

## Werk

**Jahr:** 1930

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:6

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

**Werk Id:** PPN101433392X\_0006

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X\\_0006](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0006)

**LOG Id:** LOG\_0094

**LOG Titel:** Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. I

**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)

Die Breite ist nahe dieselbe wie in Resultat (1), die Länge wie in Resultat (3), und die mittleren Fehler sind praktisch die gleichen wie in Resultat (I). Die Jenaer Kurve liegt bei den hier in Betracht kommenden Entfernungen nur für LaPlata um 3 sec unter der Frankfurter, dagegen für alle übrigen Stationen um 2 bis 4, meist um 3 sec darüber, wodurch ohne weiteres verständlich wird, daß die Eintrittszeit nach (I) rund 3 sec früher liegt als nach (II).

Die vorgenommene Überprüfung dürfte unter merklich stärkerer Sicherung des Ergebnisses die bezüglich der Lage des Epizentrums des Großbebens vom 27. Juni 1929 in meinem ersten Artikel gemachten Ausführungen bestätigen. Man gibt wohl den Sachverhalt am besten wieder, wenn man den epizentralen Koordinaten dieses Bebens im abgerundeten Mittel aus (I) und (II) die Werte

$$\varphi_e = 54.0^\circ \text{ S und } \lambda_e = 29.6^\circ \text{ W}$$

zuschreibt und dabei die Unsicherheit in der Breite auf etwa  $\pm 1/3^\circ$  und in der Länge auf etwa  $\pm 2/3^\circ$ , d. h. in beiderlei Hinsicht auf rund  $\pm 40$  km veranschlagt. Der so festgelegte Ort liegt in der Region des Nordwestendes der Südsandwichtiefe, vermutlich unmittelbar nördlich der Rinne.

#### Literatur

- 1) Zeitschr. f. Geophys. VI, 361 (1930).
- 2) Veröffentl. Reichsanstalt f. Erdbebenforsch., Heft 11. Jena 1930.
- 3) Handb. d. Geophys. IV, 215 (1929).

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.

---

## Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. I

Von **B. Brockamp** und **H. Mothes**, Göttingen — (Mit 5 Abbildungen)

Bei seismischen Arbeiten auf dem Pasterzegletscher im August 1929 wurden folgende Wellen festgestellt: 1. Longitudinale Wellen,  $V_P = 3580$  m/sec. 2. Transversale Wellen,  $V_S = 1670$  m/sec. 3. Longitudinale Wellen, die durch den Felsuntergrund gelaufen sind,  $V_{P'} = 5850$  m/sec. 4. Longitudinale und transversale Wellen, die an der unteren Grenzfläche des Eises im Eis geführt sind,  $U_P$  und  $U_S$ . 5. Reflektierte longitudinale Wellen,  $R_I$  und  $R_{II}$ . Die  $P'$ -Wellen und die  $U_P$ -Wellen wurden zur Bestimmung der mittleren Tiefe, die  $R_I$ -Wellen zur Berechnung von einzelnen Tiefenwerten herangezogen. Sie dienen zur Konstruktion von Längs- und Querprofilen des Gletschers.

Im August 1929 wurden von H. Mothes und B. Brockamp auf dem Pasterzegletscher (Ostalpen) seismische Untersuchungen vorgenommen. Die erste Anregung zu diesen Arbeiten ging von S. Finsterwalder, München, aus, der auch die Bereitstellung von Geldmitteln durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein bewirkte.

Wie bei den früheren Gletscherarbeiten von H. Mothes wurden auch diese mit den Hilfsmitteln (Instrumentarium usw.) des Geophysikalischen Instituts der Universität Göttingen durchgeführt, die zum Teil schon früher aus Mitteln der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft beschafft worden waren.

Das Ziel der Arbeiten war ein doppeltes: Erstens sollte zu gletscherkundlichen Zwecken nach S. Finsterwalders Angaben das Gletscherbecken an bestimmten Stellen seismisch ausgemessen werden. Zweitens sollte, der Arbeitsrichtung des Geophysikalischen Instituts Göttingen folgend, Material zum Studium besonderer Fragen der Wellenausbreitung beschafft werden.

Außer den beiden Autoren beteiligten sich an der Vermessung cand. phil. K. Denzel vom Geographischen Institut der Universität München und als Mechaniker W. Rien vom Geophysikalischen Institut Göttingen.

Fig. 1 stellt einen Ausschnitt aus dem Autogramm für die Großglockner-Karte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins dar. Maßstab des Originals 1:12500. Auf Wunsch von S. Finsterwalder sollte unsere Hauptaufgabe in der Bestimmung der Mächtigkeit des Gletschers in der Höhe Hofmannshütte—Seelandfelsen bestehen. Wir legten die Arbeit so an, daß wir, etwa von der Mitte des Gletschers auf der Linie Hofmannshütte—Seelandfelsen ausgehend, sieben parallele Längsprofile schossen, deren gegenseitige Abstände 50 bis 60 m betragen. Dabei befand sich das Beobachtungszelt stets auf der angegebenen Linie. Die einzelnen Standorte sind in Fig. 1 mit I bis VII gekennzeichnet; sie halbieren also im allgemeinen die Längsprofile, so daß je ein unterer Zweig (Sprengung erfolgte in Richtung zur Zunge) und ein oberer Zweig (Sprengung erfolgte in Richtung zum Firn) vorhanden ist. Bei der Besprechung der Ergebnisse wird das Längsprofil V besonders hervortreten, das sich vom Zeltstandort V 1650 m abwärts und 1800 m aufwärts erstreckt. Außer den genannten Längsprofilen wurde auch das Querprofil der Zeltortlinie seismisch vermessen.

Die Gletscheroberfläche ist im durchmessenen Gebiet von zahlreichen Längs- und Querspalten durchsetzt, die auf einen sehr unebenen Untergrund schließen lassen. Sie erschwerten die Arbeitsbedingungen.

Das Verfahren der Untersuchungen war ähnlich dem der früheren seismischen Eisarbeiten von H. Mothes<sup>1) 2) 3)</sup>. Das damals benutzte Instrumentarium wurde von B. Brockamp und H. Mothes weiterentwickelt. B. Brockamp führte ein: Eine variable Luftdämpfung; eine Stahlachse in Achathütchen mit Stoßstange anstatt des früheren Torsionsgehänges; eine Verminderung der Periode und Erhöhung der Vergrößerung. Von H. Mothes wurde vorgenommen: Eine Beleuchtung der Dämpfung; eine Neu-Konstruktion des Lichtschreibers; Einführung von Siluminunterlagen. Danach diente das Instrumentarium während der A. Wegenerschen Grönlandexpedition im Sommer 1929 F. Loeve und E. Sorge zu seismischen Dickenmessung des Inlandeises von Grönland<sup>4)</sup>.

Die Pasterzevermessung wurde mit einem ähnlichen Wiechertschen Vertikal-seismographen durchgeführt.



temperatur von 60°C) optisch auf den Registrierfilm übertragen wurden.

Da die Registriergeschwindigkeit des Lichtschreibers recht genau 81 mm betrug, konnte eine Ablesegenauigkeit beim Auswerten der Seismogramme von 0.001 Sekunden erzielt werden.

