

## Werk

**Jahr:** 1929

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:5

**Digitalisiert:** Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

**Werk Id:** PPN101433392X\_0005

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X\\_0005](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0005)

**LOG Id:** LOG\_0027

**LOG Titel:** Neue Ergebnisse der Eisseismik

**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](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

## Neue Ergebnisse der Eisseismik.

Von **H. Mothes**, Göttingen. — (Mit dreizehn Abbildungen.)

Im Juli und August 1928 wurden auf dem Hintereisferner (Oetztaler Alpen) durch Sprengungen seismische Wellen künstlich ausgelöst und in Entfernungen von 180 bis 600 m mit einem Vertikalseismographen optisch registriert. Für die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wellen wurden als Mittel zahlreicher Einzelmessungen folgende Werte gefunden:  $V_I$  im Zungeneis = 3600 m/sec,  $V_I$  im Firn = 3140 m/sec,  $V_{II}$  im Zungeneis = 1690 m/sec,  $V_{II}$  im Firn = 1350 m/sec. In 25 Fällen konnten Reflexionen longitudinaler Wellen an der unteren Grenzfläche des Eises registriert werden, die zur Eisdickenbestimmung dienten. Die Realität der Reflexionen konnte durch das Laufzeitkurven-Schaubild gestützt werden, sowie durch den Nachweis, daß die longitudinalen Reflexionswellen der totalen Reflexion unterliegen. Diese Ergebnisse konnten bei erneuten eisseismischen Arbeiten im März 1929 auf dem Konkordia-Platz (Aletschgletscher) bestätigt und erweitert werden.

**I. Untersuchungen auf dem Hintereisferner (Österreich).** Vorbemerkungen. Unterstützt von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft wurden im Juli und August 1928 auf dem Hintereisferner der Oetztaler Alpen seismische Arbeiten vorgenommen, die als Fortsetzung und Ergänzung der im August und September 1926 ausgeführten Untersuchungen anzusehen sind (siehe „Seismische Dickenmessungen von Gletschereis“. Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. III, Heft 4, S. 121—134).

Von der dort geschilderten praktischen Durchführung der seismischen Arbeiten bin ich auch 1928 nicht wesentlich abgewichen. So kann ich mich jetzt darauf beschränken, zusammenfassend zu sagen, daß durch Detonation von Sicherheitssprengstoff — in an der Gletscheroberfläche erbohrten Löchern — elastische Erschütterungswellen ausgelöst und in geeigneten Abständen mit einem Wiechertschen Feldvertikalseismographen optisch registriert wurden.

Das damals so störend empfundene durch Eintauen hervorgerufene Absinken der Instrumente konnte jetzt auf ein erträgliches Minimum herabgemindert werden durch Aufstellen der Apparate und Registrierinstrumente auf etwa 2 cm dicke Siluminplatten, die den Gewichtsdruck der Last auf größere Eisflächen verteilen.

Fig. 1 ist als Ausschnitt aus der Tafel VI der Abhandlung von H. Hess: „Der Hintereisferner 1893—1922“ [Zeitschr. f. Gletscherkunde **13** (1923—1924)] entnommen und stellt den durch besondere Verfahren (siehe S. 166 und 167 genannter Abhandlung) rekonstruierten mutmaßlichen Isohypsenverlauf des eisfreien Hintereistales dar. Die Zeltstandorte, an denen Seismogramme zur Aufzeichnung kamen, sind durch das Zeichen  $\odot$  kenntlich gemacht. Die Schußlinie, d. h. die Verbindungsgerade von Sprengstellen und Zeltstandorten ist dort strichpunktiert eingetragen.

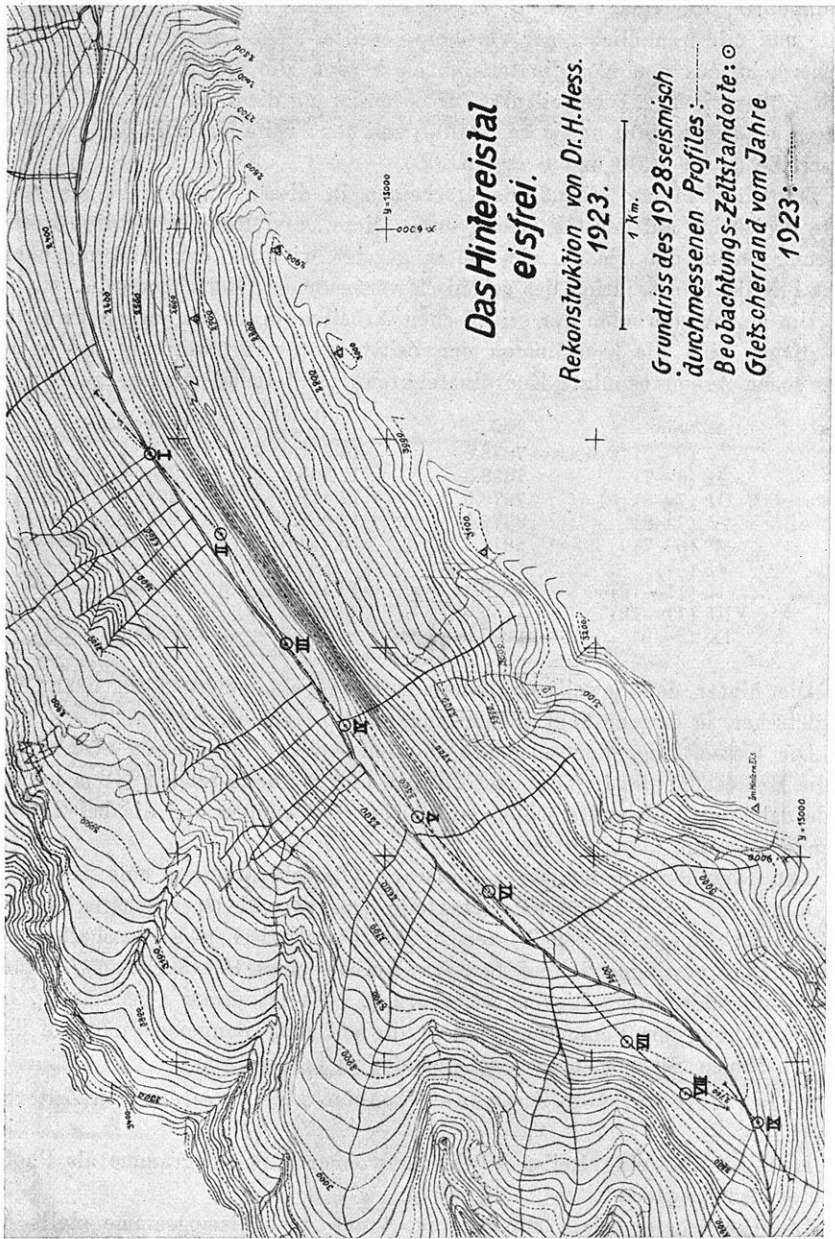


Fig. 1.

Bei dieser Konstruktion wurde ausgegangen von den Koordinaten der Zeltstandorte, die Herr Prof. H. Hess aus eigenhändigen Vermessungen ableitete und mir freundlichst zur Verfügung stellte. Die Lage des Koordinatensystems geht aus den Koordinatenkreuzen hervor, die sich in Abständen von je 1 km über die Fig. 1 verteilen. Zur Orientierung dient das Kreuz über dem Figurentext ( $x = 6000$  und  $y = 13000$ ) und das zweite Kreuz in der untersten Kreuzreihe ( $x = 9000$  und  $y = 15000$ ).

Zeltstandorte und Schußlinie erscheinen in dieser Wiedergabe als senkrechte Projektion auf den Gletschergrund. Diese Darstellung findet ihre Rechtfertigung darin, daß sie — wie später gezeigt wird — den Ausgangspunkt bildet für die Konstruktion des seismisch vermessenen Gletscherprofils.

Um ein Wiederholen der seismischen Arbeiten in dem gleichen Profil zu ermöglichen, sind die Koordinaten der Zeltstandorte in bezug auf das in der Hess'schen Arbeit benutzte Koordinatenkreuz nachfolgend wiedergegeben:

Zeltort	X	Y	Z (Meereshöhe)
I (8—9)	7078.6	11 867.0	2602.4
II (6—7)	7458.3	12 208.6	2645.0
III (7—8)	7979.5	12 518.6	2699.6
IV (7—8)	8372.3	12 807.7	2725.3
V (6—7)	8811.7	13 156.6	2770.6
VI (—)	—	—	—
VII (11—12)	9899.4	14 170.1	2870.8
VIII (11—12)	10 155.6	14 456.5	2937.0
IX (8—9)	10 297.2	14 806.8	2948.0

Die hinter dem jeweiligen Zeltstandort eingeklammerte Zahl nennt den Teilgletscher, in dem er liegt (Einteilungsprinzip siehe H. Hess).

Die Gesamtlänge der seismisch durchmessenen Linie betrug etwa 5 km. Da die Meereshöhe des I. Standortes 2602 m und die des letzten 2948 m betrug, wurde dabei ein Höhenunterschied von 346 m überwunden und die bei 2900 m liegende Firnlinie überschritten.

Der Firnlinie kommt bei seismischen Gletscherarbeiten eine besondere Bedeutung zu. Sie trennt Gletscherteile von verschiedener elastischer Beschaffenheit: Zungeneis von Firneis. Da die elastischen Eigenschaften des Untergrundes bestimmend sind für den Aufbau eines Seismogramms, kommt dieser Unterschied auch hier zum Ausdruck. Es ist daher zweckmäßig, bei der Besprechung der Versuchsergebnisse die auf dem Zungeneis und auf dem Firn erhaltenen Seismogramme nacheinander zu besprechen.

Ergebnisse auf dem Zungeneis konnten erzielt werden von Zeltort I bis VII aus.

In Fig. 2 sind eine Reihe der dort gewonnenen Seismogramme als Photographie wiedergegeben.

