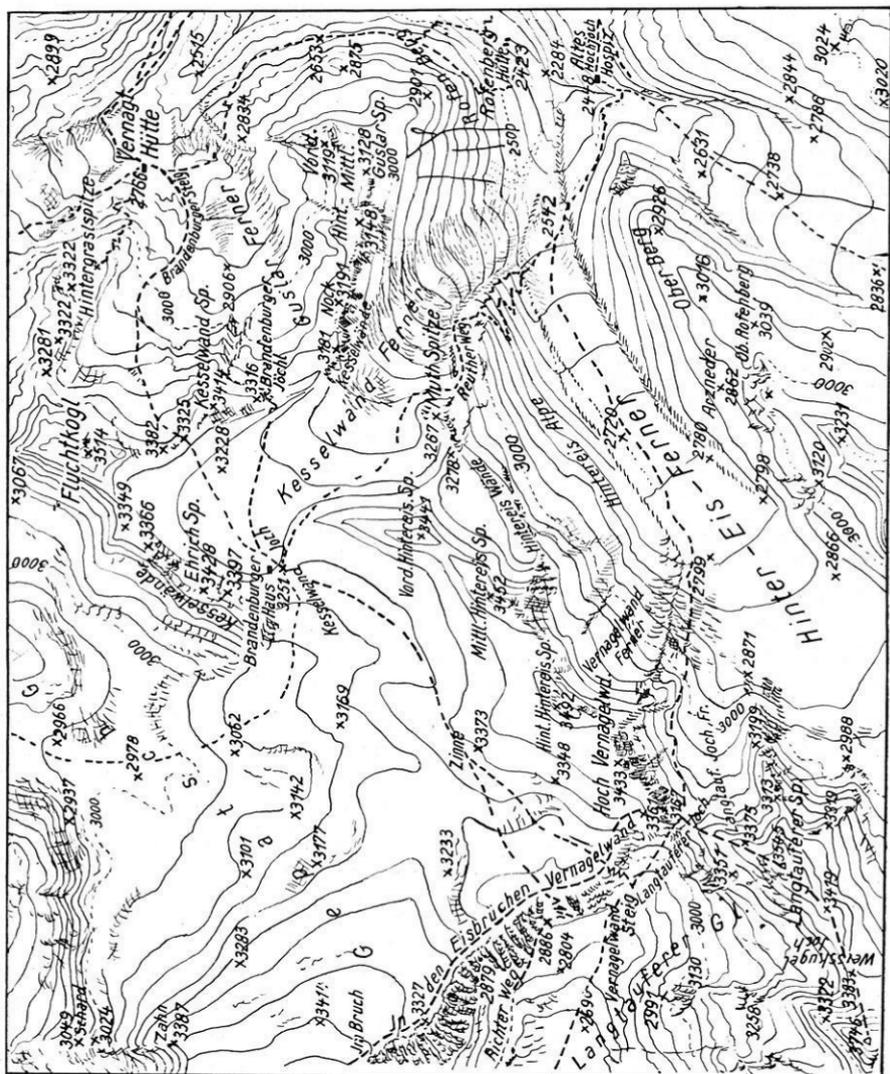


Fig. 1.

gemeinschaft der Deutschen Wissenschaft Mittel zur Verfügung gestellt waren und betraute mich mit der Durchführung der Gletscherdickenmessungen.

An dieser Stelle möchte ich nicht versäumen, meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Geh. Rat Wiechert meinen wärmsten Dank auszusprechen für die Anregung und vielseitige Förderung dieser Arbeit. Ferner schulde ich besonderen Dank der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, welche die finanzielle Unterstützung der Expedition übernahm.

Ort und Zeit der Untersuchungen. Das Beobachtungsfeld war der Hintereisferner im Gebiet der Oetztaler Alpen bei Vent. In Fig. 1 sei zur näheren Orientierung eine Skizze wiedergegeben, welche den untersuchten Gletscher im Zusammenhang mit seiner nächsten Umgebung zeigt.

Die Skizze ist ein Ausschnitt aus der Alpentouristenkarte: Oetztal und Stubai im Maßstabe 1 : 50 000, Bl. 4 zugrunde gelegt. Es sei noch bemerkt, daß das Dreieck in der linken unteren Ecke des Blattes den 3746 m hohen Gipfel der Weißkugel wiedergibt. Mein Standquartier war die Vernagt-Hütte bei der Hintergraselspitze (siehe rechte obere Ecke der Skizze in Fig. 1). Diese Hütte ist Eigentum der Sektion Würzburg im Deutschen und Österreichischen Alpenverein, welcher ich bestens danke für die gute und vergünstigte Aufnahme, die ich dort fand.