Die untersuchten elastischen Erschütterungswellen wurden wieder durch Detonation von Sicherheits Sprengstoff an der Eisoberfläche erzeugt. Das Verfahren der Sprengung und des Registrierens des Sprengmoments ist an anderer Stelle<sup>2)</sup> bereits geschildert, so daß nach diesen erläuternden Vorbemerkungen nun die Besprechung der geophysikalischen Ergebnisse erfolgen kann, die sich in folgende Abschnitte gliedert:

- I. Die Laufzeitkurven der beobachteten Wellen.
- II. Seismische Tiefenbestimmungen.
- III. Amplituden und Amplitudenverhältnisse.
- IV. Perioden.

**I. Laufzeitkurven.** Von den über 70 auf der Pasterze gewonnenen Seismogrammen sind in Fig. 2a und 2b neun ausgewählt, die zur Orientierung über die gedeuteten Wellenarten dienen mögen.

Fig. 2 a.

Seismogramme von der Pasterze aus gleichem Profil (VI.)

Fig. 2 b.

Seismogramme von der Pasterze. Großes Längsprofil (V.)

Abwärts bedeutet: Sprengung erfolgte zwischen Gletscherzunge und Zeltort.

Aufwärts bedeutet: Sprengung erfolgte zwischen Firn und Zeltort.

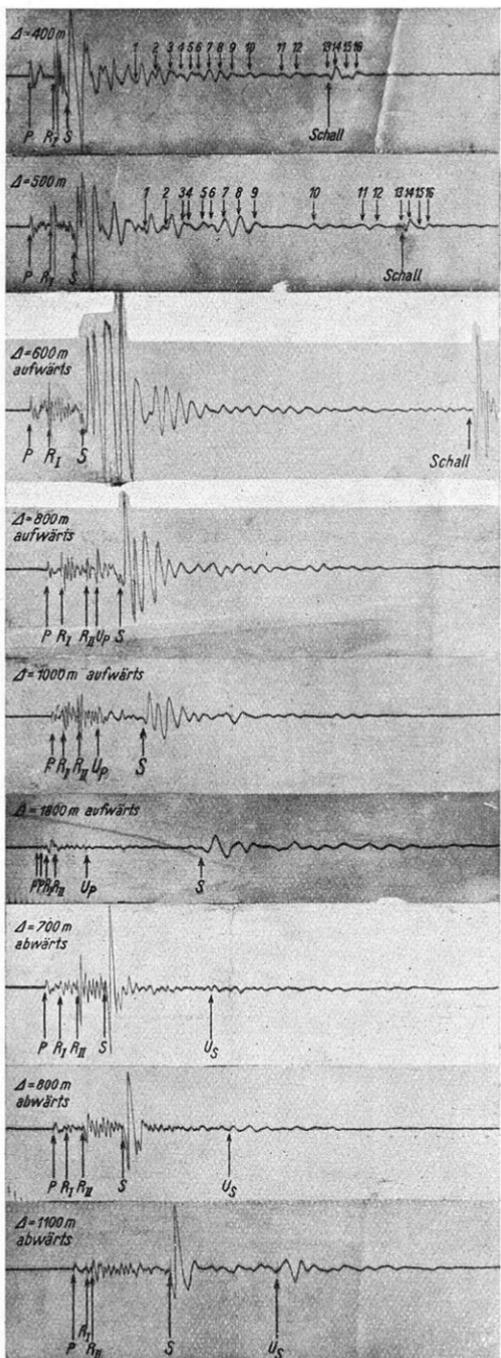


Fig. 2 a

Fig. 2 b

Fig. 2a gibt zunächst zwei Originalseismogramme von der Pasterze wieder, die im gleichen Profil gewonnen wurden. Obgleich die Sprengentfernungen sich hier um 100 m unterscheiden ( $\Delta = 400$  m und  $\Delta = 500$  m), lassen sich die aufgezzeichneten Bewegungen weitgehend einander zuordnen, wie die Bezifferung einer Reihe von Ausschlägen erkennen läßt.

Die Seismogramme in Fig. 2b sind ausschließlich in dem großen Längsprofil V erhalten. Bei Seismogramm Nr. 1 bis 4 lag die Sprengung oberhalb (in Richtung zum Firn) vom Beobachtungsort, bei Seismogramm Nr. 5 bis 7 um  $180^\circ$  entgegengesetzt.

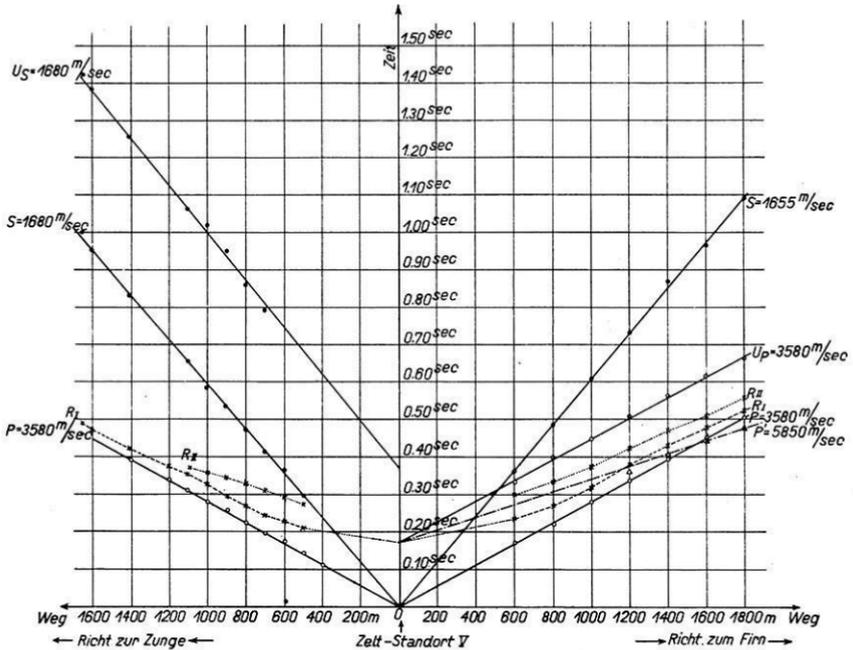


Fig. 3. Laufzeitkurven

Von den zahlreichen Einsätzen der verhältnismäßig stark gegliederten Seismogramme ließen sich bis jetzt folgende deuten:

Bezeichnung :	Wellenart :
$P$ . . . . .	Direkte Longitudinalwelle, die nahe der Eisoberfläche vom Spreng- zum Beobachtungsort gelaufen ist.
$S$ . . . . .	Direkte Transversalwelle; gleicher Weg wie $P$ .
$U_P$ . . . . .	Longitudinalwelle mit der Geschwindigkeit von $P$ , die an der Grenzfläche Eis—Fels im Eis geführt wird.
$U_S$ . . . . .	Transversalwelle entsprechend $U_P$ .
$P'$ . . . . .	Longitudinalwelle, die wie $U_P$ an der Grenzfläche Eis—Fels im Felsen geführt wird.
$R_I$ und $R_{II}$ . .	Longitudinalwellen, die am Eisuntergrund einmal reflektiert sind.