Die gestrichelte Linie am unteren Rande der Seismogramme stellt die Zeitmarkierung dar. Sie wurde durch Ablenden eines Lichtstrahles durch eine an einer Blattfeder schwingenden Masse erzeugt. Da die Schwingungs-

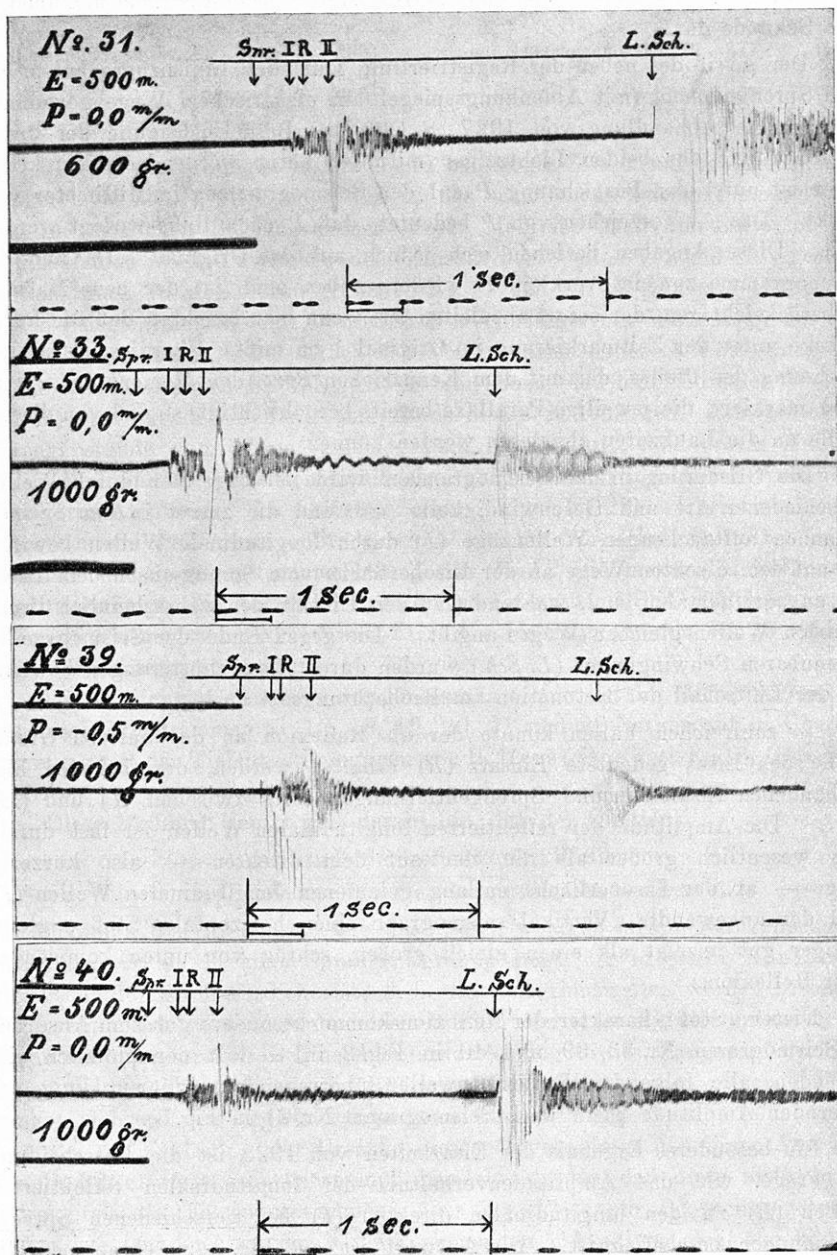


Fig. 2. Seismogramme vom Hintereisferner. Reflexionen.

dauer dieses Zeitpendels  $\frac{1}{5}$  Sekunde betrug, stellen je fünf Striche und Lücken eine Sekunde dar.

Der Abriß des neben der Registrierlinie laufenden Linienzuges entspricht dem Sprengmoment (mit Ablenkungsspiegel auf elektrischem Wege gewonnen, siehe meine Abhandlung von 1927, S. 126) bei Berücksichtigung der durch die Parallaxe der beiden Lichtzeiger mitunter nötig werdenden Korrektur. Diese ist unter der Bezeichnung *P* auf den Seismogrammen in Millimeter vermerkt. Das — Vorzeichen von *P* bedeutet, daß *P* nach links verlegt werden muß. Diese Angaben beziehen sich jedoch auf das Original. Da nun die Seismogramme zumeist verkleinert wiedergegeben sind, ist der neue Maßstab zu berücksichtigen, der sofort abzuleiten ist, wenn man beachtet, daß die kurze Strecke unter der Zeitmarkierung im Original 1 cm mißt. Überdies ist bei der Zeichnung des Pfeiles, der mit dem Kennzeichen *Sprg.* den Moment der Sprengung markiert, die jeweilige Parallaxe bereits berücksichtigt, so daß von diesem Pfeile an die Laufzeiten abgelesen werden können.

Die Gliederung in den Seismogrammen wird hervorgerufen durch Wellen verschiedener Art und Geschwindigkeit. So sind die zuerst in den Seismogrammen auftauchenden Wellenzüge (*I*) durch longitudinale Wellen bewirkt, die auf dem direkten Wege an der Eisoberfläche vom Spreng- nach dem Beobachtungsort gelaufen sind, während (*II*) den Einsatz der wahrscheinlich transversalen Wellen gleichen Weges angibt. Die gegen Ende der Seismogramme erkennbaren Schwingungen (*L. Sch.*) wurden durch Eiserschütterungen bewirkt, die der Luftschall der Detonation am Beobachtungsort auslöste.

In zahlreichen Fällen konnte der als Reflexion an der unteren Grenzfläche des Eises gedeutete Einsatz (*R*) erhalten werden, der bei den hier vorhandenen Eisdicken und Sprengentfernungen stets zwischen (*I*) und (*II*) liegt. Die Amplitude der reflektierten longitudinalen Wellen ist fast durchweg wesentlich größer als die, der auf dem direkten — also kürzeren Wege — an der Eisoberfläche entlang gelaufenen longitudinalen Wellen (*I*), weil der angewandte „Vertikal“seismograph einen horizontalen Stoß ungleich weniger gut anzeigt als einen gleich großen, schräg von unten kommenden einer Reflexion.

Dieser „Stoß“ charakter der Reflexion kommt besonders gut zum Ausdruck im Seismogramm Nr. 33, 39 und 40 in Fig. 2 in Gestalt der plötzlich einsetzenden, alle folgenden Reflexionswellen überragenden und nur kurz andauernden Amplitude (siehe auch Seismogramm Nr. 21 in Fig. 3).

Ein besonderes Ergebnis der Eisarbeiten von 1928 ist die Entscheidung der Frage, wie das Amplitudenverhältnis der longitudinalen reflektierten Wellen (*R*) zu den longitudinalen direkten (*I*) bei verschiedenen Sprengentfernungen beschaffen ist. Die Antwort ist aus Fig. 3 zu entnehmen, die Seismogramme ein und derselben Beobachtungsstation II, aber in verschiedenen Abständen vom Sprengort erhalten, wiedergibt.

Die Sprengentfernungen betragen:

		m	g			m	g
bei Seismogramm Nr. 11		300	(250)	bei Seismogramm Nr. 22		377	(300)
" "	"	17 300	(250)	" "	"	21 407	(350)
" "	"	23 347	(250)	" "	"	10 407	(300)
" "	"	18 375	(300)	" "	"	19 447	(400)

Die den Entfernungen in Klammern beigefügte Zahl nennt die Sprengstoffmenge (Dynamon I), die zur Gewinnung des betreffenden Seismogramms diente.

In sämtlichen Seismogrammen dieser Meßreihe muß die Reflexion der longitudinalen Wellen zwischen dem Einsatz der Wellen (*I*) und (*II*) gesucht werden, auch in den Seismogrammen Nr. 11 und Nr. 17 (300 m). In diesen beiden Seismogrammen fehlt in diesem Kurvenbereich ein Wellenzug, der sich als Reflexion deuten ließe. Auch bei dem in nächst größerer Entfernung von 347 m aufgenommenen Bild (Nr. 23) ist von einem den longitudinalen Wellenzug (*I*) überragenden Reflexionsamplitude nichts zu bemerken. Erst bei einem Sprengabstände von 375 m (Seismogramm Nr. 18) tritt zum ersten Male in dieser Meßreihe die Reflexion zweifelsfrei auf, aber nur als kurzes Wellenbild geringerer Amplitude. Im nächsten Seismogramm (Nr. 22) erscheint sie bereits mit bedeutend größerer Amplitude, trotz gleicher Sprengladung. Der Unterschied in der Sprengentfernung betrug nur 2 m! Die maximalen Reflexionsamplituden zeigen die Aufzeichnungen der nächst größeren Sprengentfernung von 407 m in Seismogramm Nr. 10 und 21, denn im Seismogramm Nr. 19 sind sie bereits nicht mehr so markant.

Die Eisdicke in dem hier durchmessenen Gebiet ist im Mittel 215 m, wie aus den Seismogrammen Nr. 10, 18, 19, 20, 21 und 22 hervorgeht in Übereinstimmung mit den Tiefenbestimmungen von H. Hess (siehe auch Fig. 6, Gletscherprofil).

Diese Meßreihe deutet also darauf hin, daß der Quotient:

$$\frac{\text{Amplitude der reflektierten Wellen}}{\text{Amplitude der direkten longitudinalen Wellen}}$$

ein Maximum besitzt, das — wie aus diesen wenigen Messungen zunächst zu entnehmen ist — in einer Sprengentfernung liegt, die in erster Annäherung gleich der doppelten Eisdicke ist; d. h. die Reflexionswellen werden besonders stark registriert, wenn sie unter einem Winkel von etwa  $R/2$  die untere Grenzfläche des Eises treffen. Eine Absolutdarstellung dieses Ganges in „ $\mu$ “ war leider nicht möglich, da die Vergrößerung des Seismographen wegen der Neigungen während der Registrierungen nicht konstant blieb.

Bei der Erklärung der Ursache dieses Ganges folge ich einer Anregung von B. Brockamp. Zunächst muß bemerkt werden, daß diese nicht in Zufälligkeiten des Felsenuntergrundes oder des Eises am Beobachtungsort zu suchen ist; denn auch aus den in der vorliegenden Abhandlung nicht abgebildeten Kurven des Standortes I kann ersehen werden, daß Seismogramme kleinerer Sprengentfernungen geringere Werte des Amplitudenverhältnisses aufweisen.