Obwohl in unmittelbarer Nähe der Hütte sich der Vernagt- und Guslarferner befinden, wurde auf Grund der Verhandlungen zwischen Herrn Professor Meinardus und Herrn Professor Hess der etwas entfernt gelegene Hintereisferner als Arbeitsgebiet gewählt, weil gerade hier Herr Professor Hess seine Dickenmessungen gemacht hat. Herr Professor Hess hat auf Grund der beobachteten Bewegungserscheinungen des Gletschers in Verbindung mit einigen schwierigen Bohrungen, die unter dem Gletscher gelegene Talform in ihrer mutmaßlichen Gestalt durch Isohypsen dargestellt. Ich verweise auf die Arbeit von Herrn Professor Hess: „Der Hintereisferner 1893 bis 1922“. Ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung. Sie ist veröffentlicht in der Zeitschrift für Gletscherkunde (Bd. VIII. 1924).

Herrn Professor Hess schulde ich besten Dank für seine Unterstützung und Anteilnahme an dieser Arbeit.

Die Zeit der praktischen Arbeiten war von Anfang August bis Anfang September 1926.

Vorbemerkungen. Die von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft unterstützten seismischen Forschungen der letzten Zeit von Herrn Geh. Rat Wiechert beschäftigen sich damit, Erschütterungswellen künstlicher Sprengungen zu untersuchen. Es lag somit nahe, diese Untersuchungen auf das Gletschereis auszudehnen. Während bei den eben genannten Forschungen Sprengungen der Industrie, insbesondere Steinbruchsprengungen, benutzt werden konnten, mußte ich eigens für meine Untersuchungen Sprengungen veranlassen. Es gelang, als Unternehmer dieser Sprengungen den Schießmeister A. Riml aus Sölden im Oetztal zu gewinnen, der sich seiner Aufgabe mit gutem Geschick

entledigte. Als Hilfskräfte standen mir zur Seite der Mechaniker F. Lenke aus Göttingen und zum Bohren der Sprenglöcher Herr J. Riml aus Sölden. Beiden danke ich für ihre gute Unterstützung.

Ausführung der praktischen Untersuchungen. Die Sprengungen. Zur Erzeugung der künstlichen Erschütterungswellen wurde Sicherheitssprengstoff Dynamon I angewendet, und zwar in Mengen von 25 g bis über 2000 g bei Entfernungen der Sprengstellen von 25 bis 2000 m. Die Sprengmassen verteilen sich auf die Entfernungen gemäß folgender Tabelle:

Entfernung	Sprengmassen	Entfernung	Sprengmassen
25 m	25 g	500 m	450 g
100 m	50 g	600 m	700 g
150 m	100 g	1200 m	1500 g
300 m	200 g	2000 m	2500 g

Da Sprengstoff eine kräftigere Wirkung hat, wenn er bei der Detonation Widerstand zu überwinden hat, wurde er in Bohrlöcher versenkt in Tiefen von 50 bis über 100 cm gemäß den Entfernungen. Die Bohrlöcher wurden nachdem mit Sand verdämmt und mit einem großen Stein verdeckt. So hatte ich außerdem die Gewähr, den für diese Untersuchungen belanglosen Luftschall auf ein Minimum herabgedrückt zu haben.

Die Zündung. Bei Sprengentfernungen unter 400 m konnte ich die elektrische Zündmethode verwenden, deren einfaches Prinzip in Fig. 2 deutlich gemacht wird.

Eine elektrische Batterie E speist einen Stromkreis, der den Beobachtungsort B mit dem Sprengort Sp verbindet. Am Sprengort ist eine Schleife des stromführenden Drahtes von besonders dünnem Material in die Sprengkapsel K so eingeführt, daß beim Schließen des Stromkreises durch Niederdrücken des Tasters T die Drahtschleife S durchschmilzt und die dabei entstehenden Funken die Sprengkapsel zur Explosion bringen.

Bei Entfernungen über 400 m versagte diese Sprengmethode, da der Stromverlust durch „Eisschluß“ zu groß wurde. Es war somit erforderlich, bei größeren Entfernungen zur Zündung mittels Zündschnur zu greifen. Jedoch hat sich auch dieses Verfahren als gut brauchbar erwiesen, da das von uns gebrauchte Zündschnurmateriale so sicher brannte, daß bei geeigneter Länge der Zündschnur der Sprengmoment fast auf eine Sekunde genau vorausberechnet werden konnte, so daß unnötig große Verluste des Registriermaterials vermieden wurden. Die genaue Sprengzeit wurde selbsttätig auf den Registrierfilm übertragen nach einem Verfahren, das weiter unten besprochen wird.