Tabelle 1. Differenz zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten der P-Wellen

Standort	Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec	Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec
		Abwärts:			Aufwärts:	
I	500	0.145	+ 0.005	495	0.138	0.000
	550	0.158	+ 0.004	600	0.172	+ 0.005
	700	0.205	+ 0.006	700	0.202	+ 0.006
	800	0.222	- 0.002	—	—	—
	900	0.255	+ 0.003	—	—	—
II	500	0.140	0.000	500	0.138	- 0.002
	600	—	—	600	0.168	0.000
III	200	0.056	0.000	400	0.111	- 0.001
	400	0.112	0.000	500	0.140	0.000
	500	0.142	+ 0.002	600	0.168	+ 0.001
IV	400	0.114	+ 0.002	400	0.107	- 0.005
	500	0.144	+ 0.004	500	0.142	+ 0.002
	600	0.168	+ 0.001	600	0.170	+ 0.003
V	400	—	—	—	—	—
	500	0.143	+ 0.003	—	—	—
	600	0.171	+ 0.004	600	0.170	+ 0.003
	700	0.195	- 0.001	—	—	—
	800	0.223	- 0.001	800	0.218	- 0.006
	900	0.254	+ 0.003	—	—	—
	1000	0.277	- 0.002	1000	0.277	- 0.002
	1100	0.308	+ 0.001	—	—	—
	1200	0.338	+ 0.003	1200	0.336	+ 0.001
	1400	0.390	- 0.001	1400	0.394	+ 0.003
	1600	—	—	1600	0.449	+ 0.002
	1650	—	—	—	—	—
	—	—	—	1800	0.501	- 0.001
VI	400	0.112	0.000	400	0.114	+ 0.002
	500	0.144	+ 0.004	500	0.139	- 0.001
	600	—	—	600	0.170	+ 0.003
VII	400	0.117	+ 0.005	400	0.116	+ 0.004
	500	0.140	0.000	500	0.140	0.000
	600	0.168	+ 0.001	600	0.170	+ 0.003
		Westlich:			Östlich:	
	280.5	0.078	0.000	250	0.070	0.000
	300	0.089	+ 0.005	300	0.084	0.000
	357	0.100	0.000	350	0.098	0.000
	417	0.116	0.000	395	—	—
	—	—	—	447	0.124	- 0.001
	—	—	—	450	—	—
	—	—	—	505	0.141	0.000
	—	—	—	550	0.160	+ 0.006

Die Besprechung der einzelnen Wellenarten geschieht zweckmäßig an Hand des Laufzeitkurvendiagramms in Fig. 3.

Die Fig. 3 ist so angelegt, daß die Laufzeitkurven links von der Ordinate aus den Seismogrammen des unteren Längsprofils V abgeleitet sind, die rechts der Ordinate dagegen aus den Kurven des oberen Längsprofils V. Der Beobachtungsort (Koordinatenanfangspunkt) war für beide Profilizweige der gleiche.

*P*-Wellen. Die unterste Laufzeitgerade in Fig. 3, deren Verlängerung wahrscheinlich\*) durch den Nullpunkt des Koordinatensystems geht, wurde als Laufzeitkurve der *P*-Wellen gewonnen. Sie führt auf eine mittlere Geschwindigkeit der *P*-Wellen von 3580 m/sec. Die Einzelwerte der Laufzeiten aller ausgewerteten Seismogramme sind in Tabelle 1 aufgenommen. Zur Beurteilung der Meßgenauigkeit ist die Differenz  $T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$  beigefügt. Den berechneten Laufzeiten ist die mittlere Laufzeit von 3580 m/sec zugrunde gelegt.

Aus der Tabelle 1 geht hervor, daß die Übereinstimmung zwischen den beobachteten und den nach der Formel  $T = \Delta/3580$  berechneten Laufzeiten der *P*-Wellen recht gut ist. Die Differenz zwischen beiden liegt im Mittel nur wenig oberhalb der Meßgenauigkeit und weist keinen systematischen Gang mit der Entfernung auf. Ihre Ursache wird in den sehr unregelmäßig verteilten und verschiedenen tiefen Spalten an der Gletscheroberfläche zu suchen sein, die die *P*-Wellen zu unkontrollierbaren Umwegen zwingen.

Zum Abschluß der *P*-Wellenbesprechung seien nachfolgend die Werte zusammengestellt, die bisher für Gletscher- und See-Eis beobachtet wurden:

Gletscher	$V_P$ m/sec	Zeit der Messung	Beobachter
Hintereisferner. . . . .	3400	1926	H. Mothes <sup>1)</sup> 2).
Hintereisferner. . . . .	3600	1928	H. Mothes <sup>3)</sup> .
Gr. Aletschgletscher . . . . .	3570	1929	F. Loewe, H. Mothes und E. Sorge <sup>3)</sup> .
Inlandeis, Grönland. . . . .	3410—3695	1929	F. Loewe und E. Sorge <sup>4)</sup> .
Pasterze. . . . .	3580	1929	B. Brockamp und H. Mothes.
See-Eis . . . . .	3200	1928	R. Köhler <sup>5)</sup> .

*S*-Wellen. Entsprechend dem späteren Auftauchen der *S*-Wellen im Seismogramm liegt ihre Laufzeitkurve oberhalb der von den *P*-Wellen und führt auf eine mittlere Geschwindigkeit von 1670 m/sec. Auch diese Laufzeitkurve ist geradlinig. Die *S*-Wellen laufen ähnlich den *P*-Wellen nahe der Eisoberfläche vom Spreng- nach dem Beobachtungsort.

Auch für diese Wellen sind in Tabelle 2 die Einzelwerte aller beobachteten Laufzeiten und die Differenz der beobachteten gegen die berechneten Laufzeiten angegeben. Der Berechnung der Laufzeiten für die unteren Profile liegt die Geschwindigkeit von 1680 m/sec, der für die Laufzeiten der oberen Profile die Ge-

\*) Die Werte der *P*-Laufzeiten der Schüsse aus 200 m (Profil III), 260 m und 300 m östlich liegen auf dieser Geraden.