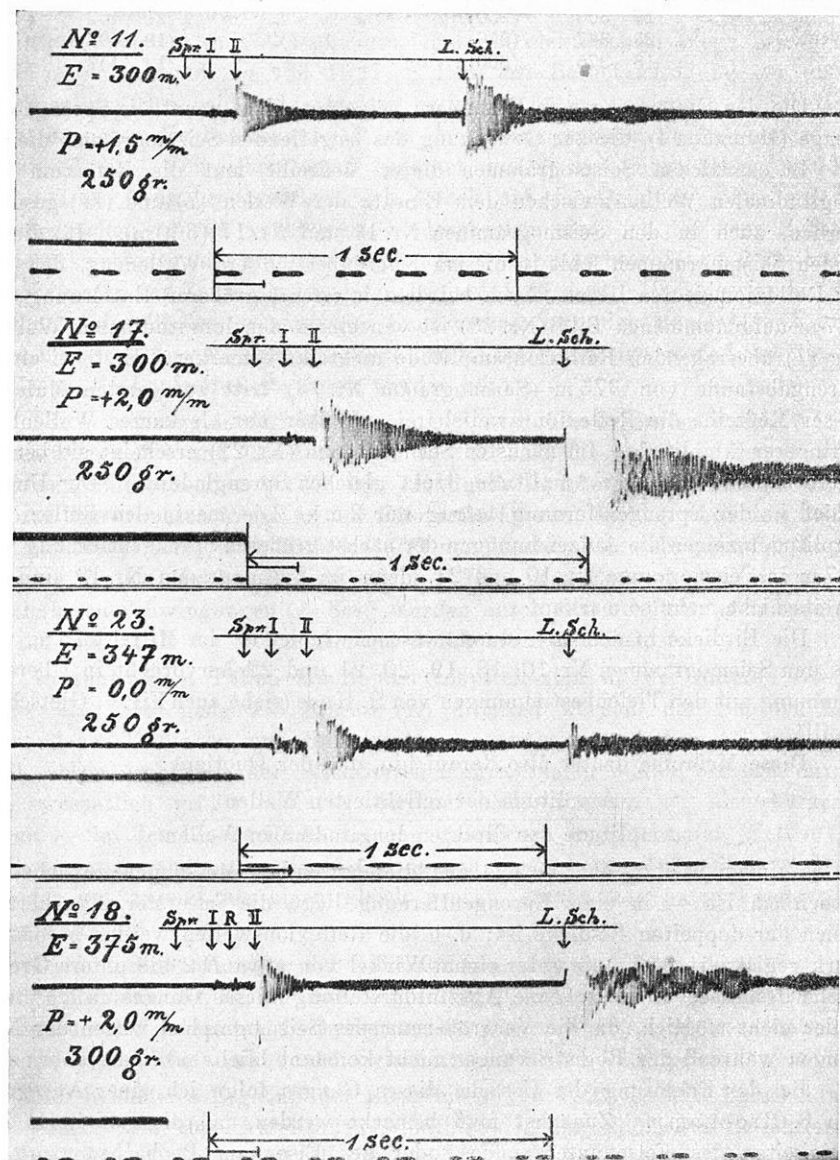


Fig. 3. Seismogramme vom Hintereisferner. Totalreflexion.



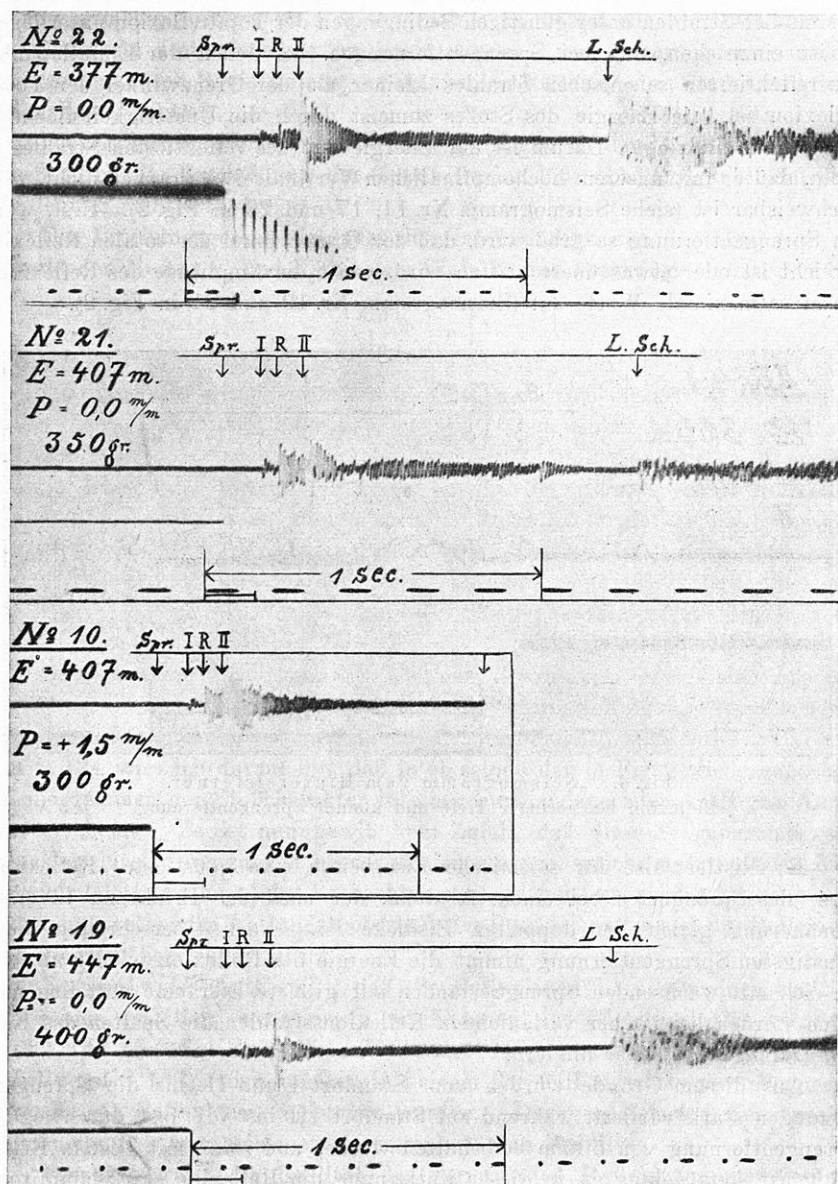


Fig. 3a. Seismogramme vom Hintereisferner. Totalreflexion.

Vielmehr liegt dieser Erscheinung eine physikalische Gesetzmäßigkeit zugrunde: Die eben besprochenen Ergebnisse zwingen zu dem Schlusse, daß die seismischen Strahlen unter günstigen Bedingungen der Totalreflexion unterliegen. So ist einzusehen, daß bei Sprengentfernungen, bei denen der Einfallswinkel des reflektierten seismischen Strahles kleiner als der Grenzwinkel der Totalreflexion ist, die Energie des Stoßes zumeist durch die Unstetigkeitsfläche in den Felsen eindringt. Darum ist der Energiewert des reflektierten Strahles so klein, daß er mit unserem hochempfindlichen Vertikalseismographen nicht mehr nachweisbar ist (siehe Seismogramm Nr. 11, 17 und 23 in Fig. 2). Erst, wenn die Sprengentfernung so groß wird, daß der Grenzwinkel der totalen Reflexion erreicht ist oder etwas überschritten wird, weist die Amplitude des Reflexionsansatzes maximale Werte auf (Seismogramm Nr. 10 und 21 in Fig. 2).

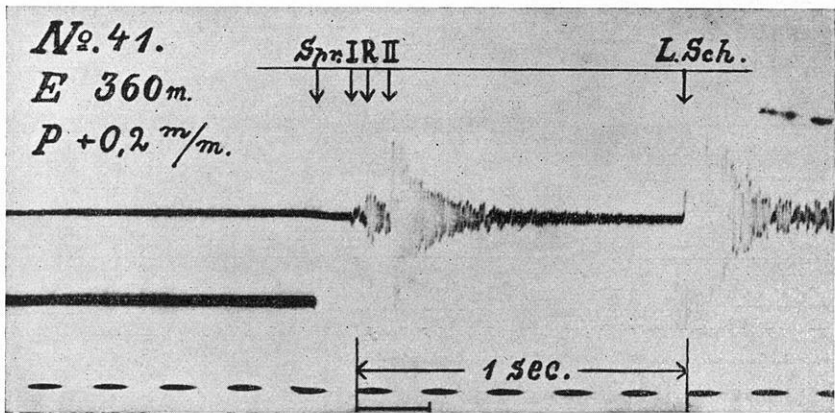


Fig. 4. „Seismogramm vom Hintereisferner.  
Reflexion bei geringer Tiefe und kleiner Sprengentfernung.“

Es existiert also für seismische Eisarbeiten eine günstigste „Reflexionslage“ des Sprengortes bei einem Abstand, der nach der Erfahrung in erster Annäherung gleich der doppelten Eisdicke ist. Nach Überschreiten dieser günstigsten Sprengentfernung nimmt die Energie der Reflexion wieder ab, weil sie sich mit wachsenden Sprengabständen auf größere Eisräume verteilen muß. Auch werden bei flacher verlaufenden Reflexionsstrahlen die Spalten des Eises den Durchgang stärker hindern.

Aus diesem Grunde wurden vom Standort I und II aus die Sprengentfernungen stark variiert, während auf Standort III bis VII fast durchweg die Sprengentfernung von 500 m beibehalten wurde, und zwar mit bestem Erfolg, denn fast stets gelang es, in dieser Entfernung die Reflexion stark-amplitudig zu erfassen. Dagegen genügte bei Standort VII, an dem die Eisdicke wieder geringer ist (unter 190 m), eine Sprengentfernung von nur 360 m, um die Reflexion stark ausgeprägt zu erhalten (siehe Seismogramm Nr. 41 in Fig. 4).

Zu Beginn von Eisdickenmessungen mit seismischen Methoden auf Gletschern, über deren Eismächtigkeit noch keine Anhaltspunkte vorliegen, muß durch eine Reihe planmäßig erfolglicher Registrierungen in verschiedenen Abständen erst die günstigste Reflexionslage ermittelt werden, um später jeden einzelnen Sprengschuß durch Registrierung der maximalen Reflexionsamplituden möglichst rationell auszunutzen.

Die Erklärung des oben besprochenen Ganges in den Amplitudenverhältnissen durch die Erscheinung der Totalreflexion läßt sich auch durch folgende Überlegung rechtfertigen:

Das Brechungsgesetz verbindet die Geschwindigkeiten der Wellen in den betreffenden Medien  $V_1$  und  $V_2$  mit dem Einfallswinkel  $i_1$  und  $i_2$ :

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}.$$

Da im Falle der Totalreflexion  $\sin i_2 = 1$  und ferner  $V_1$  bekannt ist (3600 m/sec), ist sofort  $V_2$  angebar, wenn der Grenzwinkel der totalen Reflexion und damit  $\sin i_1$  genau genug feststellbar ist. Nimmt man an, wozu die Erfahrung drängt, daß im Standort II bei der Sprengentfernung 407 m der Grenzwinkel der Totalreflexion gerade erreicht wurde, so ergibt sich — die Tiefe aus der Gesamtheit der Messungen als bekannt (215 m) vorausgesetzt —  $i_1 = 43^\circ$ . Daraus folgt für die Geschwindigkeit  $v_2$  der im Felsen unter dem Gletscher gelaufenen Wellen 5300 m/sec. Dieser Wert steht im Einklang mit den Angaben der seismischen Literatur.

