

DEUTSCHE GRÖNLAND-EXPEDITION ALFRED WEGENER

AUSGEFÜHRT UNTER DER LEITUNG VON
PROF. DR. ALFRED WEGENER † UND PROF. DR. KURT WEGENER
1929 UND 1930/1931

WISSENSCHAFTLICHE ERGEBNISSE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE DER
NOTGEMEINSCHAFT DER DEUTSCHEN WISSENSCHAFT VON

DR. KURT WEGENER

Professor an der Universität Graz

Unter Mitwirkung des Redaktions-Ausschusses
der Grönland-Kommission

DR. DEFANT

Professor

DR. v. DRYGALSKI

Geh. Regierungsrat,
Professor

DR. KOHLSCHÜTTER

Wirkl. Geh. Admiralitätsrat,
Professor

BAND II



VERLAG VON F. A. BROCKHAUS / LEIPZIG 1933

WISSENSCHAFTLICHE ERGEBNISSE DER
DEUTSCHEN GRÖNLAND-EXPEDITION
ALFRED WEGENER 1929 UND 1930/1931

HERAUSGEgeben IM AUFTRAGE DER NOTGEMEINSCHAFT
DER DEUTSCHEN WISSENSCHAFT VON
KURT WEGENER

BAND II

S E I S M I K

von

DR. BERNHARD BROCKAMP,
STUDIENRAT DR. ERNST SORGE
· UND DR. KURT WÖLKEN

Mit 183 Abbildungen, Tabellen
und Karten

II / 6040



VERLAG VON F. A. BROCKHAUS / LEIPZIG 1933

Copyright 1955 by F. A. Brockhaus, Leipzig

I N H A L T.

Seite

1. Beitrag: Bernhard Brockamp und Kurt Wölcken, Die seismischen Ergebnisse auf der Hauptexpedition zwischen Weststation und 120 km Randabstand.	
I. Die seismischen Originalkurven	1
Liste der Sprengungen	48
II. Bernhard Brockamp und Kurt Wölcken, Die Laufzeitkurven und Eisdickenmessungen zwischen Weststation und 120 km Randabstand	51
1. Geschichtliches	51
2. Methode der seismischen Dickenmessung von Gletschern	54
3. Die Meßmethode	59
4. Praktische Ausführung der Messungen in Grönland	65
5. Die Beobachtungsergebnisse (Laufzeitkurven).	
a) In der Nähe der Weststation	73
b) Bei 62 und 82 km Randabstand	76
c) Bei 120 km Randabstand	80
6. Die Reflexionen.	
a) Beim Winterhaus	86
b) In 62 km Randabstand	88
c) In 82 km Randabstand	89
d) In 120 km Randabstand	89
III. Bernhard Brockamp, Ergänzende Untersuchungen	92
1. Oberflächenform und Felsuntergrund	92
2. Die Perioden der direkten und reflektierten longitudinalen Wellen	102
3. Amplituden und Auftauchwinkel der direkten und reflektierten longitudinalen Wellen	106
4. Die Einsätze 4 und 5 (transversale Wellen und Oberflächenwellen)	112
5. Periodenhäufigkeit, Firnstoß und Einsatz b	119
2. Beitrag: Ernst Sorge, Die Eisdickenmessungen auf der Vorexpedition und die Eisdickenmessung in Eismitte auf der Hauptexpedition.	
I. Die seismischen Originalkurven	125
II. Eisdickenmessungen.	141
1. Vorexpedition.	141
2. Hauptexpedition, Eismitte	149

Die seismischen Ergebnisse auf der Hauptexpedition zwischen Weststation und 120 km Randabstand.

Von Bernhard Brockamp und Kurt Wölcken.

I. Die seismischen Originalkurven.

Nachfolgend sind die auf der Hauptexpedition zwischen der Weststation und 12 km Randabstand gewonnenen Seismogramme wiedergegeben.

Die Beschriftung der Seismogramme ist so zu verstehen, daß die lateinische Ziffer die Station kennzeichnet und die arabischen Zahlen die aus verschiedenen Entfernung an einer Station gewonnenen Seismogramme. Es bedeutet

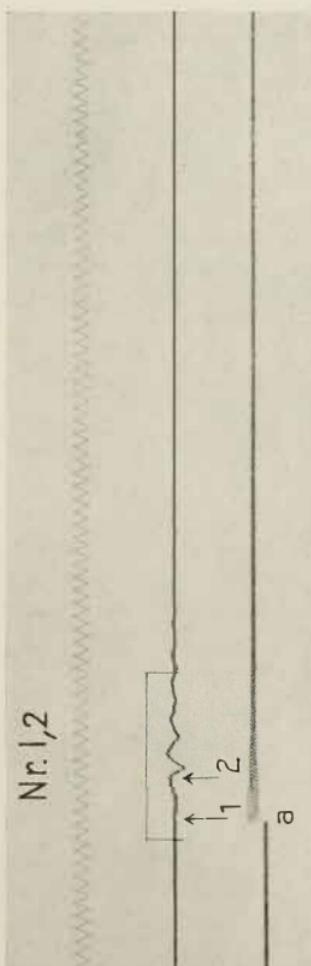
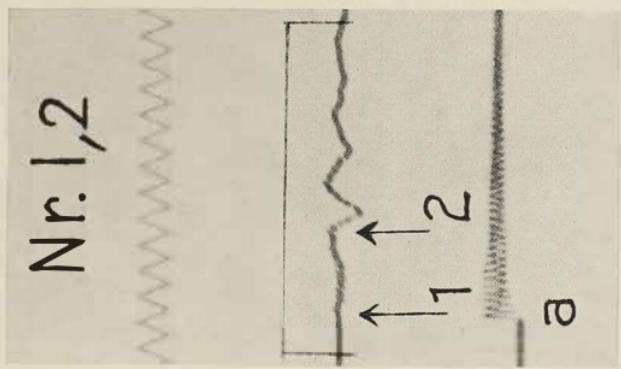
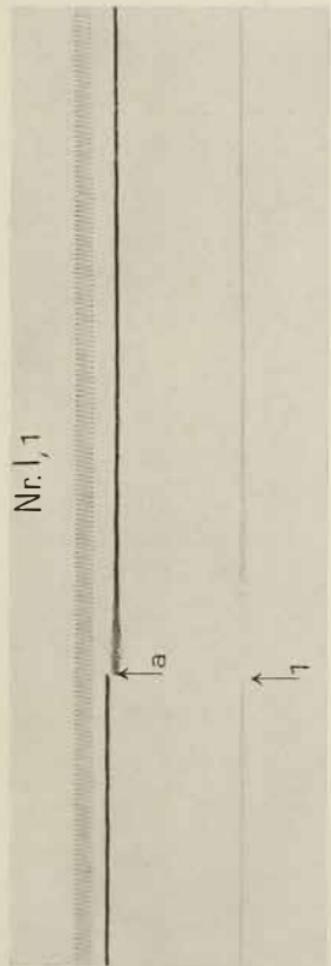
Station I . . .	Winterhaus
Station II . . .	Kangerdluarsuk-Gletscher
Station III . . .	Scheideckrücken
Station V . . .	39 km N
Station VI . . .	16,8 km N
Station VII . . .	2,5 km SO
Station VIII . . .	82 km
Station IX . . .	120 km Randabstand;