Tabelle 2.  
Differenz zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten  
der S-Wellen

Standort	Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec	Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec
Abwärts:			Aufwärts:			
I	500	—	—	495	0.306	+ 0.007
	550	—	—	600	0.375	+ 0.013
	700	0.428	+ 0.011	700	0.436	+ 0.013
	800	0.474	— 0.002	—	—	—
	900	0.532	— 0.004	—	—	—
II	500	0.300	+ 0.002	500	0.288	— 0.014
	600	0.349	— 0.008	600	0.351	— 0.011
III	200	—	—	—	—	—
	400	0.242	+ 0.004	400	0.244	+ 0.002
	500	0.296	— 0.002	500	0.298	— 0.004
	—	—	—	600	0.356	— 0.006
IV	400	0.238	0.000	400	0.232	— 0.010
	500	0.299	+ 0.001	500	0.305	+ 0.003
	600	0.355	— 0.002	600	0.356	— 0.006
V	400	0.229	— 0.009	600	0.359	— 0.003
	500	0.296	— 0.002	800	0.482	— 0.001
	600	0.363	+ 0.006	1000	0.607	+ 0.003
	700	0.413	— 0.003	1200	0.729	+ 0.004
	800	0.472	— 0.004	1400	0.852	+ 0.006
	900	0.534	— 0.001	1600	0.967	0.000
	1000	0.585	— 0.010	1800	1.086	— 0.002
	1100	0.654	0.000	—	—	—
	1200	0.710	— 0.005	—	—	—
	1400	0.831	— 0.002	—	—	—
	1600	0.954	+ 0.002	—	—	—
	1650	1.000	+ 0.018	—	—	—
VI	400	0.234	— 0.004	400	0.256	+ 0.008
	500	0.296	+ 0.002	500	0.309	+ 0.007
	600	0.354	— 0.003	—	—	—
VII	400	0.255	+ 0.017	400	0.236	— 0.012
	500	—	—	500	0.297	— 0.005
	600	0.358	+ 0.001	—	—	—
Westlich:			Östlich:			
	280.5	0.183	+ 0.016	250	0.150	— 0.001
	300	0.196	+ 0.018	300	0.175	— 0.006
	350	0.234	+ 0.026	395	0.255	+ 0.016
	417	0.264	+ 0.016	447	0.272	+ 0.002
	—	—	—	450	0.295	+ 0.023
	—	—	—	505	0.299	— 0.006
	—	—	—	550	0.350	+ 0.018

schwindigkeit von 1655 m/sec zugrunde, da im Gegensatz zu den *P*-Wellen die Geschwindigkeiten der *S*-Wellen im unteren und oberen Teilprofil nicht gleich sind.

Da die *S*-Wellen im bewegten Seismogramm auftauchen und ihre Einsätze daher nicht immer genau erfaßt werden können, ist  $T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$  bei den *S*-Wellen größer als bei den *P*-Wellen. Die Differenz ist für die Seismogramme der Seitenschüsse (Querprofil) besonders groß; dort beträgt die mittlere Geschwindigkeit der *S*-Wellen nur 1570 m/sec.

Nachfolgend sind die bisher gefundenen Werte von  $V_S$  für Gletscher- und See-Eis zusammengestellt:

Gletscher	$V_{\varphi}$ m/sec	Zeit	Beobachter
Hintereisferner . . . . .	1600	1926	H. Mothes <sup>1)</sup> 2).
Hintereisferner . . . . .	1690	1928	H. Mothes <sup>3)</sup> .
Gr. Aletschgletscher . . . . .	1670	1929	F. Loewe, H. Mothes und E. Sorge <sup>3)</sup> .
Inlandeis, Grönland. . . . .	1605–1820	1929	F. Loewe und E. Sorge <sup>4)</sup> .
Pasterze . . . . .	1670	1929	
See-Eis . . . . .	1700	1928	R. Köhler <sup>5)</sup> .

Berechnung des Elastizitätsmoduls. Aus den oben dargestellten mittleren Geschwindigkeiten für die *P*-Wellen = 3580 m/sec und für die *S*-Wellen = 1670 m/sec lassen sich die Elastizitätskoeffizienten für Gletschereis berechnen.

Das Geschwindigkeitsverhältnis  $V_{\text{long}}/V_{\text{transv}} = 2.14$  und die Poissonsche Konstante für Gletschereis ist

$$\sigma = \frac{v_P^2 - 2v_S^2}{2(v_P^2 - v_S^2)} = 0.361.$$

Wird die Dichte des Gletschereises  $\rho = 0.917$  angenommen, so ergibt sich der Lamésche Koeffizient  $\lambda = 6.6 \cdot 10^{10}$ ,  $\mu = 2.6 \cdot 10^{10}$ .

Diese Daten führen auf einen Elastizitätsmodul für Gletschereis von  $E = 692 \text{ kg/mm}^2$ .

Für  $E_{\text{Eis}}$  wurden bisher Werte gefunden, die stark gegeneinander abweichen. So fand Koch für

$$\begin{aligned} E_{\text{See-Eis}} &= 630 \text{ kg/mm}^2, \\ E_{\text{See-Eis}} &= 860 \text{ kg/mm}^2 \quad \text{und} \\ E_{\text{See-Eis}} &= 957 \text{ kg/mm}^2. \end{aligned}$$

Bei Untersuchungen auf dem Neckar stellte Koch entsprechend der optischen auch eine elastische Anisotropie fest. So betrug  $E$  für Eisstäbe, deren Längserstreckung parallel zur Gefrierfläche lag:

$$E_0 = 957.6 \text{ kg/mm}^2,$$

dagegen war  $E$  bei Eisstäben, deren Längsrichtung senkrecht zur Gefrierfläche stand:

$$E_{90} = 1120.3 \text{ kg/mm}^2.$$

Die Abweichungen der  $E$ -Werte für elastisch isotropes Eis dürften dadurch bedingt sein, daß die Untersuchungen nicht an einem Kristall durchgeführt wurden, sondern vielmehr an einem Stab oder Block aus mehreren Kristallen.

Die Elastizitätsmoduls der einzelnen Kristalle werden sich nicht sehr von einander unterscheiden, dagegen wird bei einem Block aus mehreren Kristallen das Bindemittel zwischen den einzelnen Kristallen die  $E$ -Werte mehr oder weniger beeinflussen, so daß die oben angegebenen  $E$ -Werte von Koch technische Mittelwerte darstellen.

$P'$ -Wellen. Da das Gletschereis als eine wohldefinierte Schicht mit konstanter Geschwindigkeit der Wellen dem Felsen (Chloritschiefer und Gneis) mit wahrscheinlich größerer Wellengeschwindigkeit aufliegt, erwarteten wir bei unseren Untersuchungen  $P'$ -Wellen, die an der unteren Grenzfläche Eis—Fels im Felsen geführt wurden. Da diese bei Sprengentfernungen, die groß im Vergleich zur Dicke der Deckschicht für  $v_2 > v_1$  sind, als Vorläufer vor  $P$  im Seismogramm deutlicher erkennbar sind, dehnten wir das obere Längsprofil V bis auf 1800 m = 6 × Eisdicke aus.

Tatsächlich trat in den Seismogrammen der Schüsse aus 1600 und 1800 m Entfernung eine — wenn auch sehr schwache — Bewegung vor  $P$  und in denen aus 1400 und 1200 m nach  $P$  auf, die wir als  $P'$ -Welle deuteten.

Die Einzelwerte der  $P'$ -Laufzeiten haben wir nachfolgend zusammengestellt:

I	II	III	IV	V
Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	Beobachtete Laufzeit — 0.163 sec sec	Berechnete Laufzeit für $v = 5850$ m/sec sec	Abweichung Spalte IV gegen III sec
1200	0.355	0.192	0.208	— 0.016
1400	0.405	0.242	0.239	+ 0.003
1600	0.442	0.279	0.274	+ 0.005
1800	0.475	0.312	0.308	+ 0.004

Die eben genannten vier Laufzeiten der  $P'$ -Wellen sind im Laufzeitkurvendiagramm der Fig. 3 durch kleine Dreiecke kenntlich gemacht, die nahezu auf einer Geraden liegen, deren Verlängerung die Zeitachse bei 0.163 Sekunden schneidet. Aus der Neigung dieser Geraden folgt für die Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen im Felsuntergrund 5850 m/sec. H. Mothes<sup>3)</sup> berechnete aus der Totalreflexion der longitudinalen Eiswellen für den Felsuntergrund des Hintereisferners eine Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen von 5300 m/sec.