Bemerkenswert ist, daß die bei der Berechnung der Tiefen aus den Reflexionen vernachlässigte, verhältnismäßig geringe Neigung des Gletscherbettes im Charakter der Seismogramme mitunter deutlich zum Ausdruck kommt. Auf S. 124 wies ich darauf hin, daß in einzelnen der in Fig. 2 wiedergegebenen Seismogrammen der Stoßcharakter in einer kurz andauernden kräftigen Amplitude erscheint. Es ist nun gewiß kein Zufall, daß diese Seismogramme ausnahmslos durch Sprengungen hervorgerufen wurden, welche unterhalb (in Richtung zur Gletscherzunge) des Beobachtungsortes lagen, während bei Sprengungen in den entsprechenden Abständen oberhalb des Registrierortes sich der Reflexionsstoß nicht so bemerkbar macht.

Es wurde also festgestellt, daß die Reflexionen im allgemeinen kräftiger und reiner ausfallen, wenn gegen die Neigung des Gletscherbettes gesprengt wird. Das bestätigt auch die auf Standort II gewonnene Beobachtung (siehe Tabelle auf S. 137); hier konnten in keinem der fünf aufwärts vorgenommenen Sprengungen Reflexionen registriert werden. Dagegen lieferten die gegen die Boden­neigung vorgenommenen Sprengungen gute Resultate.

Ferner beweist die Realität der registrierten Reflexionen das Laufzeitkurven-Schaubild Fig. 5.

Parallelität der unteren und oberen Grenzfläche vorausgesetzt, folgt aus theoretischen Gründen für die Laufzeitkurve der reflektierten Wellen — wenn

die Sprengentfernung von 0 bis  $x$  m anwächst —, ein Hyperbelast, dessen Scheitel auf der  $Y$ -Zeitachse die Zeit markiert, die die Reflexion zur senkrechten Durchheilung der doppelten Schichtdicke braucht. Mit wachsendem  $X$  nähert sich der Hyperbelzweig asymptotisch der Laufzeitkurve ( $L_{IZ}$ ) der longitudinalen

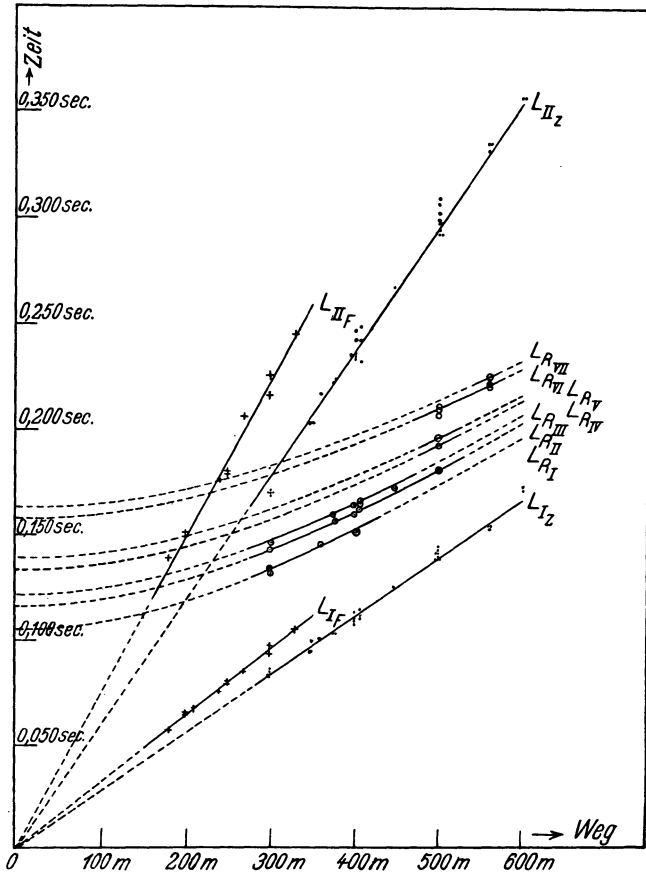


Fig. 5. Laufzeitkurven der Untersuchungen vom Hintereisferner

- $L_{IZ}$ : Laufzeitkurve der I. Wellen im Zungeneis,  
 $L_{II_Z}$ : " " II. " " " "  
 $L_{I_F}$ : " " I. " " Firn,  
 $L_{II_F}$ : " " II. " " " "  
 $L_{R_I} - L_{R_{VII}}$ : " " refl. I. Wellen im Zungeneis.

Wellen im Zungeneis. Wie leicht einzusehen ist, bedingt jede Schichtdicke eine besondere Laufzeitkurve der Reflexionen, deren Scheitel sich mit wachsender Schichtdicke, von der  $X$ -Achse entfernt. Da die in dem durchmessenen Profil gefundenen Eisdicken sehr voneinander abweichen — sie liegen zwischen

190 und 290 m —, lassen sich die Laufzeiten nur durch eine Kurvenschar darstellen.

Um das Schaubild nicht zu sehr zu verwirren, habe ich die Seismogramme nach Tiefengruppen zusammenzufassen versucht:

Gruppe I:		Nr. 3	189 m			
		" 4	184 "			
		" 5	187 "			
		" 41	189 "			
		Mittel: 187 m				
Gruppe II:		Nr. 7	207 m	Nr. 22	211 m	
		" 9	209 "	" 39	206 "	
		" 21	209 "	" 40	206 "	
		Mittel: 208 m				
Gruppe III:		Nr. 6	217 m	Nr. 18	219 m	
		" 8	216 "	" 19	214 "	
		" 10	216 "	" 20	219 "	
		Mittel: 217 m				
Gruppe IV:	Nr. 31	239 m		Gruppe VI:	Nr. 28	276 m
	Mittel: 239 m				" 29	284 "
					" 33	286 "
Gruppe V:	Nr. 30	249 m			" 34	285 "
	" 38	249 "			" 35	285 "
	Mittel: 249 m				Mittel: 283 m	
Gruppe VII:		Nr. 36	293 m			
		Mittel: 293 m.				

Für die mittlere Tiefe jeder der sieben Gruppen wurde die Laufzeitkurve berechnet und mit dem Index  $L_{R_I}$  bis  $L_{R_{VII}}$  gekennzeichnet in das Schaubild der Fig. 5 eingetragen, ebenso die Einzelwerte der Laufzeiten ( $\odot$ ), die sich dank ihres guten Anschmiegens an die berechneten Laufzeitkurven unzweideutig als Laufzeiten reflektierter longitudinaler Wellen erweisen.

Die geradlinigen, wahrscheinlich in den Koordinatenanfangspunkt mündenden Laufzeitkurven der longitudinalen und transversalen direkten Wellen für Gletscherzungeneis sind ebenfalls durch Punkte dort eingetragen ( $L_{I_Z}$  und  $L_{II_Z}$ ). Ihnen entsprechen folgende Mittelwerte der Geschwindigkeiten:

$$V_{\text{long.}} = 3600 \text{ m/sec}$$

$$V_{\text{transv.}} = 1690 \text{ "}$$

Um von den zufälligen Fehlern der Einzelbeobachtungen tunlichst frei zu werden, ließ ich in die Berechnung der Eistiefe aus den Laufzeiten der reflektierten Wellen die mittlere Geschwindigkeit der longitudinalen direkten Wellen mit 3600 m/sec eingehen. Aus einfachen geometrischen Beziehungen folgt aus dem rechtwinkligen Dreieck, in dem der halbe Weg der reflektierten

Wellen ( $s_R$ ) Hypotenuse ist, während die eine Kathete durch die halbe Sprengentfernung  $s_I$  und die andere durch die gesuchte Tiefe  $T_X$  dargestellt wird:

$$T_X = \sqrt{s_R^2 - s_I^2}.$$

So gewonnene Tiefenwerte dienen zur Konstruktion des in Fig. 6 wiedergegebenen Profilschnittes. Dabei wurde folgender Weg eingeschlagen: Unter Benutzung der senkrechten Projektion des durchmessenen Weges auf den

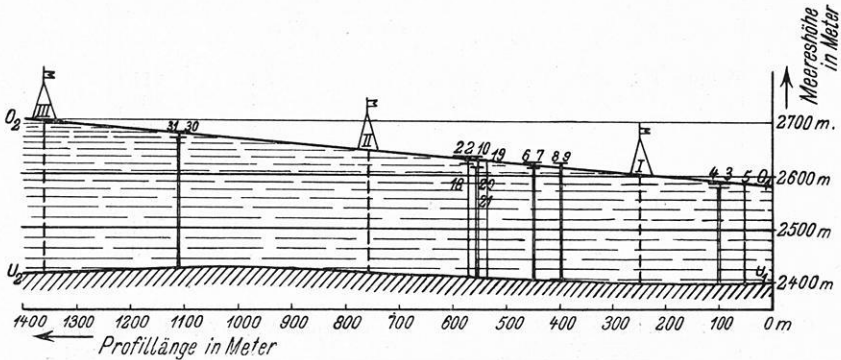


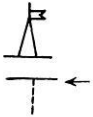
Fig. 6. Gletscherprofil vom Hintereisferner.



Untere Begrenzung des Gletschers nach Berechnungen von H. Hess konstruiert.



Obere Begrenzung des Gletschers vom August 1928, nach Theodolitmessungen angenähert.



Standorte des Seismographenzeltes.



Höhe der Standorte des Seismographenzeltes mit dem Theodoliten eingemessen.

Höhe der oberen Begrenzung des Gletschers, aus den Seismogrammen abgeleitet. Die so berechnete Schichtdicke des Eises ist dargestellt durch die ausgezogenen vertikalen Strecken, die auf der nach Berechnungen von H. Hess konstruierten unteren Begrenzungslinie fußen. Die ihnen beigefügten Zahlen nennen die Nummern der Ausgangsseismogramme.

Grund des eisfreien Hintereistales (siehe Fig. 1 und die oben angegebene Abhandlung von H. Hess) wurde damit begonnen, den vertikalen Schnitt der unteren Grenzfläche des Gletschereises zu konstruieren und in Fig. 6 als anschräftigte Linie ( $U_1 - U_2$ ) einzutragen, ebenso die senkrechte Projektion der Zeltstandorte auf diese Linie. (Wesentlich sind dabei die Schnittpunkte der Schußlinie mit entsprechenden Isohypsen.) Die Dicke der Eisschicht unterhalb der Zeltstandorte ist bekannt: die untere Grenzfläche berechnet von H. Hess, die Oberfläche trigonometrisch eingemessen und die Koordinaten berechnet. Die daraus resultierende Eisdicke senkrecht unter den Beobachtungs-

orten ist durch Strecken gestrichelt markiert. Der Oberflächenschnitt des Eises ist durch die Verbindungsstrecken der Zeltstandorte angenähert und mit  $O_1 - O_2$  gekennzeichnet.