Die Empfangsapparatur. Herr Geh. Rat Wiechert stellte mir einen Vertikalseismographen und einen Mikrophoneismographen zur Verfügung, die

ich bei den Vorarbeiten im Geophysikalischen Institut Göttingen im Sommer 1926 für diese speziellen Eisuntersuchungen vorbereitete.

Eine besondere Schwierigkeit ergab sich beim Gebrauch dieser Instrumente auf dem Eise dadurch, daß ihr nicht unerhebliches Gewicht so stark auf die Auflageflächen drückte, daß diese fortgesetzt in das Eis hineintauten. So erfuhren die Seismographen Neigungen, die eine Neueinstellung der Instrumente innerhalb kurzer Zeiträume erforderlich machte.

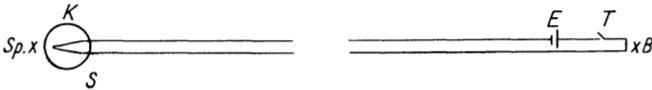


Fig. 2.

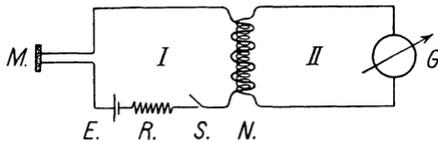


Fig. 3.

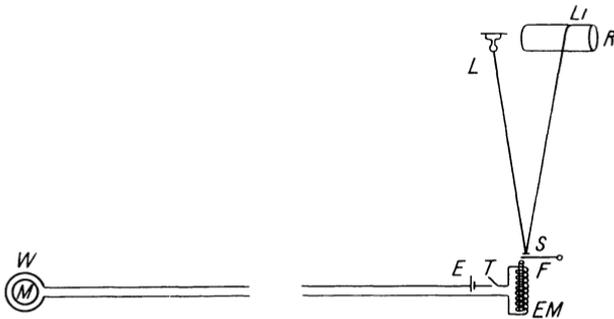


Fig. 4.

Der Vertikalseismograph war mit einer Glycerindämpfung versehen, die sich schlecht bewährte, da die Temperatur in dem auf dem Eise stehenden Beobachtungszelte sich über Erwarten stark und plötzlich änderte, und das Glycerin auf diese Temperaturschwankungen sehr störend reagierte. Darin ist der Grund zu sehen, daß in den weiter unten folgenden Seismogrammen die Dämpfung nicht immer gleich und in vielen Fällen zu klein ausgefallen ist. Es war schwer, die Dichteänderungen des Glycerins durch Verstellung des Dämpfungkolbens in so schnellen Zeiträumen zu kompensieren.

Über das Prinzip des Vertikalseismographen brauche ich an dieser Stelle nicht zu berichten, da darüber in der Literatur von Herrn Geh. Rat Wiechert ausführlich gesprochen ist. Ich verweise besonders auf die „Theorie der automatischen Seismographen“ vom gleichen Verfasser. So kann ich nun zur Erklärung des Mikrophoneismographen übergehen.

Zur Erklärung der Wirkungsweise dieser Registriermethode sei in Fig. 3 ein Schaltschema wiedergegeben. Die Verbindung von Mikrophon und Seismograph ist bei dieser Apparatur so gegeben, daß die Eisbewegung durch den Seismographen entsprechend vergrößert auf das Mikrophon M übertragen wird, das in Reihe liegt mit einem Element E von etwa 1 Volt, einem regulierbaren Widerstand R , einem Schalter S und einer Spule N . Bewegungen der Mikrophonmembran haben eine Widerstandsänderung und damit Schwankungen der Stromstärke im Stromkreis I zur Folge, die auf das Spiegelgalvanometer im induktiv gekoppelten Stromkreis II einwirken.

Die Schwingungen des Seismographen und des Mikrophoneismographen (Galvanometer) wurden mittels Lichtzeiger auf das photographische Filmband eines Lichtschreibers übertragen, den mir Herr Dr. Mintrop in freundlicher Weise zur Verfügung stellte. Die Zeitmarkierung wurde selbsttätig auf das Filmband übertragen durch ein Pendel, welches das Licht einer kleinen Birne in der Sekunde 5 mal verdeckte. Herrn Dr. Mintrop schulde ich besonderen Dank, da er mir in gleicherweise einen Ablenkungsspiegel lieh; das ist eine Apparatur, welche selbsttätig den Sprengmoment auf das Filmband überträgt. Das Prinzip dieser Vorrichtung gibt die Skizze in Fig. 4 wieder.