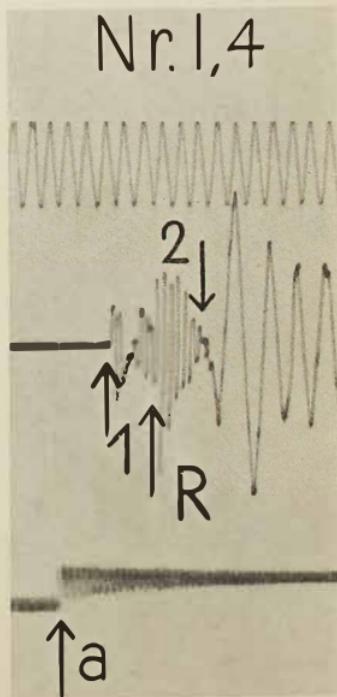
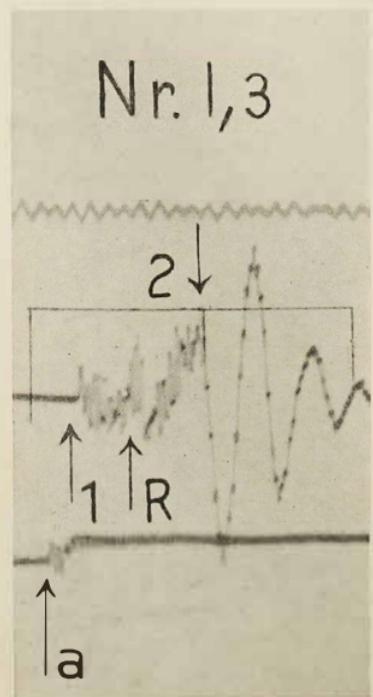
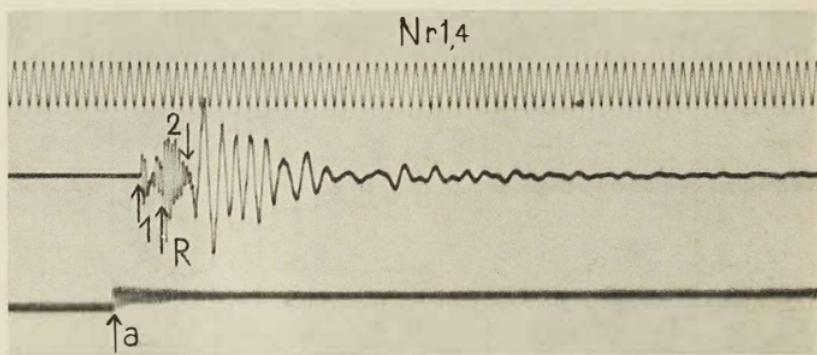
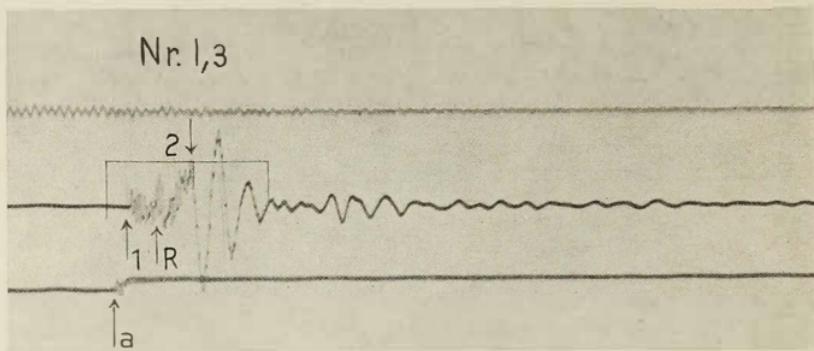
des weiteren bedeutet auf den Seismogrammen: a den Sprengmoment, 1 den Einsatz der longitudinalen Wellen. Auf den Stationen I—III, auf denen kein Firn vorhanden ist, sind die Transversalwellen mit 2 bezeichnet, in Übereinstimmung mit mehreren Arbeiten auf Alpengletschern. Auf allen andern Stationen sind die Transversalwellen mit 4 gezeichnet, die Oberflächenwellen mit 5. R kennzeichnet für alle Stationen den Einsatz der Reflexionen.

¹ Wegener, Wissenschaftl. Ergebn. Bd. II.

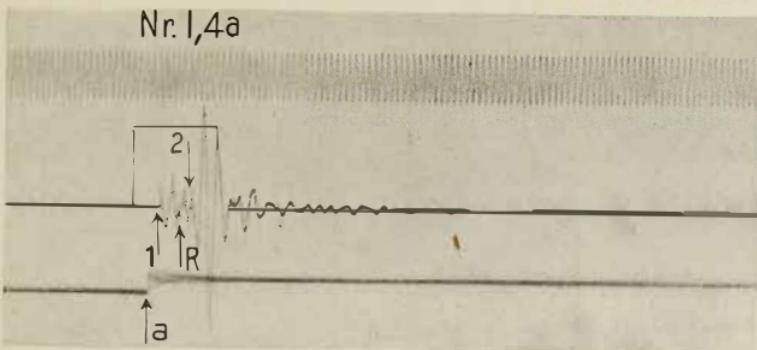
Die mit dem Wiechertschen Vertikalapparat gewonnenen Seismogramme sind mit ZG (Göttinger Vertikal), die mit dem Horizontalseismographen nach Professor Angenheister gewonnenen Registrierungen mit HG gekennzeichnet, und die mit dem Askania-Seismographen gewonnenen Kurven sind versehen mit ZA und HA (Vertikal und Horizontal). Die in Richtung Herd-Station schwingende Horizontalkomponente ist mit || versehen, die senkrecht darauf stehende mit L. Falls nur eine Horizontalkomponente mitregistriert ist, schwingt diese in Richtung Herd-Station.