Die errechneten Tiefen sind durch ausgezogene Strecken, die auf der von H. Hess berechneten unteren Begrenzung ( $U_1 - U_2$ ) des Eises fußen, in das Profil aufgenommen und die Nummern der Ausgangsgeisdiagramme ihnen beigefügt.

Die Übereinstimmung der so auf verschiedenen Wegen gefundenen Tiefen beweist zugleich die Richtigkeit der bei der Ableitung der Eisdicke aus den

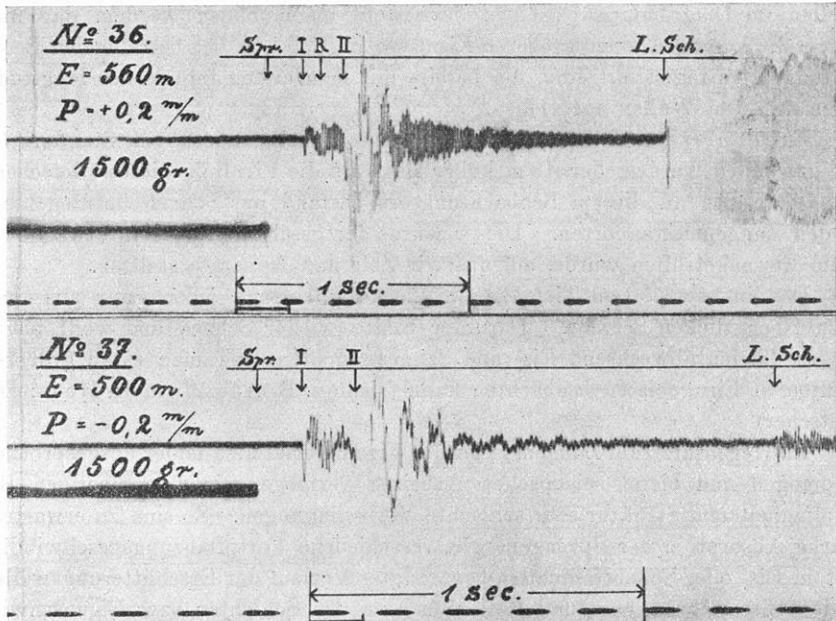


Fig. 7. Seismogramme vom Hintereisferner. Eigenschwingungen.

Reflexionseinsätzen der Seismogramme gemachten Annahme, daß die Geschwindigkeit der longitudinalen reflektierten Wellen in ihrem ganzen Verlauf — also auch nahe dem Eisgrund — konstant bleibt, d. h., daß die elastische Beschaffenheit des Gletscherzungeeises sich bis zu den tiefsten Schichten nicht merklich ändert.

Ich habe mich darauf beschränkt, hier nur das unterhalb des Standortes III liegende Stück des Profils wiederzugeben, da oberhalb von III die Sprengungen in zu großen Abständen erfolgten und so die daraus abgeleiteten Tiefen zur Konstruktion eines Profils nicht dicht genug liegen. Wie eine Nachprüfung an Hand der hier veröffentlichten Daten beweisen kann, stimmen auch die dort erhaltenen Tiefen mit den berechneten befriedigend überein.

Reflexionen der transversalen Wellen konnten in den Seismogrammen nicht mit Sicherheit gefunden werden. Wenn sie vorhanden sind, tauchen sie in der durch die direkten transversalen Wellen ausgelösten starken Eisbewegung unter.

Als Abschluß der Besprechung der Zungeneisergebnisse sei noch auf eine Erscheinung hingewiesen, die an Hand der Fig. 7 erörtert werden möge.

Hier sind zwei Seismogramme als Beispiel einer Kurvengruppe dargestellt, in der ganz im Gegensatz zu allen übrigen Seismogrammen Schwingungen einer verhältnismäßig längeren Periode scharf hervortreten, denen die normalen Wellenzüge überlagert sind. Da sie unmittelbar mit den longitudinalen direkten Wellen im Diagramm auftauchen, darf wohl angenommen werden, daß hier Eigenschwingungen einer größeren Eismasse im Bereiche des betreffenden Beobachtungsortes registriert sind, die bereits mit dem ersten Impuls der longitudinalen direkten Wellen auftauchen.

Ergebnisse auf dem Firneis konnten insbesondere von Standort IX aus gewonnen werden, der 48 m höher liegt als die Firnlinie dieses Gletschers. Die Oberfläche an diesem Beobachtungsort bestand aus Schnee im Gegensatz zu den Zungeneisstandorten. Dieser wurde fortgeschaufelt, bis in etwa 50 cm Tiefe Eis angetroffen wurde, auf das wir Zelt und Apparate stellten.

Das in etwa 50 cm Tiefe angetroffene Eis bestand jedoch nur aus einer etwa 10 cm dicken Schicht. Darunter folgte wieder Schnee und wohl bis in größere Tiefen abwechselnd Eis- und Schneeschichten, wie man es an größeren Spalten in Firngebieten beobachten kann (siehe z. B. Abb. 25 in H. Hess: Die Gletscher).

Im Gegensatz zum Zungeneis ist das Firnmaterial also leider ausgesprochen inhomogen und bietet seismischen Arbeiten vermöge seiner ungünstigen Beschaffenheit und Struktur sehr schlechte Vorbedingungen. So sind zu erwarten: Starke Absorption der Sprengenergie, verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Eis- oder Schneeschichten, bevorzugter Verlauf der Erschütterungswellen in den Eisschichten, eventuell Reflexionen an den Schichten bzw. Eigenschwingungen von Schichten.

So waren mit recht für den Firn anders aufgebaute Seismogramme zu erwarten — und wurden auch erhalten —, wie in Fig. 8 zu erkennen ist.

Im Gegensatz zu den Zungeneisseismogrammen ist ihre Gliederung tatsächlich nicht so klar und einheitlich. Besonders fällt beispielsweise auf, daß bei den kleineren Sprengentfernungen, Seismogramm Nr. 46, 48, 53 und 54, die Bewegung der I., also longitudinalen Wellen mit recht großen Amplituden erfolgt, so daß der Einsatz der (II.) Wellen nur mit Mühe zu bemerken ist. Man beachte, daß dagegen in den Zungeneisseismogrammen das Amplitudenverhältnis der II. zu den I. Wellen durchweg recht erheblich war, ja oft mehr als 10 : 1 betrug (siehe Seismogramm Nr. 21 und 22 in Fig. 3). Dieses starke Ansprechen des Vertikalseismographen auf diese an sich longitudinale Wellenart im Firngebiet kann dadurch erklärt werden, daß diese vertikale Schwingungen



der ganzen Eisschicht auslösen. Bei größeren Sprengentfernungen, siehe Seismogramm Nr. 47, 55, 56 und 57, tritt diese Bewegung im Bereich der longitudinalen Wellen gegenüber den transversalen wieder zurück. Infolge der dämpfenden Wirkung der Schneemassen, in die die Eisschicht eingebettet lag, gelangten

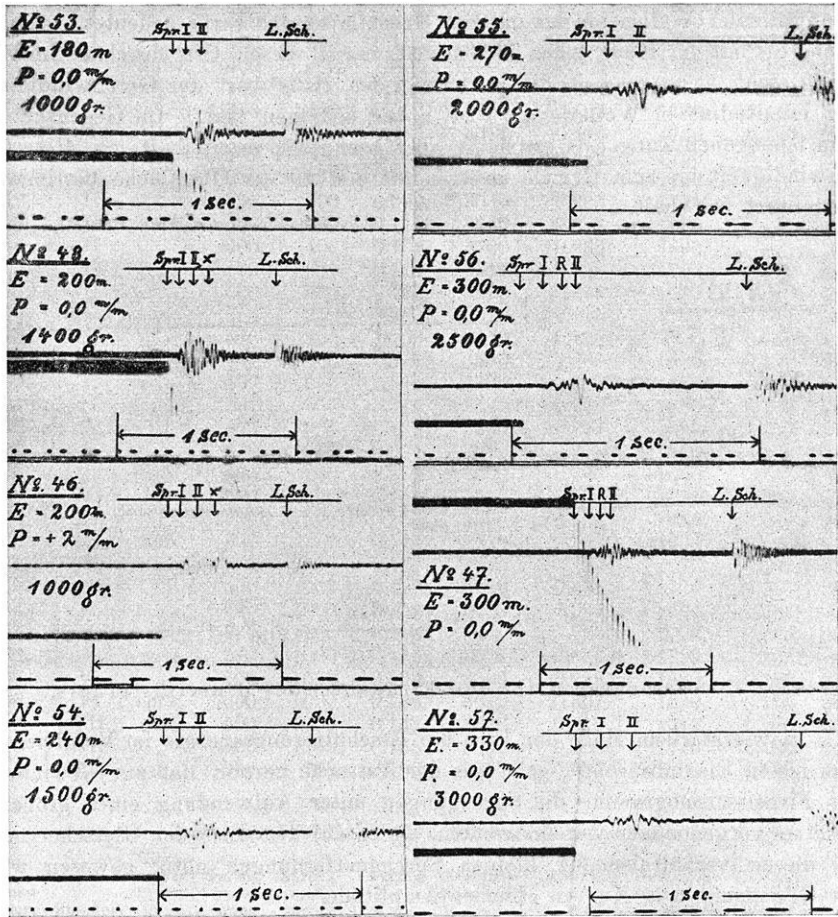


Fig. 8. Seismogramme aus dem Firngebiet des Hintereisferners.

diese vertikalen Schichtschwingungen nicht mehr merklich bis in diese Entfernungen. Bemerkenswert sei, daß auch die II. Wellen hier sehr stark abgedämpft wurden (vgl. die entsprechenden Aufzeichnungen in den Zungeneisseismogrammen).

Ebenso kann der Einfluß des inhomogenen Firnmateriale aus Seismogramm Nr. 46 und 48 entnommen werden, denn hier tauchen Einsätze (mit X gekennzeichnet) auf, für die eine sichere Erklärung der Ursache schwer möglich ist.

Es erscheint z. B. ausgeschlossen, daß sich hier longitudinale oder transversale Wellen bemerkbar machen, die einmal an der unteren Grenzfläche des Firns reflektiert wurden. Sie würden zu Tiefen führen, die in diesem Bereich nicht möglich sind.