Durch den Taster T kann ein Stromkreis geschlossen werden, der durch die Batterie E gespeist wird, in einigen Windungen W um die Sprengmasse M gelegt ist, und beim Beobachtungsort einen Elektromagneten EM in Tätigkeit setzt. Im Augenblick der Explosion der Sprengmasse M werden die Windungen W zerrissen und der Stromkreis wird damit geöffnet. Der stromlos gewordene Elektromagnet EM läßt eine Stahlfeder F zurückschnellen, wodurch der an dieser befindliche Spiegel S eine Ablenkung erfährt. Der Spiegel wirft das Bild einer Lampe L auf die Filmrolle R , auf welcher das Absetzen der registrierten Linie Li dem Sprengmoment entspricht.

Die Aufstellung der Empfangsapparatur erfolgte in einem lichtdichten Zelte. Da bei der Aufrichtung desselben auf dem Eise nicht die gebräuchlichen Pflöcke zum Spannen der Stricke verwendet werden konnten, weil sie bei dem erheblichen Zuge sogleich wieder herausschmelzen würden, mußten die Zeltstricke jeweils mit schweren Steinen gespannt werden. Außerdem war der Transport der empfindlichen Apparate auf dem schlüpfrigen Eise, zum Teil über Spalten, mit Gefahren verbunden. Aus diesen beiden Gründen sah ich mich veranlaßt, die Empfangsapparatur möglichst lange an einem einmal für gut befundenen Orte zu lassen und die Sprengstelle zu variieren.

Ich kann hier wohl erwähnen, daß nach dem Abbau des Zelte, welches etwa acht Tage an einem Orte stand, ein über 40 cm hoher Eissockel sich unter dem Zelte gebildet hatte. Das lichtdichte Zelt ließ die Sonnenstrahlung fast nicht durch und schützte das unter diesem befindliche Eis vor dem Wegtauen. Da dadurch der Raum unter dem Zelte immer enger wurde, mußte aus diesem Grunde das Zelt mitunter neu aufgestellt werden.

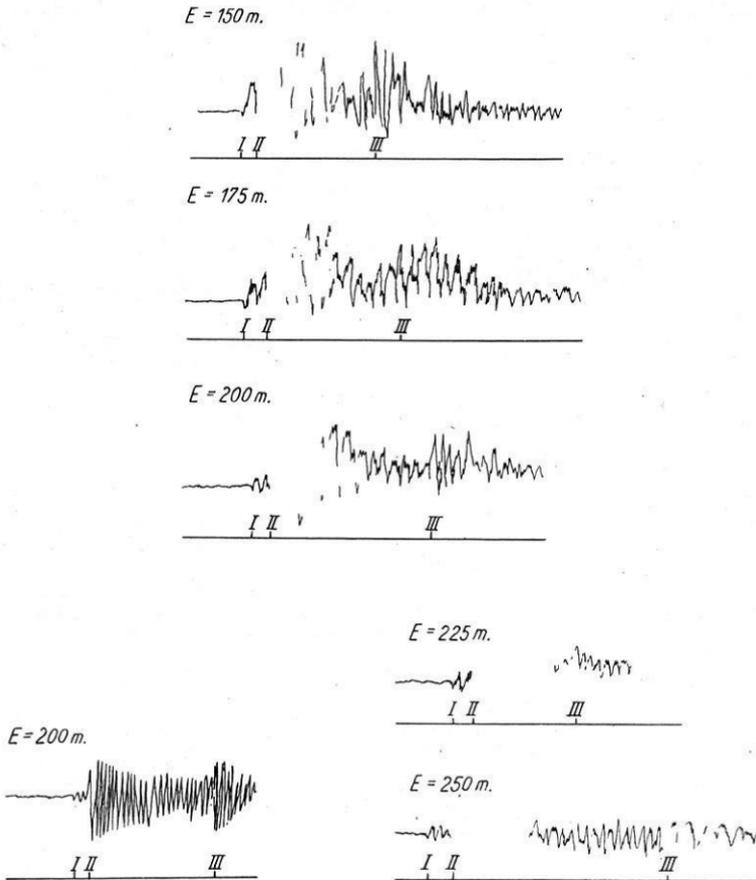
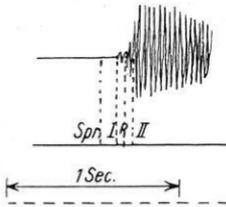


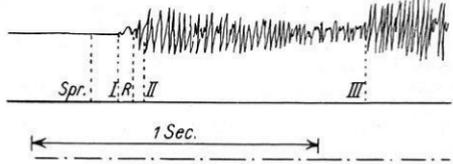
Fig. 5 a.