Die Laufzeit der  $P'$ -Wellen gehorcht auf der Pasterze der Gleichung:

$$T_{P'} = 0.163 + \frac{\Delta}{5850}.$$

Weiter unten wird auf die Laufzeiten der  $P'$ -Wellen zurückgegriffen.

$U_P$ -Wellen. In dem oberen Profil V trat in den Seismogrammen der Sprengungen von 600 m und mehr ein Einsatz auf, den wir mit  $U_P$  bezeichneten. Er ist zwischen den Einsätzen von  $P$  und  $S$  zu suchen und anfangs recht deutlich.

Bei größeren Sprengentfernungen tritt diese Welle schwächer hervor, ließ sich jedoch bis 1800 m verfolgen. Bei dieser Welle bildete sich stets nur eine halbe Periode aus, deren Form in den einzelnen Seismogrammen recht ähnlich ist. Immer erfolgt der Einsatz dieser Wellen im Seismogramm von unten nach oben, und zwar in den Kurven geringerer Sprengentfernung sehr steil. Der Richtung dieses Einsatzes entspricht eine Eisbewegung von unten nach oben.

Im Laufzeitdiagramm in Fig. 3 erscheint die Laufzeitkurve der  $U_P$ -Wellen als parallele Gerade zur  $P$ -Laufzeitkurve im Abstand von 0.165 Sekunden. Eine nahezu gleiche Zeitdifferenz von 0.163 Sekunden ist uns bereits bei der Besprechung der  $P'$ -Wellen entgegengetreten. Tatsächlich ist diese Zeit durch die Dimension des Gletschers gegeben.

Um dies zu zeigen, muß das Ergebnis der später besprochenen Tiefenbestimmung hier vorweggenommen werden. Dort wird für die mittlere Tiefe des Gletschers aus den  $R_T$ - und  $P'$ -Wellen in diesem Gebiet 300 m gefunden. Berechnen wir die Zeit, die die longitudinalen Wellen mit der konstanten Geschwindigkeit von 3580 m/sec benötigen, um die Eisdicke von 300 m zweimal senkrecht zu durchsetzen, so werden wir ein drittes Mal auf obige Zeit geführt, und zwar hier auf 0.168 Sekunden.

Dies führt zur Deutung der  $U_P$ -Wellen: Die aus der Gleichung  $T_{U_P} = 0.166 + \Delta/3580$  folgenden Laufzeiten dieser Wellen und ihre Geschwindigkeit von 3580 m/sec sprechen dafür, daß es longitudinale Wellen sind, die den Gletscher zweimal senkrecht durchsetzen, um sodann auch die Strecke Spreng—Beobachtungsort mit der Geschwindigkeit der  $P$ -Wellen im Eis zu durchlaufen.

Der beobachteten Laufzeit und Geschwindigkeit könnte dadurch genügt sein, daß die  $U_P$ -Wellen als Longitudinalwellen der Geschwindigkeit 3580 m/sec lotrecht unter dem Sprengort senkrecht reflektiert sind, um mit der konstanten Verzögerung von 0,166 Sekunden den  $P$ -Wellen auf gleichem Wege nachzueilen, oder aber die  $U_P$ -Wellen sind nach ihrem senkrechten Hinabtauchen vom Sprengort bis zum Felsuntergrund auf ihrem fernerem Wege am Felsuntergrund mit der Geschwindigkeit der  $P$ -Wellen im Eis geführt, um am Beobachtungsort unter fast senkrechtem Emergenzwinkel zur Registrierung zu kommen.

Bei der Amplitudenbetrachtung wird gezeigt, daß die  $U_P$ -Wellen dem zweiten Fall genügen, daß sie also am Felsuntergrund im Eis geführt sind.

Nachstehend sind ihre einzelnen Laufzeiten und die Differenzen gegen die berechneten zusammengestellt.

Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T$ berechnet für $T = \Delta/3580 + 0.166$ sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec
800	0.392	0.390	+ 0.002
1000	0.445	0.445	0.000
1200	0.502	0.501	+ 0.001
1400	0.559	0.557	+ 0.002
1600	0.611	0.613	- 0.002
1800	0.666	0.668	- 0.002

$U_S$ -Wellen. Konnten die eben besprochenen  $U_P$ -Wellen nur in den Seismogrammen des oberen Profils gefunden werden, so scheinen wiederum die diesen entsprechenden transversalen Wellen  $U_S$  nur in dem unteren Profil da zu sein, und zwar in den Seismogrammen größerer Sprengentfernung mit beträchtlicher Amplitude.

Ihre Laufzeiten genügen der Gleichung:  $T_{U_S} = 0.407 + \Delta/1670$  und sind in nachfolgender Tabelle zusammengestellt:

Entfernung $\Delta$ m	Beobachtete Laufzeit sec	$T$ berechnet für $T = \Delta/1670 + 0.407$ sec	$T_{\text{beob}} - T_{\text{ber}}$ sec
700	0.791	0.826	- 0.035
800	0.860	0.886	- 0.026
900	0.949	0.946	+ 0.003
1000	1.017	1.006	+ 0.011
1100	1.061	1.066	- 0.005
1400	1.253	1.245	+ 0.008
1600	1.385	1.366	+ 0.019
1650	1.423	1.397	+ 0.026

Sie ergeben im Laufzeitkurvendiagramm eine zur  $S$ -Laufzeitgerade parallele Gerade im Abstand von 0.407 Sekunden, während die zum zweimaligen senkrechten Durcheilen der Eismächtigkeit von 300 m mit der Geschwindigkeit der  $S$ -Wellen auf 0.360 Sekunden führt. Die Eismächtigkeit müßte um 40 m größer sein, um auf die abgeleitete Laufzeit von 0.407 Sekunden zu führen. Dieser Unterschied kann dadurch bedingt sein, daß wegen des verhältnismäßig flachen Auftauchens dieser Wellen im Seismogramm nicht immer der erste Einsatz von  $U_S$  erfaßt wurde. Dafür sprechen auch die großen Streuungen in der letzten Spalte vorstehender Tabelle.

Reflektierte Wellen. In den meisten Fällen traten in den Seismogrammen zwischen Einsatz  $P$  und Einsatz  $S$  außer den genannten  $U_P$ -Wellen noch kurzperiodische Wellen auf, deren Einsatz bei den kleineren Sprengentfernungen oft sehr steil erfolgt (siehe Seismogramme in Fig. 2a). In vielen Seismogrammen ließen sich zwei solche Wellen unterscheiden, die mit  $R_I$  und  $R_{II}$  bezeichnet wurden.