Tabelle I gibt sämtliche Daten für die einzelnen Seismogramme: 1. Stationsnummer, 2. laufende Nummer, 3. Entfernung, 4. Registriergeschwindigkeit, 5. Parallaxe und 6. Sprengstoffmenge, so daß die gewonnenen Resultate leicht nachgeprüft werden können. Auf einzelnen Wiedergaben sind bei kleinamplitudigen Reflexionen — auch in der Vergrößerung — diese kaum zu erkennen. Es sind dies die Seismogramme VI 15, VI 18, VIII 4. Einige besonders lange Seismogramme sind gesondert auf Tafel I und II am Schluß der Arbeit dargestellt nebst ihren Vergrößerungen. In der normalen Reihenfolge der Seismogramme ist an entsprechender Stelle auf diese Kurven hingewiesen.

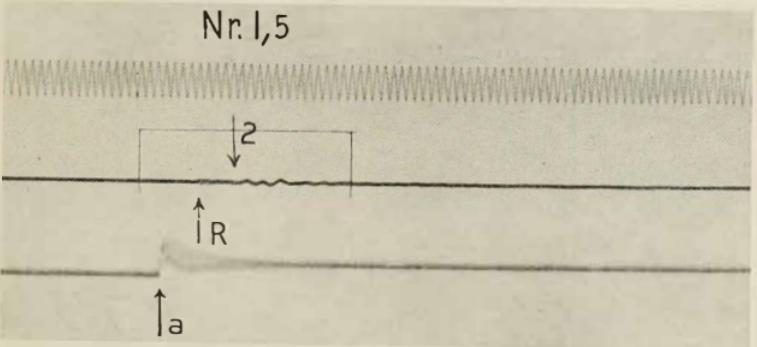




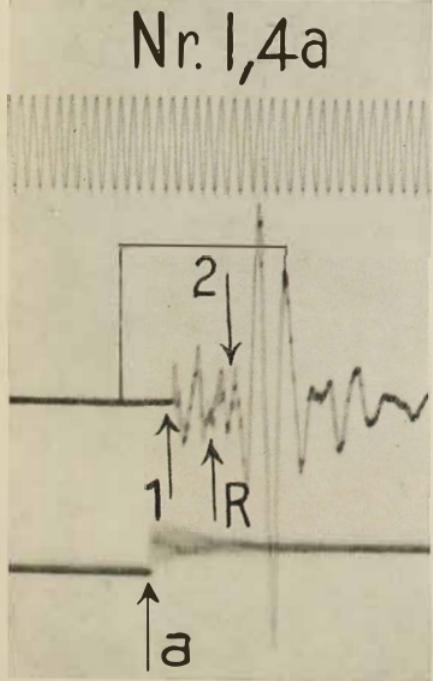
Nr. I,4a



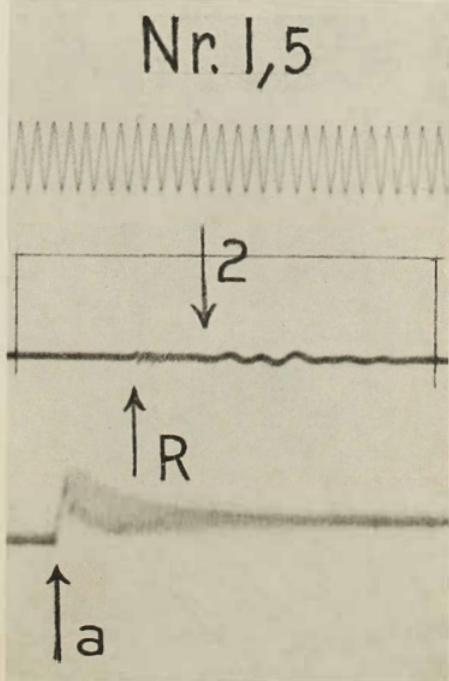
Nr. I,5



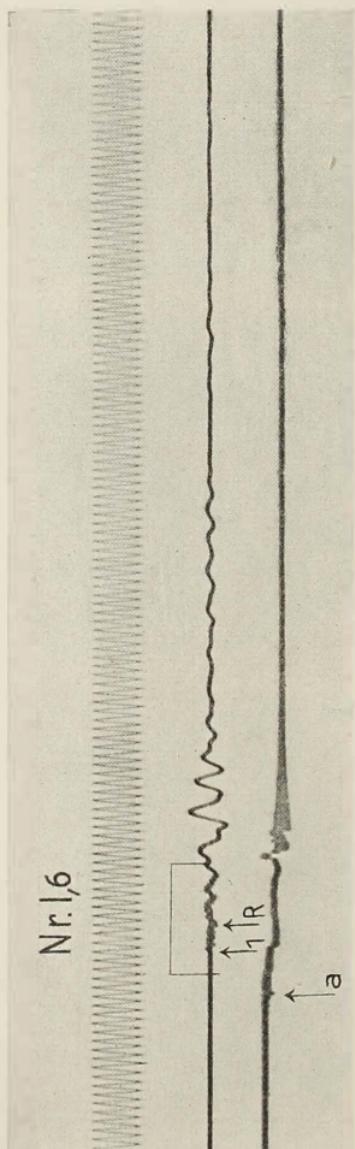
Nr. I,4a



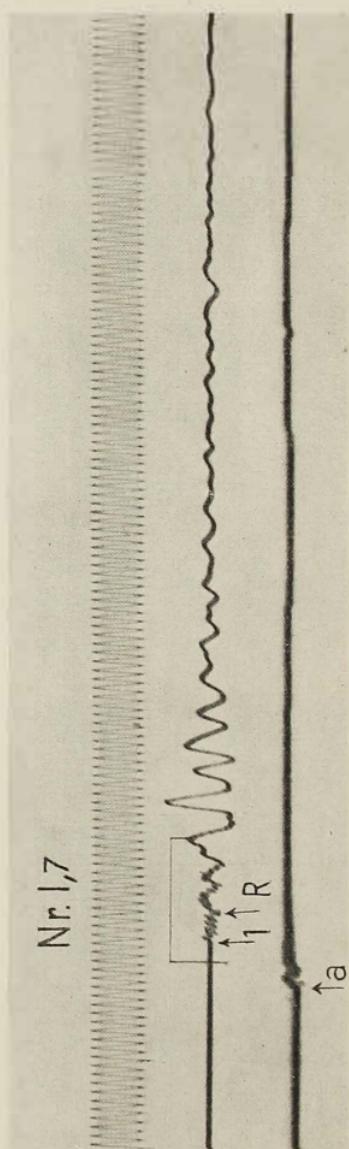
Nr. I,5

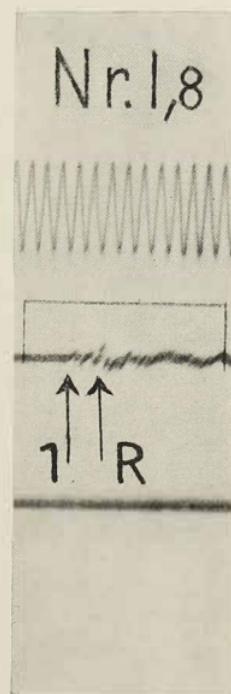
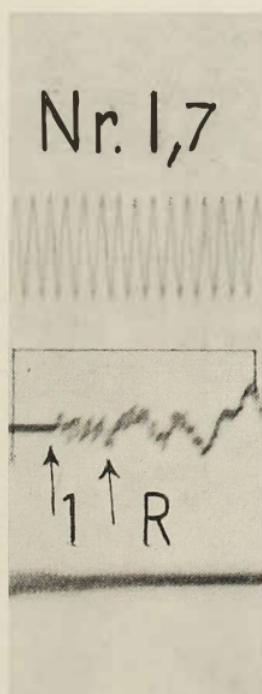
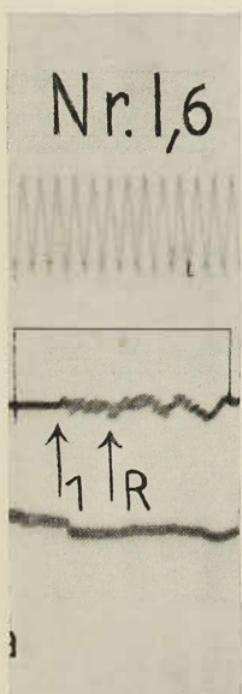
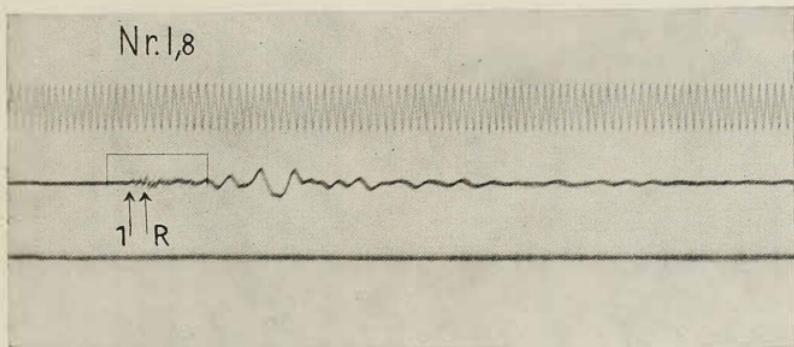