Die Beobachtungsergebnisse. Zur Untersuchung von Reflexionen bei seismischen Registrierungen ist die genaue Kenntnis der Wellengeschwindigkeiten, besonders die der longitudinalen Wellen, erforderlich. Meine erste Aufgabe bestand also darin, aus den Seismogrammen die Laufgeschwindigkeiten

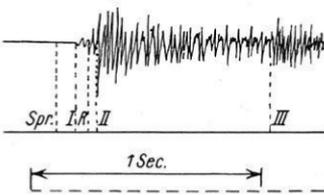
$E=300\text{ m.}$ $L_I=0,093\text{ Sec.}$ $T=173\text{ m.}$
 $L_{II}=0,183\text{ ''}$
 $L_R=0,140\text{ ''}$



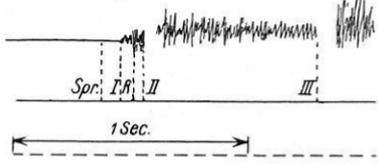
$E=300\text{ m.}$ $L_I=0,096\text{ Sec.}$ $T=180\text{ m.}$
 $L_{II}=0,184\text{ ''}$
 $L_R=0,146\text{ ''}$



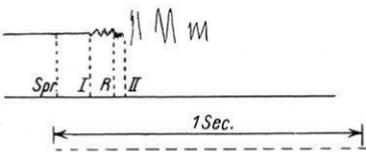
$E=300\text{ m.}$ $L_I=0,085\text{ Sec.}$ $T=180\text{ m.}$
 $L_{II}=0,180\text{ ''}$
 $L_R=0,135\text{ ''}$



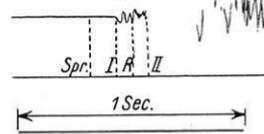
$E=300\text{ m.}$ $L_I=0,085\text{ Sec.}$ $T=180\text{ m.}$
 $L_{II}=0,180\text{ ''}$
 $L_R=0,136\text{ ''}$



$E=375\text{ m.}$ $L_I=0,110\text{ Sec.}$ $T=254\text{ m.}$
 $L_{II}=0,222\text{ ''}$
 $L_R=0,186\text{ ''}$



$E=400\text{ m.}$ $L_I=0,115\text{ Sec.}$ $T=250\text{ m.}$
 $L_{II}=0,250\text{ ''}$
 $L_R=0,185\text{ ''}$



$E=400\text{ m.}$ $L_I=0,115\text{ Sec.}$ $T=187\text{ m.}$
 $L_{II}=0,262\text{ ''}$
 $L_R=0,160\text{ ''}$

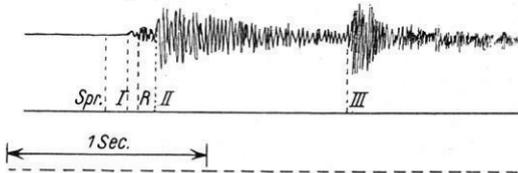
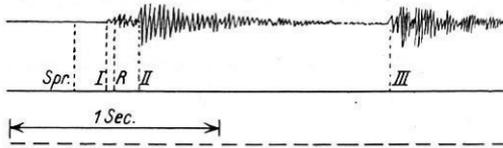
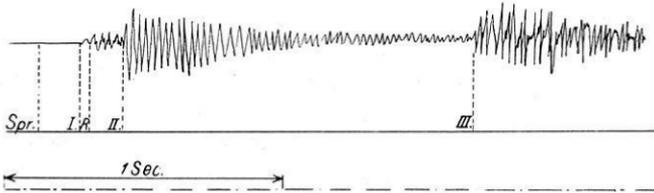


Fig. 5 b.

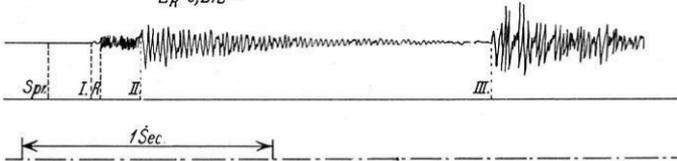
$E=500m.$ $L_I=0,150\text{ Sec.}$ $T=180m.$
 $L_{II}=0,303\text{ ''}$
 $L_R=0,185\text{ ''}$



$E=500m$ $L_I=0,146\text{ Sec}$ $T=200m$
 $L_{II}=0,313\text{ ''}$
 $L_R=0,186\text{ ''}$



$E=600m.$ $L_I=0,173\text{ Sec}$ $T=206m$
 $L_{II}=0,365\text{ ''}$
 $L_R=0,212\text{ ''}$



$E=900m.$ $L_I=0,253\text{ Sec.}$ $T=223m$
 $L_{II}=0,563\text{ ''}$
 $L_R=0,293\text{ ''}$



Fig. 5 b.

zu ermitteln. Ich lasse nun in Fig. 5 eine Reihe von typischen Seismogrammen folgen, welche ich bei meinen Versuchen von dem Vertikalseismographen erhielt.