Die Laufzeiten der  $R_I$ -Wellen sind im nächsten Abschnitt zusammengestellt. Die  $R_{II}$ -Wellen sind zunächst noch nicht berücksichtigt.

Die Laufzeiten der  $R_I$ -Wellen führen im Laufzeitkurvendiagramm in Fig. 3 auf eine Kurve, die in erster Annäherung einem Hyperbelast entspricht. Dies ist aber die Laufzeitkurvenform, die theoretisch für reflektierte Wellen in Schichten paralleler Grenzflächen zu erwarten ist.

Es lag also für uns nahe, diese Wellen als einmal an den unteren Grenzflächen des Gletschers reflektierte anzusprechen, zumal H. Mothes<sup>1) 2) 3)</sup> bei seinen Untersuchungen auf dem Hintereisferner 1926 und 1928 nachwies, daß diese so gedeuteten Wellen bei Eisdickenberechnungen auf Tiefen führen, die in bester

Übereinstimmung mit den von H. Hess<sup>6)</sup> auf direktem Wege gewonnenen Eistiefen sind. Diese Vergleichsmessungen, an die die seismischen angeschlossen werden konnten, bestanden aus Bohrungen, die bis zum Gletscheruntergrund niedergebracht wurden, und aus der Ableitung der Gletscherdicke aus der beobachteten Strömungsgeschwindigkeit und der Abschmelzung an der Eisoberfläche.

Die eben genannten Untersuchungen auf dem Hintereisferner lehrten, daß die reflektierten Longitudinalwellen nur dann auf die tatsächliche Eisdicke führten, wenn man annimmt, daß sie auf ihrem ganzen Wege, also auch in tieferen Schichten des Eises, mit der an der Eisoberfläche gemessenen Wellengeschwindigkeit gelaufen sind. Obwohl in den durchlaufenen Eisschichten die hydrostatischen Drucke bis zu 27 Atm. betragen, war damit keine merkliche Geschwindigkeitsänderung verbunden.

Die seismischen Arbeiten auf der Pasterze ergaben nun einen neuen Beweis für die Richtigkeit obiger Annahme. Wie aus dem Laufzeitkurvendiagramm in Fig. 3 hervorgeht, lassen sich die Laufzeitkurven für die  $R_1$ -Wellen zwanglos in den Einmündungspunkt der  $P'$ - und  $U_p$ -Wellen in die Zeitachse bei 0.166 Sekunden verlängern, woraus hervorgeht, daß die  $R_1$ - und  $U_p$ -Wellen bei verschiedenen Laufwegen diese mit der gleichen konstanten Geschwindigkeit der  $P$ -Wellen durchteilten.

Die für parallele Grenzflächen berechnete Laufzeitkurve der  $R$ -Wellen gehorcht der Gleichung:

$$\frac{T^2 v^2}{4 h^2} - \frac{\left(\frac{\mathcal{A}}{2}\right)^2}{h^2} = 1$$

und stellt einen Hyperbelast dar.

Die Abweichungen der beobachteten von den berechneten Werten werden im folgenden Abschnitt besondere Beachtung finden.

**II. Seismische Tiefenbestimmungen.** Nachdem im vorhergehenden die in unseren Seismogrammen gedeuteten Wellen besprochen sind, soll nun dargelegt werden, wie sie zu Tiefenbestimmungen des Gletschers führen. Wie schon angedeutet, sind dazu die  $P'$ -,  $U_p$ - und die  $R$ -Wellen geeignet.

Bei der Aufstellung der Gleichungen für die Tiefenberechnung der Deckschicht ist es wichtig, zu wissen, unter welchem Winkel die seismischen Strahlen die Station erreichen.

G. Angenheister<sup>7)</sup>, und auch W. Schweydar und H. Reich<sup>8)</sup> folgern aus Amplitudenberechnungen der einzelnen Komponenten bei geringer Sprengentfernung ein fast senkrecht durchlaufen der Schicht, ebenso O. Meisser.

Die beiden Formeln zur Berechnung der Tiefen aus den  $P'$ -Wellen sind

$$h_1 = \frac{\mathcal{A}s}{2} \cdot \frac{v_2 - v_1}{v_2} \dots \dots \dots (I)$$

für rechtwinkligen Verlauf der Strahlen,

$$h_{II} = \frac{As}{2} \cdot \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \dots (II)$$

für schrägen Verlauf der Strahlen.

In unserem Falle ist

$$v_1 = V_P = 3580 \text{ m/sec,}$$

$$v_2 = V_{P'} = 5850 \text{ m/sec und somit}$$

$$h_I = 300 \text{ m und } h_{II} = 380 \text{ m.}$$

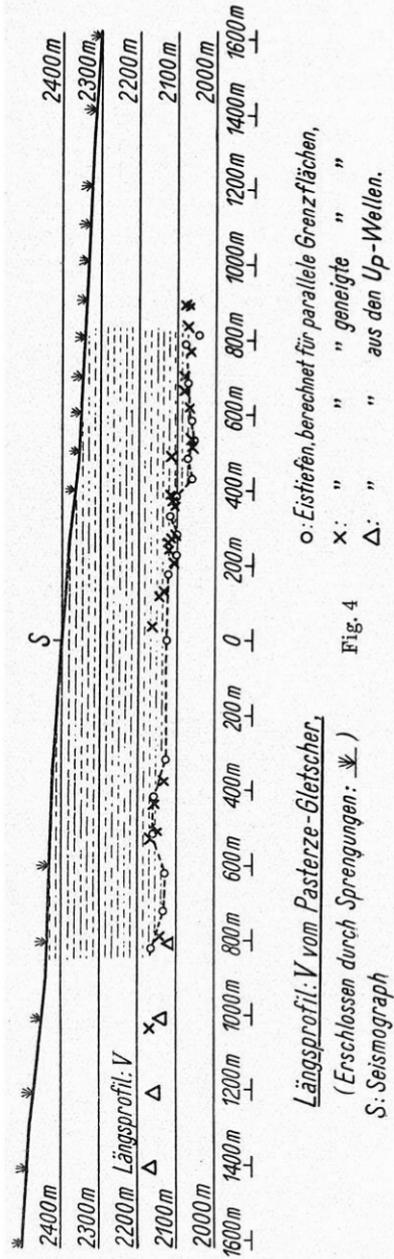
Wie wir sogleich zeigen werden, führt hier nur die Formel (I) auf eine Tiefe des Gletschers, die mit der aus den  $U_P$ - und den  $R$ -Wellen gefolgerten Tiefe in guter Übereinstimmung ist. Daraus muß geschlossen werden, daß die  $P'$ -Wellen am Spreng- und Beobachtungsort die Eisschicht nahezu senkrecht durchsetzen.

Die Zeit, die diese Wellen zum zweimaligen senkrechten Durcheilen der Eisschicht der berechneten Dicke von 300 m mit der Geschwindigkeit der  $P$ -Welle = 3580 m/sec brauchen, ist 0.168 Sekunden.

Dies ist aber nahezu dieselbe Zeit, die uns bereits bei der Besprechung der  $U_P$ - und der  $R_I$ -Wellen begegnete: Im Laufzeitkurven-diagramm der Fig. 3 wurde durch den gemeinsamen Schnittpunkt dieser Wellen mit der Zeitachse die Zeit 0.166 Sekunden festgelegt.