Nr. 16

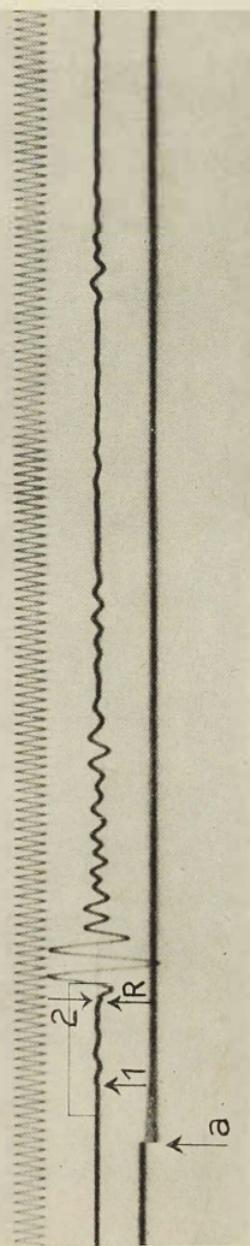


Nr. 17

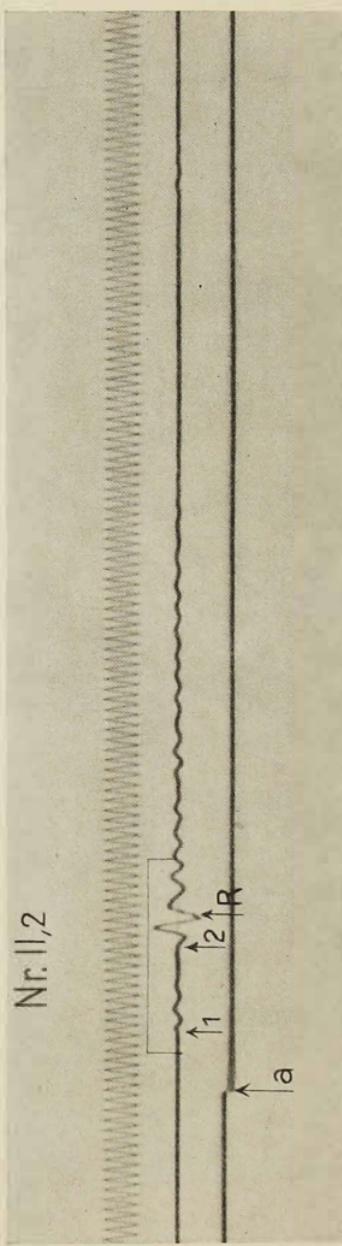




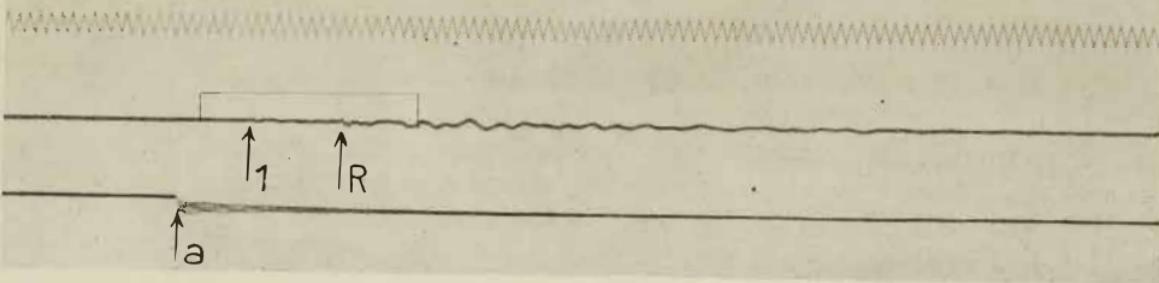
Nr. II, 1



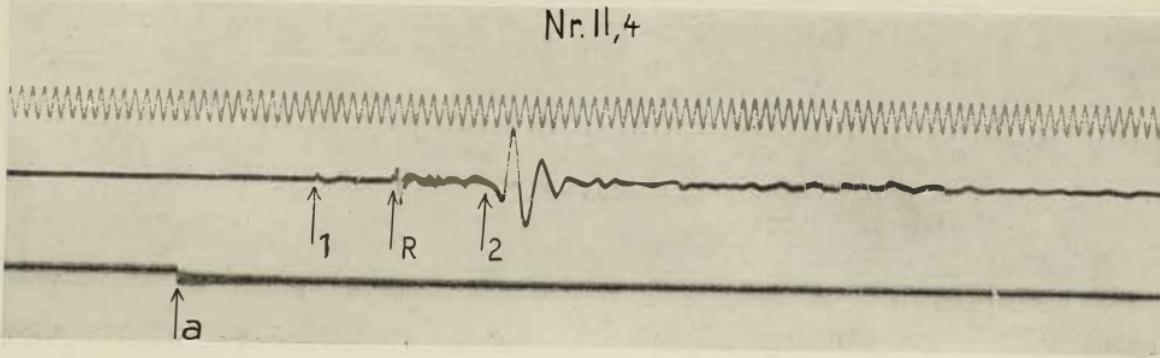
Nr. II, 2



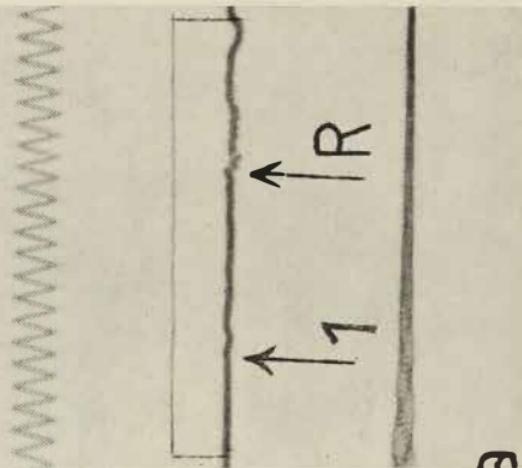