Die Auswertung hat ergeben, daß die longitudinalen Wellen jeweils bei *I* und die transversalen Wellen bei *II* einsetzen (siehe Fig. 5 a und 5 b). Nebenbei sei bemerkt, daß bei *III* gegen Ende einiger Seismogramme der Luftschall aufgezeichnet wurde.

Fig. 6 gibt die Laufzeitkurven der ersten und zweiten Wellen mit L_I und L_{II} wieder.

Es ergeben sich folgende Laufgeschwindigkeiten:

Longitudinale Wellen	$V = 3400$ m/sec
Transversale „	$V = 1600$ „

Eine nähere Betrachtung der Seismogramme in *Vb* zeigt, daß zwischen dem Einsatz der ersten und dem der zweiten Wellen bei *R* jeweils eine neue Wellenart beginnt. Das Charakteristische dieses Wellenzuges ist, abgesehen von der relativ größeren Unruhe gegenüber den ersten Wellen, daß mit größer werdender Sprengentfernung ihr Einsatz näher an den Einsatz der ersten Wellen rückt. Diese Erscheinung drückt sich in Fig. 6 so aus, daß die Laufzeitkurve der *R*-Wellen, L_R , sich mit zunehmender Abszisse an die Laufzeitkurve der ersten Wellen asymptotisch nähert.

Die Vermutung, daß in diesen Wellen die an der unteren Grenzfläche des Eises einmal reflektierten Erschütterungswellen zu betrachten sind, findet seine Bestätigung durch Überlegungen, welche sich an Fig. 7 anschließen.

Mit $SS'S''$ und $T'T''$ sei die zunächst parallel gedachte obere und untere Grenzfläche einer Eisschicht im vertikalen Schnitt dargestellt. Der Weg der longitudinalen Wellen sei für zwei Sprengentfernungen von 300 m mit $SS' = L'_1$ und 900 m mit $SS'' = L'_2$ angegeben. Es ist dabei die vereinfachte Annahme gemacht, daß die Wellen längs der Oberfläche verlaufen. Wie bekannt, treffen die jeweils einmal an der unteren Grenzfläche reflektierten Wellen so in S' und S'' ein, als kämen sie von einem Punkte S^* , der ebenso weit senkrecht unter der reflektierenden Fläche $T'T''$ liegt, wie der Sprengort S darüber. Die Wege der *R*-Wellen ergeben sich mit $SR'S' = R'$ und $SR''S'' = R''$.

Die Differenz der ersten und der *R*-Wellen ist sowohl für die Sprengentfernung 900 m, wie für die von 300 m gebildet und in den Strecken *a* und *b* dargestellt. Wir werden wieder auf die oben beobachtete Erscheinung geführt: *a* kleiner als *b*, d. h. mit zunehmender Sprengentfernung wird die Differenz der ersten und der reflektierten Wellenwege kleiner. Daß die in Fig. 6 die dem Einsetzen der *R*-Wellen entsprechenden kleinen Kreise von der Laufzeitkurve L_R zum Teil nicht unwesentlich abweichen, findet seine Erklärung darin, daß die Tiefen an den Beobachtungsorten verschieden sind.

Ehe ich in der Besprechung weitergehe, möchte ich noch eine Bemerkung zu Fig. 5a machen. Es sind hier Seismogramme dargestellt, die bei kleineren Entfernungen der Sprengstellen erhalten sind. Die Bodenbewegung war bei diesen so stark, und damit die Bewegung des von dem Spiegel des Seismographen ausgehenden Lichtstrahles so schnell, daß die photographische Schicht auf dem Registrierfilm die ersten Wellenzüge der zweiten Wellen nicht mehr aufgenommen hat. Sie fehlen in diesen Seismogrammen.

Fig. 5a und 5b gibt typische, zum Teil stark verkleinerte Seismogramme wieder, während die Auswertungsergebnisse des gesamten Kurvenmaterials umstehende Tabelle zeigt.

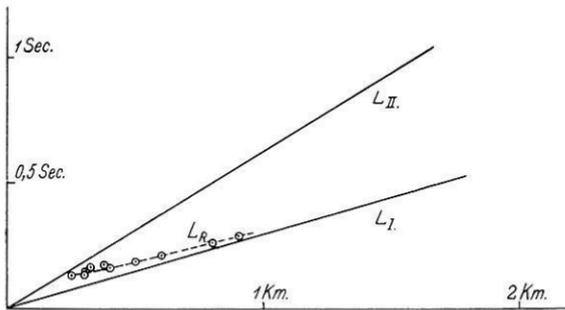


Fig. 6.