Dagegen führt der Einsatz *R* in Seismogramm Nr. 56 und 47, als Reflexion longitudinaler Wellen an der unteren Grenzfläche des Firns gedeutet, zu einer Tiefe, die mit der Hess'schen Tiefenschätzung an diesem Orte durchaus im Einklang steht, wenn man in die Rechnung den Mittelwert der Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen von 3140 m/sec eingehen läßt. Im Gegensatz zu dem homogenen Zungeneis erscheint aber hier sehr zweifelhaft, ob diese Geschwindigkeit bis zum Grunde unverändert den an der Oberfläche bestimmten Mittelwert beibehält.

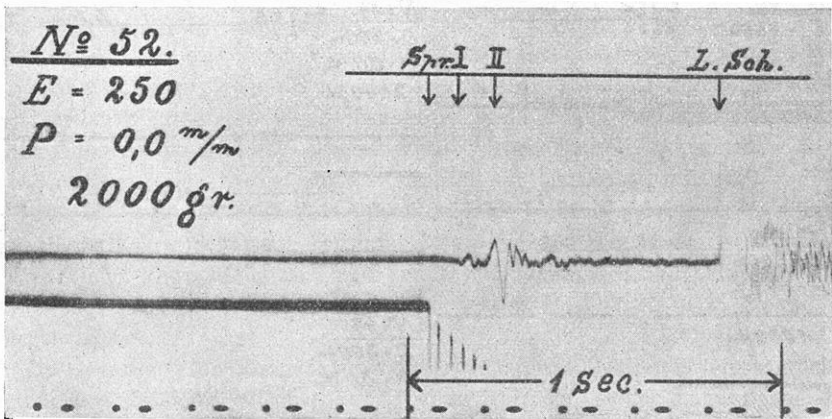


Fig. 9. Seismogramm aus dem Firngebiet des Hintereisfirners.

In wie starkem Maße der Firn die Erschütterungsenergie im Vergleich zu dem festen Eise absorbiert, geht aus der Tatsache hervor, daß zur Gewinnung der Firneiseseismogramme die Sprengungen unter Aufwendung eines größeren Besatzes vorgenommen werden mußten, als es auf dem Eise der Gletscherzunge bei diesen verhältnismäßig kleinen Sprengentfernungen nötig gewesen wäre zur Gewinnung von Kurven gleicher Amplitude.

Bei allen Seismogrammen in Fig. 8 lag der Sprengort oberhalb — also gipfelwärts — vom Beobachtungsort. In Fig. 9 dagegen ist als Beispiel ein Seismogramm einer Sprengung wiedergegeben, die abwärts — also in Richtung auf die Gletscherzunge — stattfand. Auch hier zeigt ein Vergleich — etwa mit Seismogramm Nr. 54 — wieder verschiedenartigen Aufbau der Diagramme. Offenbar war die Zusammensetzung des Firns oberhalb und unterhalb des Zeltortes verschieden.

Um einen besseren Vergleich der Eis- und Firnergebnisse zu ermöglichen, ist das Laufzeitkurven-Schaubild der Firnergebnisse mit dem der Eisergebnisse

Zusammenstellung der Zungenergebnisse.

Seismo- gramm	Standort	Richtung zur Sprengung	Spreng-	Spreng-	Laufzeit	Geschwin-	Laufzeit	Geschwin-	Laufzeit	Eis- dicke
			entfernung	stoffmenge	der I. Wellen	digkeit der I. Wellen	der II. Wellen	digkeit der II. Wellen	der refl. Wellen	
Nr.			m	g	sec	m/sec	sec	m/sec	sec	m
3	I	abw.	300	250	0.086	3490	0.182	1650	0.134	189
4	I	"	300	250	0.083	3610	0.171	1750	0.132	184
5	I	"	400	250	0.113	3540	0.243	1650	0.152	187
6	I	aufw.	400	300	—	—	0.235	1700	0.164	217
7	I	"	400	300	0.109	3670	0.234	1710	0.160	207
8	I	"	300	250	0.082	3660	0.169	1780	0.146	216
9	I	"	300	250	0.083	3610	0.170	1760	0.143	216
10	II	abw.	407	300	0.111	3670	0.232	1750	0.165	216
11	II	"	300	250	0.085	3530	0.170	1760	—	—
12	II	"	350	300	0.099	3540	0.203	1720	—	—
13	II	aufw.	400	400	0.110	3640	0.247	1620	—	—
14	II	"	400	400	0.108	3700	0.236	1690	—	—
15	II	"	600	500	0.171	3510	0.358	1680	—	—
16	II	"	600	500	0.172	3490	0.358	1680	—	—
17	II	abw.	300	250	0.083	3610	0.170	1760	—	—
18	II	"	375	300	0.103	3640	0.222	1690	0.160	219
19	II	"	447	400	0.125	3580	0.268	1670	0.172	214
20	II	"	407	350	0.110	3700	0.249	1630	0.166	219
21	II	"	407	350	0.115	3540	0.242	1680	0.162	209
22	II	"	377	300	0.103	3660	0.224	1680	0.157	211
23	II	"	347	250	0.094	3690	0.203	1710	—	—
26	II	aufw.	400	300	0.111	3600	0.243	1650	—	—
28	III	"	500	500	0.141	3550	0.295	1690	0.207	276
29	III	"	500	500	0.138	3620	0.298	1680	0.210	284
30	III	abw.	500	600	0.144	3470	0.303	1650	0.196	249
31	III	"	500	600	0.141	3550	0.299	1670	0.192	239
33	IV	"	500	1000	0.138	3620	0.291	1720	0.211	286
34	IV	aufw.	560	1000	0.152	3680	0.332	1690	0.222	285
35	IV	"	560	1500	0.154	3640	0.326	1720	0.225	293
36	V	abw.	560	1500	0.154	3640	0.326	1720	—	—
37	VI	"	500	1500	0.139	3600	0.298	1680	0.196	249
38	VI	aufw.	500	1000	0.138	3620	0.307	1630	0.196	249
39	VII	abw.	500	1000	0.142	3520	0.310	1610	0.180	206
40	VII	"	500	1000	0.135	3700	0.293	1710	0.180	206
41	VII	"	360	700	0.100	3600	0.217	1660	0.145	189

Zusammenstellung der Firneisergebnisse.

Seismo- gramm	Standort	Richtung zur Sprengung	Spreng-	Spreng-	Laufzeit	Geschwin-	Laufzeit	Geschwin-	Laufzeit	Eis- dicke
			entfernung	stoffmenge	der I. Wellen	digkeit der I. Wellen	der II. Wellen	digkeit der II. Wellen	der refl. Wellen	
Nr.			m	g	sec	m/sec	sec	m/sec	sec	m
45	VIII	seitw.	210	2000	0.067	3130	0.143	1470	—	—
46	IX	aufw.	200	1000	0.064	3120	0.158	1270	—	—
47	IX	"	300	2000	0.093	3230	0.216	1390	0.159	195
48	IX	"	200	1400	0.064	3120	0.151	1320	—	—
50	IX	abw.	200	1000	0.065	3080	0.149	1340	—	—
51	IX	"	250	1500	0.080	3120	0.180	1390	—	—
52	IX	"	250	2000	0.079	3160	0.179	1400	—	—
53	IX	aufw.	180	1000	0.057	3160	0.139	1280	—	—
54	IX	"	240	1500	0.075	3200	0.175	1370	—	—
55	IX	"	270	2000	0.085	3180	0.206	1310	—	—
56	IX	"	300	2500	0.097	3090	0.226	1330	0.166	209
57	IX	"	330	3000	0.105	3140	0.245	1350	—	—

in Fig. 5 vereinigt. Die Firneinzelergebnisse sind durch das Zeichen + gekennzeichnet. Die Laufzeitkurven liegen oberhalb der Eislaufzeitkurven und die Mittelwerte der Geschwindigkeiten sind entsprechend geringer.

$$\begin{aligned} V_{\text{long.}} &= 3140 \text{ m/sec} \\ V_{\text{transv.}} &= 1350 \text{ " } \end{aligned}$$

Das Verhältnis der Geschwindigkeit von I und II ergibt sich zu: 0.43 gegen 0.47 im Zungeneis. In vorstehender Tabelle sind die Gesamtergebnisse zusammengestellt.

## II. Untersuchungen auf dem Konkordia Platz (Gr. Aletschgletscher).

Dank der bereitwilligen Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft konnten die eisseismischen Untersuchungen im März 1929 auf einen anderen Gletscher ausgedehnt werden. Infolge des tatkräftigen Entgegenkommens des Präsidenten der Schweizer naturforschenden Gesellschaft, Herrn Prof. Hess, Zürich, sowie der freundlichen Vergünstigungen der Jungfrau-bahngesellschaft war es möglich, den großen Aletschgletscher zu wählen.

Die Untersuchungen sind in Gemeinschaft mit den Herren Dr. Loewe, Dr. Sorge, Mechaniker F. Lenke und Bergführer Steuri ausgeführt.

Als besonderes Arbeitsgebiet wurde der Konkordiaplatz ausersehen, der als Vereinigungsgebiet mehrerer großer Eisströme besonderes Interesse verdient. Zur genaueren Orientierung über die Lage des Beobachtungsortes und der Schußlinien sei auf Fig. 10 verwiesen, die einen Ausschnitt aus der Karte der Eidgenössischen Landestopographie Bern: Finsteraarhorngebiet, 1 : 50 000, darstellt.

Der Beobachtungsort ist durch das Zeichen ● kenntlich gemacht. Er befand sich in einer Meereshöhe von etwa 2790 m am Zusammenfluß des Jungfrau- und des Großen Aletschfirns, dem Kranzberg vorgelagert.

Das Beobachtungszelt stand in einer eigens zu diesem Zwecke ausgehobenen Schneehöhle, damit die Apparate auf festem Eise aufgestellt werden konnten. Diese bot gleichzeitig besten Schutz gegen Stürme.

Bemerkt sei, daß die Höhe der Schneedecke über dem Eise je nach der Lage 280 bis 360 cm maß. Die Schneeoberfläche war fest verharscht. Aber auch im Innern war der Schnee fest, so daß die zu den Sprengstellen führenden Schächte senkrechte, ebene Wände haben konnten.

Da ein Versetzen des Zelttes wegen dieser hohen Schneelage mit besonderen Schwierigkeiten und Zeitverlusten verbunden gewesen wäre, variierten wir nur die Sprengstellen. Vom Zelte aus gesehen wurden in fünf verschiedenen Richtungen Schüsse vorgenommen. Die Schußlinien sind unter der Bezeichnung I bis V in Fig. 10 aufgenommen und die Sprengstellen durch das Zeichen × kenntlich gemacht.