Nr. II, 3



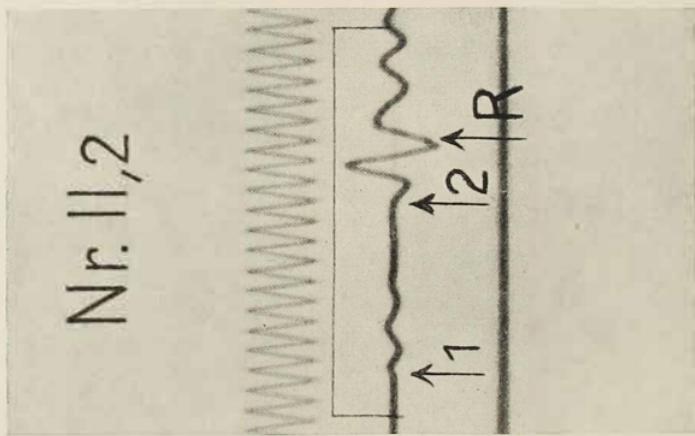
Nr. II, 4



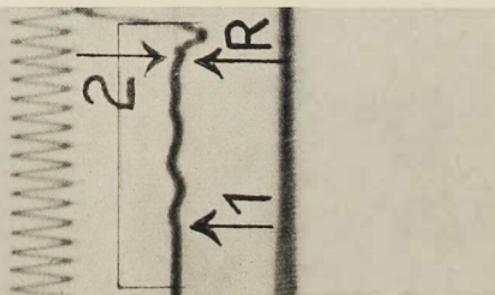
Nr. II, 3

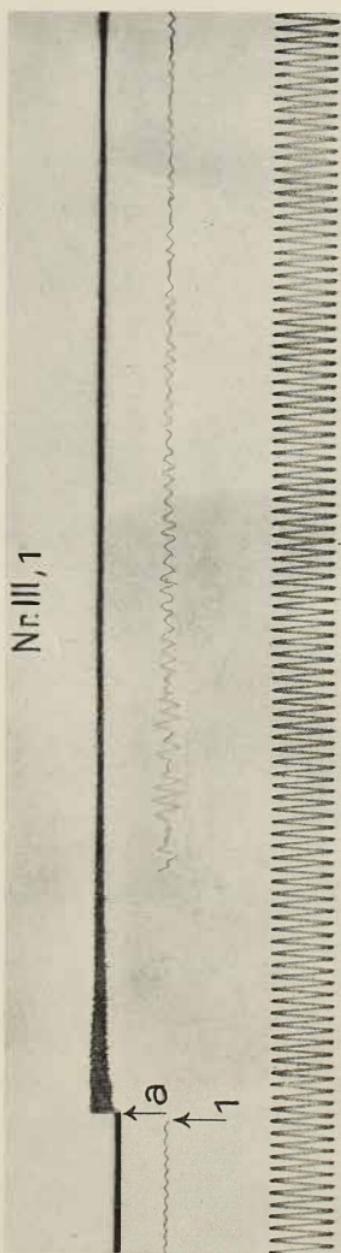


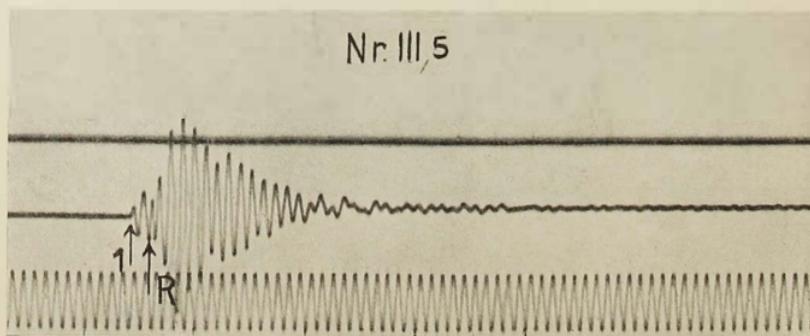
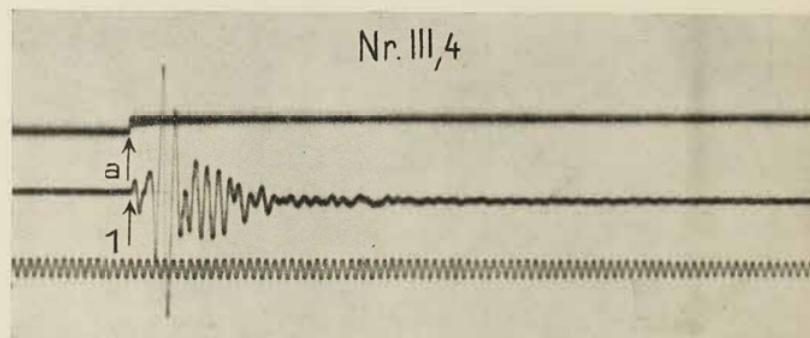