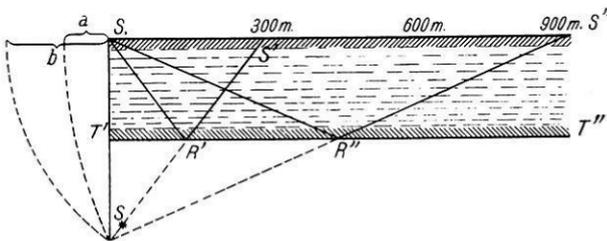


Fig. 7.

Zur weiteren Erklärung der Reflexionen sei auf Fig. 8 verwiesen. Sie stellt einen vertikalen Schnitt durch den Gletscher in einer von mir durchgemessenen Linie von über $1\frac{1}{2}$ km Länge dar.

Mit OO sei die Oberfläche des Gletschers dargestellt und mit UU die untere Grenzfläche gegen den Felsen. Dieses sind die Grenzflächen, wie sie jetzt, Sommer 1926, sind. Die Daten sind mir freundlicherweise von Herrn Prof. H. Hess zur Verfügung gestellt worden. Herr Prof. Hess hat dieses Längsprofil des Instrumentenstandortes für das Jahr 1926 konstruiert unter

Nr.	Entfernung in Meter	Laufzeiten in Sekunden			Tiefe in Meter
		L_I	L_{II}	L_R	
1	25	0.006	0.014	—	—
2	50	—	0.030	—	—
3	50	0.010	—	—	—
4	75	0.023	0.045	—	—
5	100	—	0.064	—	—
6	100	0.027	0.060	—	—
7	125	0.040	0.075	—	—
8	125	0.036	0.075	—	—
9	150	0.047	0.090	—	—
10	150	0.040	0.090	—	—
11	175	0.050	0.105	—	—
12	200	0.055	0.120	—	—
13	200	0.060	0.122	—	—
14	200	0.060	0.120	—	—
15	200	0.057	0.120	—	—
16	200	0.061	0.124	—	—
17	200	—	0.110	—	—
18	225	0.070	—	—	—
19	250	0.071	0.153	—	—
20	250	0.063	0.160	—	—
21	250	0.080	0.170	0.130	182
22	275	0.075	0.169	—	—
23	280	—	0.170	—	—
24	300	0.085	0.180	0.135	180
25	300	0.087	0.183	—	—
26	300	0.085	0.180	0.136	180
27	300	0.093	0.183	0.140	173
28	300	0.087	0.185	—	—
29	300	0.086	0.184	—	—
30	300	0.091	0.185	—	—
31	300	0.090	0.187	—	—
32	300	0.082	0.185	—	—
33	300	0.091	0.182	—	—
34	300	0.082	0.185	—	—
35	300	0.082	0.185	—	—
36	325	0.098	0.200	0.165	250
37	375	0.110	0.222	0.186	254
38	400	0.115	0.250	0.185	250
39	400	0.115	0.250	0.160	187
40	425	—	0.260	—	—
41	475	0.145	0.290	—	—
42	500	0.169	0.310	—	—
43	500	0.150	0.310	0.185	180
44	500	0.146	0.313	0.186	200
45	500	0.154	0.310	0.190	180
46	500	0.144	0.310	0.186	180
47	500	0.144	0.310	—	—
48	600	0.175	0.365	0.212	206
49	600	0.180	0.370	—	—
50	700	0.209	0.430	—	—
51	700	0.209	0.430	—	—
52	800	0.230	0.500	0.263	218
53	900	0.253	0.563	0.293	225
54	1200	—	0.740	—	—
55	2000	—	1.250	—	—

Benutzung seiner schon oben genannten Arbeit: Der Hintereisferner 1893–1922. Das Längsprofil in Fig. 8 liegt ungefähr in der Mitte zwischen den Strömungslinien 6 und 7 auf Taf. IV der Hessschen Arbeit. Der Instrumentenstandort war nacheinander in B' und B'' . Die Sprengstellen sind durch die Zeichen 

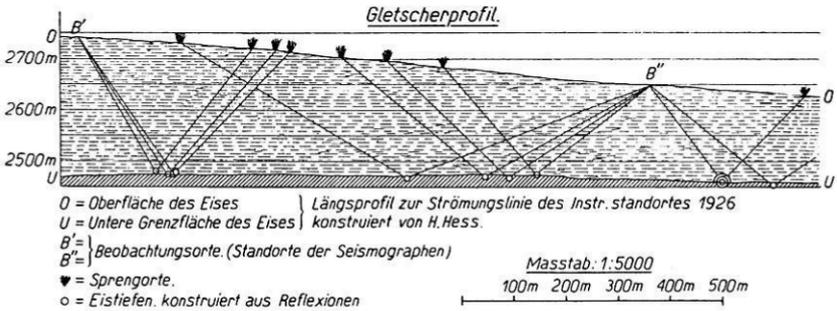


Fig. 8.