Die Registrierungen wurden mit dem bereits auf dem Hintereisferner benutzten Vertikalseismographen vorgenommen. Von der oben geschilderten praktischen Durchführung der Untersuchungen bin ich diesmal nur insofern ab-

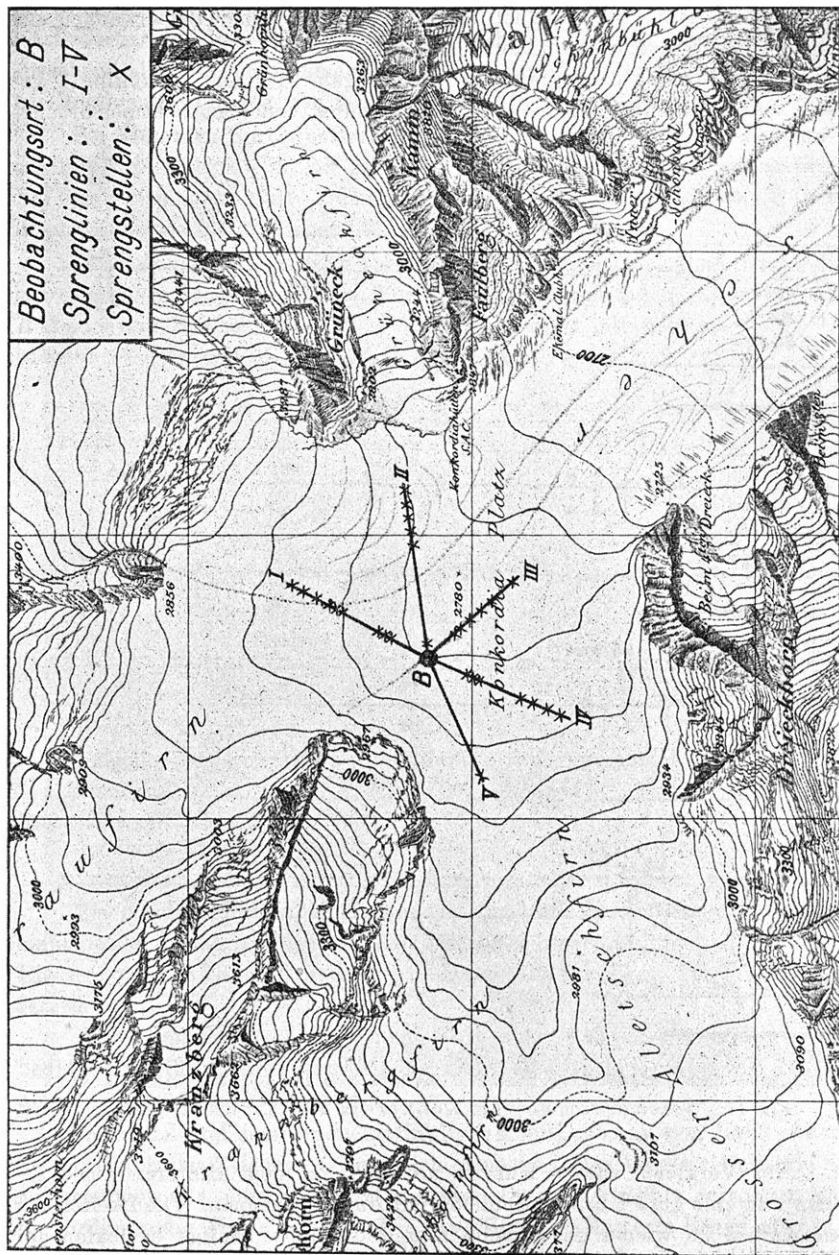


Fig. 10. Orientierungskarte für die seismischen Arbeiten auf dem Konkordia Platz.  
(Maßstab der Originalkarte 1: 50 000,  $\frac{1}{10}$  verkleinert.)

gewichen, als die brisantere Amongelatine als Sprengstoff mit bestem Erfolg zur Verwendung kam. So kann ich nach diesen allgemeinen Bemerkungen zur Besprechung der Versuchsergebnisse übergehen.

Fig. 11 stellt eine photographische Wiedergabe der auf Schußlinie I gewonnenen Seismogramme dar nach der Entfernung vom Beobachtungsort ge-

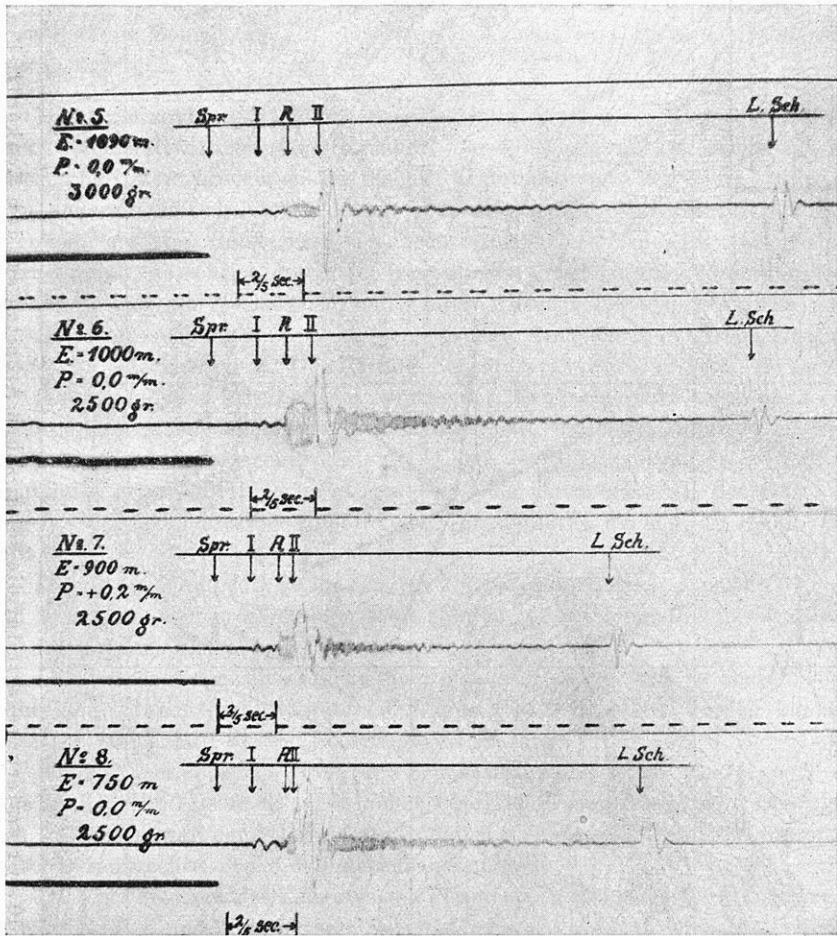


Fig. 11. Seismogramme vom Konkordia Platz. Reflexionen.

ordnet. Ein Vergleich dieser Kurven mit den auf dem Hintereisferner gewonnenen läßt eine gute Übereinstimmung mit diesen erkennen. Die Dreiteilung in ihrem Aufbau ist wieder unverkennbar, und die als einmalige Reflexion der longitudinalen Wellen an der unteren Grenzfläche gedeuteten Wellen *R* treten markant in Erscheinung. Mit Rücksicht auf die zu erwartende größere Eis-

dicke wurden die Sprengentfernungen von vornherein verhältnismäßig groß angenommen: 700 bis 1200 m. In der Tat erscheinen die Reflexionen auch jetzt wieder in dem Kurvenbereich zwischen Einsatz I und Einsatz II, entsprechend den Seismogrammen geringerer Eismächtigkeit vom Hintereisferner bei Sprengentfernungen von 300 bis über 500 m.

Bei kleineren Sprengentfernungen würden die II. Wellen eher am Beobachtungsort eintreffen als die reflektierten, und letztere kaum nachweisbar sein. Bei dem Seismogramm der kleinsten Entfernung dieser Meßreihe Nr. 8 in Fig. 11 liegen Einsatz II und Einsatz *R* nahe beieinander.

Diese Meßreihe bestätigt zugleich die erstmalig auf dem Hintereisferner gewonnene Erfahrung, daß das Verhältnis der Amplituden der ersten und der *R* Wellen ein Maximum besitzt. Das Seismogramm mit dem maximalen Amplitudenverhältnis stellt Nr. 6 dar.

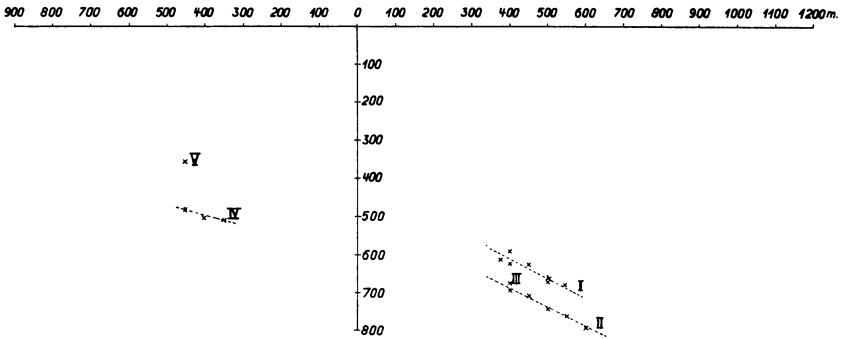


Fig. 12. Schematische Profildarstellung der ermessenen Tiefen vom Konkordia Platz.

Beobachtungsort: Koordinaten-Nullpunkt. Sprengabstand in Meter: Abszisse. Tiefe in Meter: Ordinate. Berechnete Tiefen: ×. Mittlere Tiefenlinien: - - - - -.

Bei der Berechnung der Tiefen aus den Reflexionen wurde wieder die vereinfachende Annahme gemacht, daß die obere und die untere Grenzfläche des Eises annähernd parallel verlaufen. Dabei ist für  $V_{\text{long}}$  jetzt 3570 m/sec zu setzen.

Das Ergebnis der Auswertung lehrt aber, daß in diesem Falle die Vorbedingungen für diese Voraussetzung nicht erfüllt sind, siehe Fig. 12. Es ist also nur eine erste Annäherung.

In Fig. 12 sind in einem rechtwinkligen Koordinatensystem die so gewonnenen Tiefen durch das Zeichen × kenntlich gemacht. Die Abszisse stellt die Sprengentfernungen dar, vom Zeltort *O* aus nach links und rechts gerechnet, während die Ordinate die Tiefen angibt. Die jeweiligen Tiefenwerte liegen also in dieser Darstellung senkrecht unter der Mitte der Sprengentfernung. Die Tiefen der Schußlinien I, II und III sind rechts abgetragen, die nahezu entgegengesetzt

von I und II im Aletschfirnzfluß gemessenen Tiefen IV und V links. Durch die Tiefenwerte je einer Schußlinie ist eine Mittellinie gezeichnet. Das sehr geringe Gefälle auf dem Konkordia Platz konnte dabei unberücksichtigt bleiben.