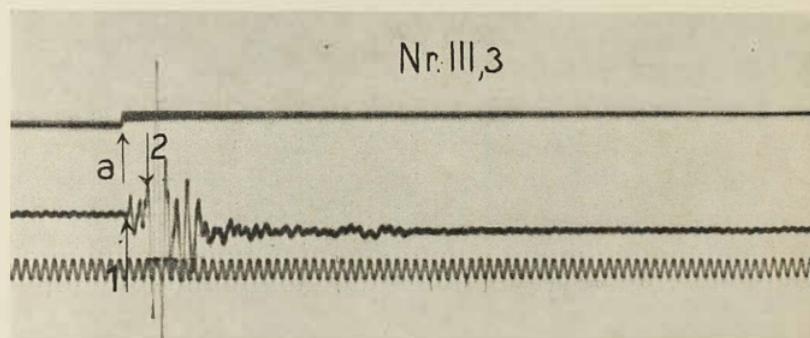
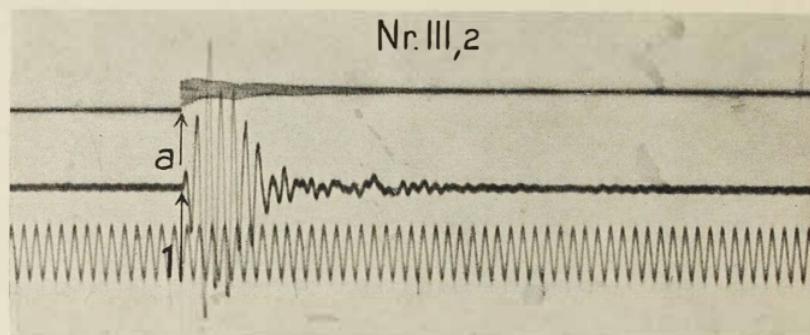
Nr. II, 2

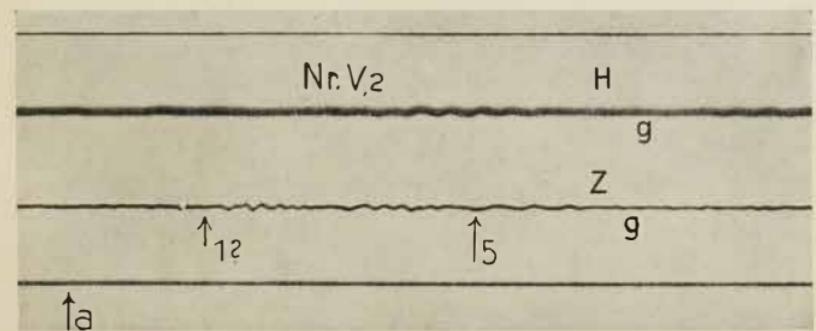
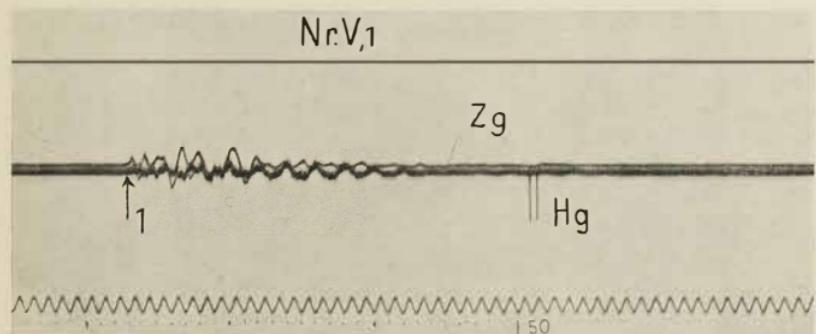
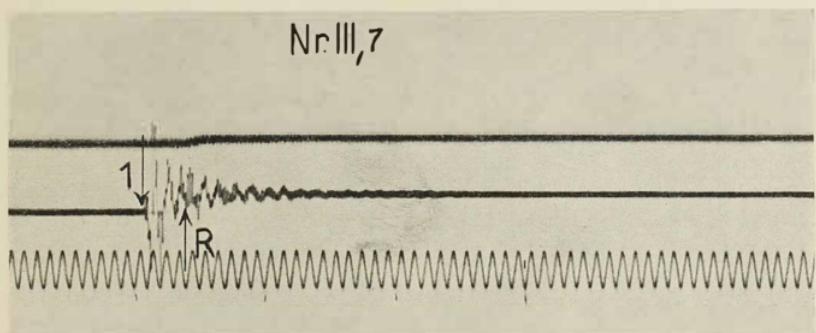
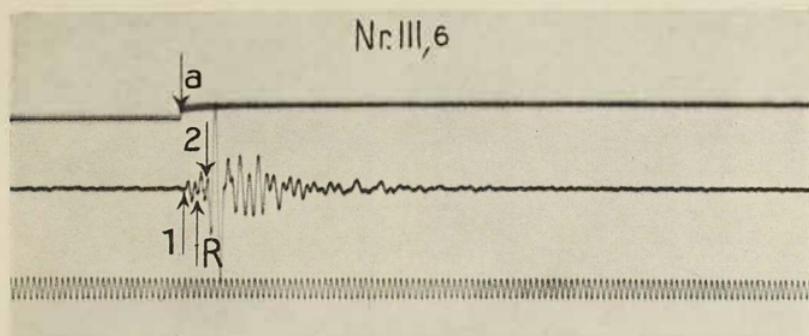