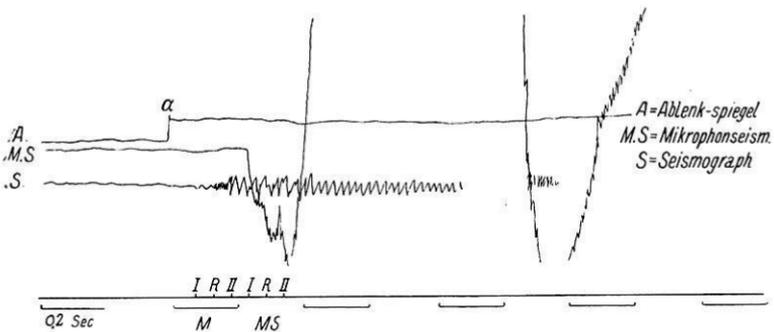


Fig. 9.

kenntlich gemacht. Aus den Seismogrammen sind die Tiefen berechnet nach den Formeln

$$T_1 = \frac{\sqrt{R'^2 - L_1'^2}}{2},$$

$$T_2 = \frac{\sqrt{R''^2 - L_2'^2}}{2},$$

.....

welche sich aus den Dreiecken SS^*S' und SS^*S'' in Fig. 7 ergeben.

Die erhaltenen Tiefen sind in Fig. 4 durch die kleinen Kreise eingetragen. Die Wege der reflektierten Wellen, wie sie für die Berechnung zugrunde gelegt wurden, sind in der Figur eingezeichnet. Sie entsprechen einer Parallelität der Grenzflächen. Daß die Begrenzungsflächen hier etwas gegeneinander

geneigt sind, hat einen unwesentlichen Fehler zur Folge. Da die von mir gefundenen Tiefen nicht wesentlich von der von Herrn Prof. Hess gefundenen Tiefenlinie abweichen, ist die Brauchbarkeit der seismischen Methode zur Dickenbestimmung von Eisschichten erwiesen.

Daß auch der Mikrophonseismograph zu gleichem Zwecke gut brauchbar ist, zeigt das Diagramm in Fig. 9.

Auf demselben Registrierfilm ist das Diagramm des Vertikalseismographen mit *S* dargestellt und das des Mikrophonseismographen mit *MS*. Die Linie *A* ist durch den Ablenkungswinkel aufgezeichnet und man bemerkt in ihrem Verlauf bei *a* den Sprengmoment, wie er ohne Anrechnung der Parallaxe auf dem Filmbande erscheint. Es erscheint die Eisbewegung durch den Mikrophonseismographen bedeutend stärker vergrößert, und zwar so, daß der Parallaxe zufolge der erste Einsatz (*I*) gegenüber dem der Aufzeichnung des Seismographen seitlich verschoben ist, sich aber im übrigen die mit *I*, *R* und *II* bezeichneten Wellenarten in beiden Seismogrammen genau einander entsprechen. Auch dieser gibt die Einzelheiten befriedigend wieder. Ich habe mich bei diesen Untersuchungen darauf beschränkt, zu zeigen, daß der Mikrophonseismograph auch für seismische Messungen zu verwenden ist. Dagegen habe ich nicht die ganzen Meßreihen mit ihm ausgeführt, weil es, wie oben schon bemerkt wurde, außerordentlich schwierig und zeitraubend war, den Lichtpunkt von zwei Seismographen und den des Ablenkungsspiegels auf dasselbe Filmband zu bringen und darauf zu behalten. Wie gesagt, hat das Eintauen der Apparate ein ständiges Verlagern des Lichtpunktes zur Folge.

Zusammenfassung. Mit einem Vertikalseismographen und einem Mikrophonseismographen, beide mit optischer Registrierung, wurden auf dem Hintereisferner in den Oetztaler Alpen Erschütterungswellen registriert, welche mittels Sprengungen in Entfernungen von 25 m bis 2 km erzeugt wurden. Es konnte die Laufgeschwindigkeit der longitudinalen Wellen ermittelt werden zu 3400 m/sec und die der transversalen Wellen zu 1600 m/sec.

In zahlreichen Fällen und in Entfernungen von 250 bis 1200 m wurden Reflexionen an der unteren Grenzfläche des Gletschereises erhalten.

Unter Benutzung dieser Reflexionen konnte auf einer über $1\frac{1}{2}$ km langen Linie die Tiefen berechnet und das Profil gezeichnet werden. Das gleiche Profil ist von Herrn Prof. Hess durch ein anderes Verfahren konstruiert.

Der Vergleich beider zeigt die Brauchbarkeit und Zuverlässigkeit der neuen seismischen Methoden zur Tiefenbestimmung von Gletschereis.