Zunächst ist zu bemerken, daß die Tiefenwerte unter den Schußlinien I und II auf ein starkes Gefälle der unteren Grenzfläche deuten, das, vom Beobachtungsort aus gerechnet, mit wachsender Entfernung zu größeren Tiefen führt. Dagegen deuten die Tiefenwerte der Schußlinie IV auf ein geringeres Gefälle hin, bei dem die tieferen Werte nun dem Sprengorte näher liegen. Die größten Tiefen befinden sich unter der Schußlinie II, die geringsten unter V. Auch Schußlinie IV weist geringere Tiefen auf.

Ein Blick auf Fig. 10 lehrt, daß dieser Befund im Einklang steht mit der vermutlichen eisfreien Talform des Konkordia Platzes. Es ist zu erwarten, daß die Talfurche des Jungfraufirns sich über den Konkordia Platz erstreckt, um schließlich in die Talfurche des Großen Aletschgletschers einzumünden. Die Lage der Tiefenwerte unter der Schußlinie I und II weist darauf hin, daß dieses Tal unter dem Konkordia Platz sogar recht stark ausgeprägt sein muß. Die tiefste Stelle der Talfurche dürfte noch nicht erfaßt sein, die Tiefenwerte liegen vielmehr noch alle auf dem westlichen Hange. Dagegen liefern die der Schußlinien IV und V Stichproben für die Tiefe des Aletschfirntales, das erheblich geringere Tiefen aufzuweisen scheint als das eben besprochene Tal: Jungfraufirn—Großer Aletschgletscher.

Zwecks genauerer Rekonstruktion der verdeckten Talform müßte der Auftauchwinkel der reflektierten Wellen bekannt sein. Es würde sich daher empfehlen, in Zukunft gleichzeitig Messungen mit einem Horizontalseismographen und einem Vertikalseismographen auszuführen, aus deren Aufzeichnungen sich dieser Winkel berechnen läßt.

Wie auf S. 141 bemerkt ist, konnten auch auf dem Konkordia Platz Anzeichen dafür gefunden werden, daß die reflektierten longitudinalen Wellen Totalreflexion aufweisen. Bei verhältnismäßig kleinen Sprengentfernungen durchsetzt die zur unteren Grenzfläche hinabtauchende Energie zumeist diese und nur ein Bruchteil kommt zur Reflexion. Dank der recht großen Eisdicke nahe dem Beobachtungsort würde die Reflexion in ein ruhiges Gebiet des Seismogramms fallen, nämlich zwischen den II. Wellen und dem Luftschall zu suchen sein bei Sprengungen in 300 m bis über 400 m Abstand. Solche Sprengungen wurden zur Entscheidung dieser Frage zahlreich vorgenommen, aber eine Reflexion longitudinaler Wellen konnte nicht gefunden werden, obwohl sie in dem verhältnismäßig ruhigen Kurvenstück leicht bemerkbar sein müßte. Tatsächlich scheint also bei Nahsprengungen die Reflexionsenergie die untere Grenzfläche des Eises so stark zu durchsetzen, daß der reflektierte Rest nicht mehr nachweisbar ist.

Schließlich ist noch in Fig. 13 das Laufzeitkurven-Schaubild der Schweizer Ergebnisse wiedergegeben, das nunmehr bis zu Laufwegen von 1200 m erweitert werden konnte.



Die Mittelwerte der Geschwindigkeiten der direkten Wellen weichen nur um etwa 1 bzw. etwa 2 Proz. von den auf dem Hintereiserner 1928 gewonnenen ab und betragen:

Geschwindigkeit der I. Wellen . . . . . 3570 m/sec  
 " " II. " . . . . . 1670 "  
 Verhältnis der Geschwindigkeiten II und I ist 0.47.

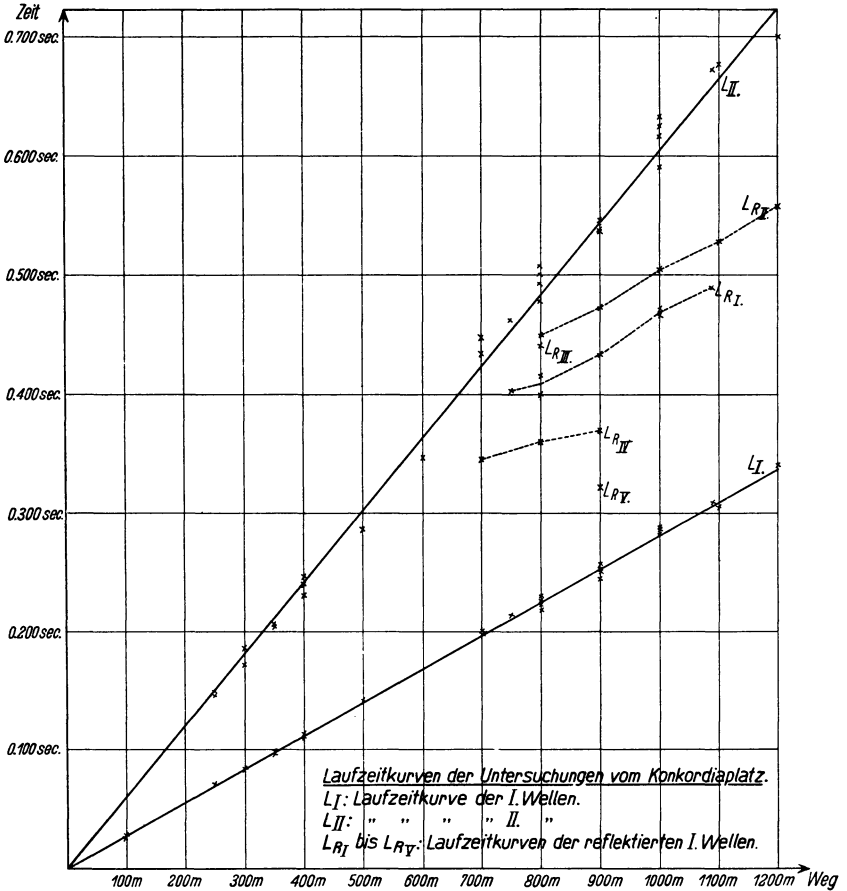


Fig.13. Laufzeitkurven der Untersuchungen vom Konkordia Platz.

Die Laufzeitwerte der reflektierten Wellen sind wieder durch das Zeichen  $\times$  gekennzeichnet und die einer gleichen Schußlinie durch gestrichelte Strecken verbunden. Diese letzteren können selbstverständlich nicht den Anspruch erheben, Laufzeitkurven im Sinne der in Fig. 5 mit  $L_{RI}$  bis  $L_{RVI}$  markierten Kurven darzustellen.

Das gesamte Ergebnis ist schließlich in nachfolgender Tabelle zusammengestellt. Bemerkte sei nochmals, daß die dort angegebenen Tiefen Annäherungswerte sind.

Zusammenstellung der Ergebnisse vom Konkordia Platz.

Seismo- gramm	Schuß- linie	Spreng- entfer- nung	Spreng- stoff- menge	Laufzeit der I. Wellen	Geschwin- digkeit der I. Wellen	Laufzeit der II. Wellen	Geschwin- digkeit der II. Wellen	Laufzeit der refi. Wellen	Eis- dicke
Nr.		m	g	sec	m/sec	sec	m/sec	sec	m
0	I	800	5000	0.222	3600	0.492	1630	0.415	624
1	I	700	2500	0.194	3610	0.400	1750	—	—
2	I	800	3000	0.225	3560	0.500	1600	0.400	591
4	I	1000	5000	0.286	3500	0.623	1600	0.465	660
5	I	1090	3000	0.309	3530	0.671	1620	0.488	679
6	I	1000	2500	0.282	3550	0.615	1630	0.470	674
7	I	900	2500	0.250	3600	0.540	1670	0.432	626
8	I	750	2500	0.213	3520	0.461	1630	0.402	613
9	II	1200	2500	0.340	3530	0.692	1730	0.557	792
10	II	1100	2500	0.305	3610	0.675	1630	0.527	763
11	II	1000	2500	—	—	0.589	1700	0.503	746
12	II	900	2500	0.252	3570	0.545	1650	0.471	710
13	II	800	2500	0.218	3670	0.477	1680	0.449	694
14	II	100	80	0.028	3570	—	—	—	—
15	II	100	300	0.027	3700	—	—	—	—
16	II	100	500	0.027	3700	—	—	—	—
19	III	800	2500	0.229	3490	0.507	1580	0.440	676
21	III	300	800	0.084	3570	0.171	1750	—	—
22	IV	1000	3000	—	—	0.632	1580	—	—
23	IV	900	3000	0.257	3500	0.536	1680	0.369	480
24	IV	800	2500	—	—	0.494	1620	0.359	501
25	IV	700	2500	0.198	3540	0.414	1690	0.345	507
26	V	900	2500	0.244	3690	0.542	1660	0.321	355
27	I	400	800	—	—	0.246	1630	—	—
28	I	350	600	0.098	3570	0.203	1720	—	—
29	I	300	400	0.084	3570	0.186	1610	—	—
30	IV	400	800	0.111	3600	0.240	1670	—	—
31	IV	350	600	0.100	3500	0.205	1710	—	—
32	IV	300	500	0.084	3570	0.171	1750	—	—
34	III	600	2000	—	—	0.346	1730	—	—
35	III	500	1100	0.142	3520	0.286	1750	—	—
36	III	400	600	0.113	3540	0.230	1740	—	—
38	III	250	200	0.071	3520	0.149	1680	—	—
39	III	250	800	0.071	3520	0.146	1710	—	—

Meinen aufrichtigen Dank spreche ich gern an dieser Stelle aus: Der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, die die Kosten des Unternehmens trug, Herrn Prof. Dr. G. Angenheister und Herrn Prof. Dr. W. Meinardus, die in freundlicher Weise mit Rat und Tat die Arbeit sehr förderten, Herrn Prof. Dr. H. Hess, der unter gefährvollen Umständen das Einmessen der Zeltstandorte auf Eis und Firn selbst unternahm, sowie schließlich, aber nicht zuletzt Herrn Mechaniker F. Lenke, der auch in schwierigen Lagen durch sicheres Arbeiten sehr zum Gelingen des Unternehmens beitrug.

Göttingen, Geophysikalisches Institut, im März 1929.