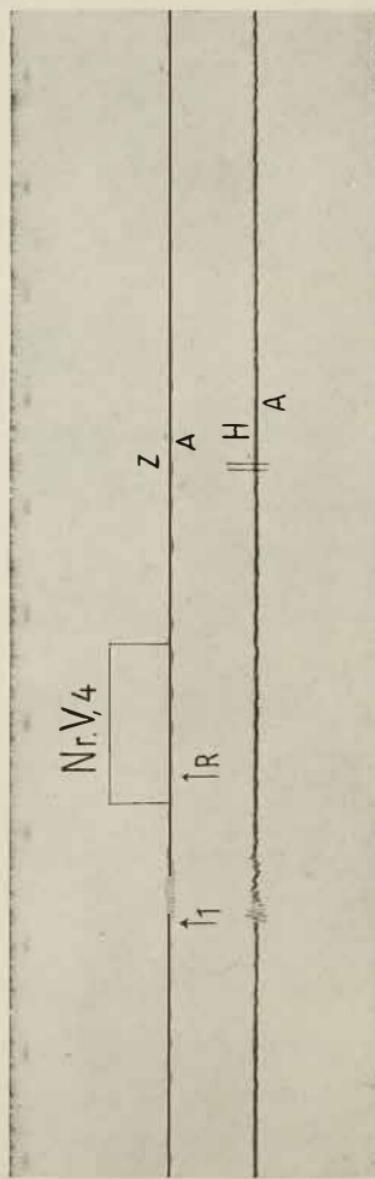
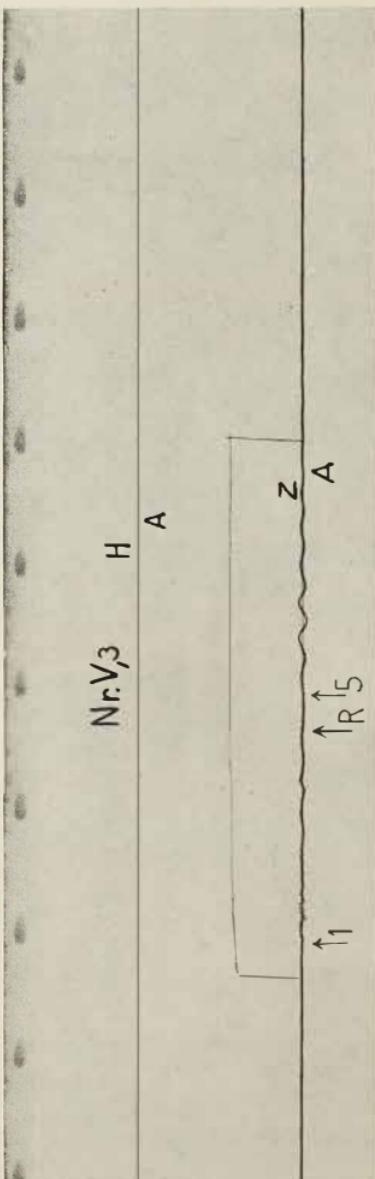
Nr. II, 1











Nr.V,3

H

A

Nr.V,4

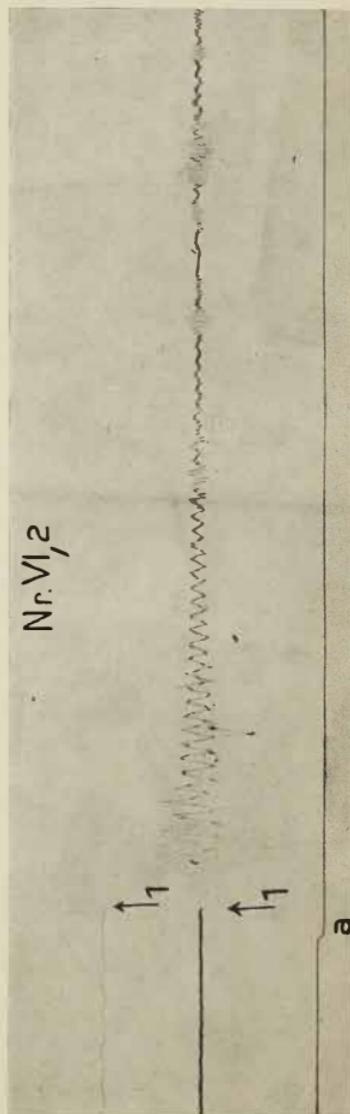
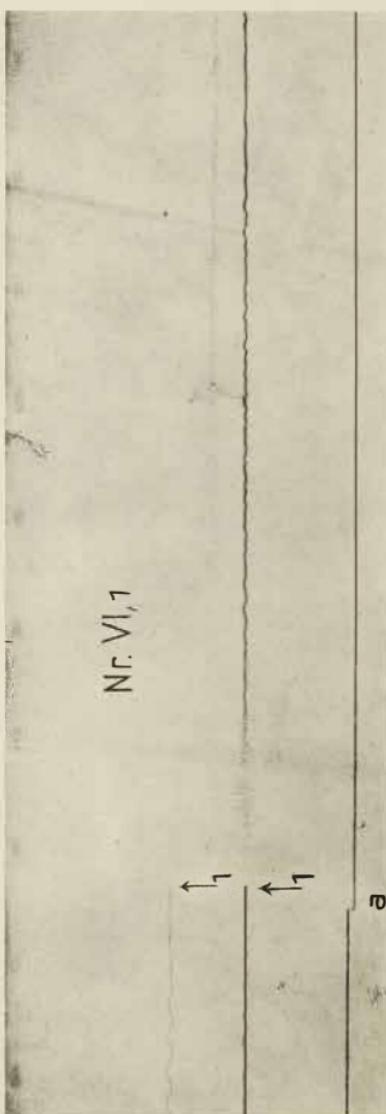
R