Für die  $U_P$ -Wellen ist daraus zunächst der Schluß zu ziehen, daß auch diese die Eisschicht zweimal nahezu senkrecht durchsetzen. Die dazu benötigte Laufzeit von 0.166 Sekunden führt auf eine mittlere Schichtdicke von 297 m, steht also in guter Übereinstimmung mit der aus den  $P'$ -Wellen mit Formel (I) berechneten von 300 m.

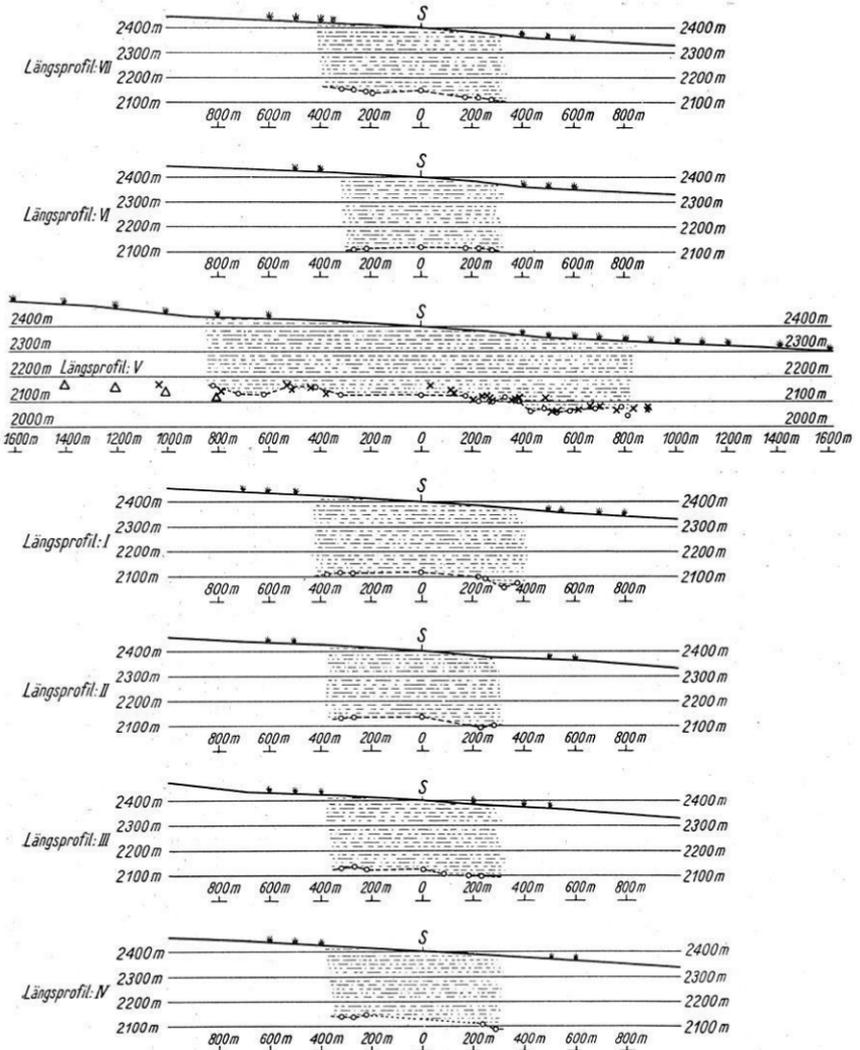
Die  $P'$ - und die  $U_P$ -Wellen führten übereinstimmend auf eine mittlere Tiefe des Gletschers im durchmessenen Profil von etwa 300 m. Die  $R$ -Wellen dagegen können zur Berechnung einzelner Tiefenwerte herangezogen werden, da durch jede Sprengung eine  $R$ -Laufzeit und damit die Möglichkeit zur Ableitung einer



o: Eishtiefen, berechnet für parallele Grenzflächen,  
 x: " " " geneigte " "  
 Δ: " " " aus den Up-Wellen.

Fig. 4

Längsprofil: V vom Pasterze-Gletscher,  
 (Erschlossen durch Sprengungen: S)  
 S: Seismograph

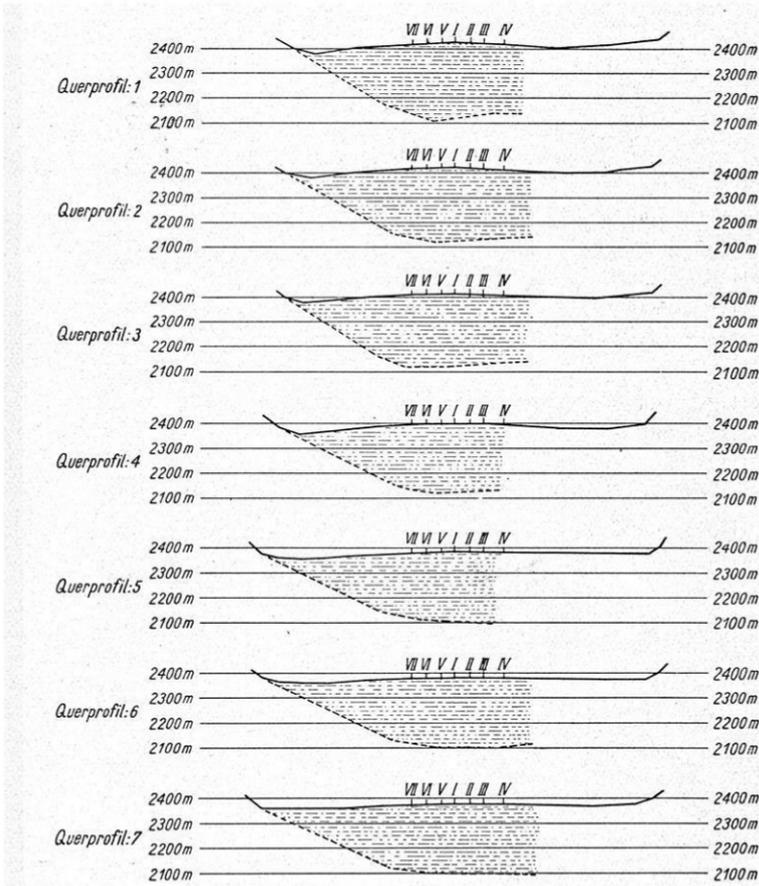


Längsprofile vom Pasterze-Gletscher.  
(Erschlossen durch Sprengungen: ♁)

- S: Seismograph  
 o: Eistiefen, berechnet für parallele Grenzflächen,  
 x: " , " " geneigte " " } im Profil V  
 Δ: " , " aus den  $U_p$ -Wellen.

Fig. 5 a

Tiefenangabe gegeben ist. Werden die Sprengungen in einem Profil hinreichend dicht angesetzt, so ist in diesem eine genaue Rekonstruktion der Form des verdeckten Untergrundes durch Auswertung der R-Wellen möglich, wie es in Fig. 4 und 5a und 5b in einigen Profilschnitten für die Pasterze versucht wurde.



Querprofile vom Pasterze-Gletscher.  
(Rekonstruiert bei Benutzung der Längsprofile in Abb. 5a).

Fig. 5 b

Der Gang der Ableitung der Tiefe  $h$  aus der Laufzeit  $T$  der reflektierten Wellen bei bekannter Sprengentfernung  $\Delta$  ist schon wiederholt beschrieben worden<sup>2) 3)</sup>. Für parallele Grenzflächen der Deckschicht ist danach

$$h = \sqrt{\left(\frac{T \cdot V_P}{2}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2}\right)^2}$$

Tabelle 3.

Laufzeiten der  $R_I$ -Wellen und die daraus berechneten Tiefen:

Profil	Entfernung $\Delta$ m	Richtung zur Sprengung	Laufzeit sec	Berechnete Eisdicke m
I	500	abwärts	0.211	284
I	550	„	0.222	287
I	700	„	0.265	319
I	800	„	0.280	300
I	495	aufwärts	0.217	298
I	600	„	0.238	303
I	700	„	0.262	311
II	500	„	0.210	281
II	600	„	0.233	285
II	500	abwärts	0.216	296
II	600	„	0.229	279
III	200	„	0.171	289
III	400	„	0.196	288
III	500	„	0.213	289
III	350	östlich	0.180	271
III	395	„	0.186	268
III	450	„	0.198	274
III	400	aufwärts	0.197	291
III	500	„	0.210	281
III	600	„	0.232	287
IV	500	abwärts	0.208	277
IV	600	„	0.233	289
IV	447	östlich	0.196	270
IV	505	„	0.206	268
IV	550	„	0.216	273
IV	400	aufwärts	0.187	269
IV	500	„	0.210	282
IV	600	„	0.230	283
V	300	östlich	0.162	248
V	300	„	0.167	253
V	300	westlich	0.176	278
V	300	„	0.173	271
V	400	abwärts	0.184	262
V	500	„	0.210	281
V	600	„	0.230	283
V	700	„	0.245	264
V	800	„	0.270	272
V	900	„	0.307	316

Tabelle 3 (Fortsetzung)

Profil	Entfernung $d$ m	Richtung zur Sprengung	Laufzeit sec	Berechnete Eisdicke m
V	1000	abwärts	0.327	314
V	1100	„	0.355	317
V	1200	„	0.377	308
V	1400	„	0.424	297
V	1600	„	0.475	288
V	1650	„	0.492	307
V	600	aufwärts	0.235	296
V	800	„	0.268	266
V	1000	„	0.318	272
V	1200	„	0.378	311
V	1400	„	0.430	321
V	1600	„	0.478	304
V	1800	„	0.524	257
VI	400	„	0.199	296
VI	500	„	0.219	302
VI	400	abwärts	0.186	267
VI	500	„	0.203	264
VI	600	„	0.226	272
VII	400	„	0.183	260
VII	500	„	0.202	262
VII	600	„	0.224	267
VII	350	aufwärts	0.181	273
VII	400	„	0.185	265
VII	500	„	0.202	262
VII	600	„	0.222	261
VII	350	westlich	0.182	275
VII	350	„	0.185	282
VII	417	„	0.185	258
VII	417	„	0.188	265

Für stark gegeneinander geneigte Grenzflächen genügt jedoch diese Formel nicht mehr zur genauen Ableitung der Schichtdicke.

Prof. G. Angenheister<sup>9)</sup> hat nun zwei graphische Methoden angegeben, mit deren Hilfe sich bei geneigten Grenzflächen Tiefe und Neigung der unteren Grenzfläche ergeben. Die eine graphische Methode, die zur Zeichnung des Längsprofils in Fig. 4 mitbenutzt wurde, beruht auf dem Gesetz der Spiegelung der geometrischen Optik. Die andere Methode ermittelt den Reflexionspunkt als Schnittpunkt zweier geometrischer Orte; der eine Ort ist der freie Schenkel des Emergenzwinkels des reflektierten Strahles, der andere die Ellipse,

deren Durchmesser sich aus der Laufzeit der reflektierten Welle ergibt, und deren Brennpunkte Spreng- und Beobachtungsort sind.

In vorstehender Tabelle sind die gesamten Laufzeiten der  $R_T$ -Wellen und die aus diesen nach obiger Formel berechneten Eistiefen zusammengestellt.

Die in Tabelle 3 angegebenen Tiefen dienten zur Konstruktion der Profile in Fig. 4 und 5. Zunächst wurden die Längsprofile gezeichnet, die sodann der Konstruktion der einzelnen Querprofile zugrunde gelegt wurden. Da die Sprengungen auf den Längsprofilen so angelegt wurden, daß die Reflexionspunkte sich jeweils auf Parallelen zur Zeltstandortlinie anordneten, konnten die ursprünglich in den Längsprofilen erhaltenen Tiefenwerte auch zur Konstruktion von Querprofilen durch die Reflexionspunkte herangezogen werden, wie aus Fig. 5 hervorgeht. Durch die  $U_P$ -Wellen konnten wir das Profil V noch weiter ausdehnen. Die Tiefe unter dem Zeltstandort V wurde aus den Seismogrammen der seitlichen Schüsse (östlich und westlich) bestimmt.

Auf S. 483 schlossen wir aus den zahlreichen Längs- und Querspalten im durchmessenen Gebiet auf einen sehr unebenen Untergrund des Gletschers. Die seismisch gewonnenen Tiefen bestätigen diese Vermutung. Wie besonders deutlich aus dem Längsprofil V in Fig. 4 zu ersehen ist, befand sich danach die Zeltortlinie über einem recht ausgedehnten Rundhöcker mit verhältnismäßig steilen Flanken. Über diesem ist die Eismächtigkeit nur 250 bis 270 m, um in Richtung zur Zunge wie auch in Richtung zum Firn vor und hinter dem Rundhöcker auf über 300 m anzusteigen.

#### Literatur

- 1) H. Mothes: Dickenmessungen von Gletschereis mit seismischen Methoden. Geol. Rundschau, Bd. XVII, 1926, Heft 6.
- 2) Derselbe: Seismische Dickenmessungen von Gletschereis. Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. III, 1927, Heft IV.
- 3) Derselbe: Neue Ergebnisse der Eisseismik. Ebenda, Jahrg. V, Heft 3—4.
- 4) E. Sorge: Die ersten Dickenmessungen des grönländischen Inlandeises. Ebenda, Jahrg. 6, Heft 1.
- 5) R. Köhler: Beobachtungen an Profilen auf See-Eis. Ebenda, Jahrg. V, Heft 7.
- 6) H. Hess: Der Hintereiserner 1893 bis 1922. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. VIII, 1924.
- 7) G. Angenheister: Beobachtungen bei Sprengungen. Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. III, Heft 1.
- 8) W. Schweydar und H. Reich: Künstliche elastische Bodenwellen als Hilfsmittel geologischer Forschung. Gerlands Beitr. z. Geophys. Bd. XVII, 1927.
- 9) Im Seminar Berlin, Februar 1928, und Göttingen 1929 besprochen; wird demnächst veröffentlicht.

Göttingen, Geophysikalisches Institut, Mai 1930.

---