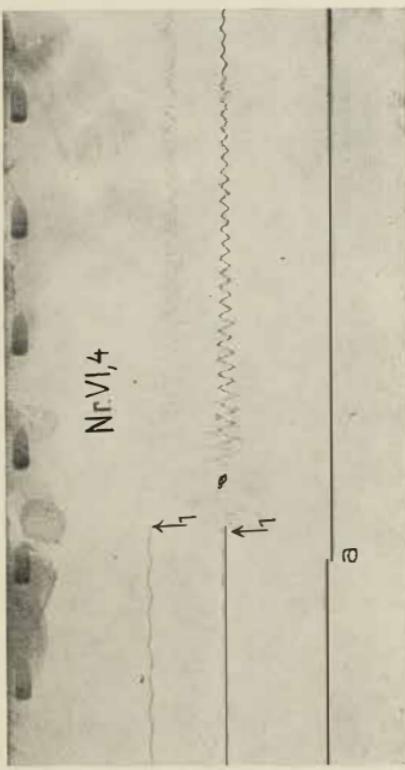
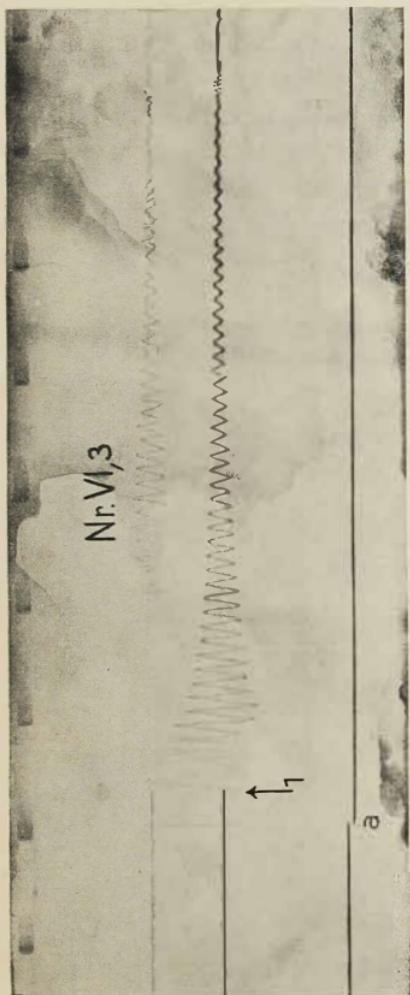
↑1

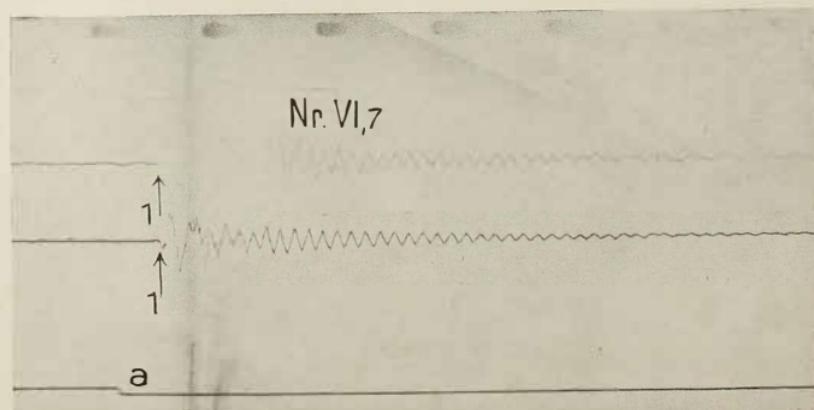
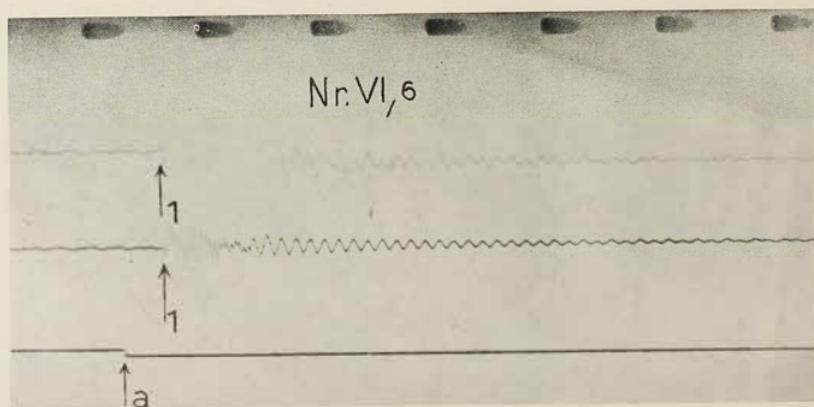
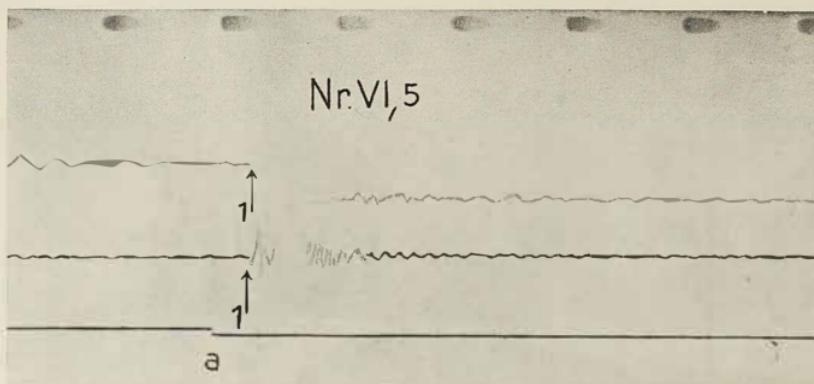
↑R ↑5

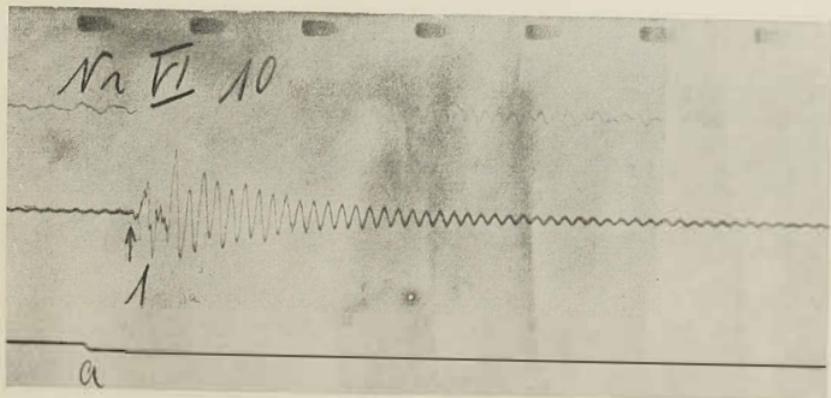
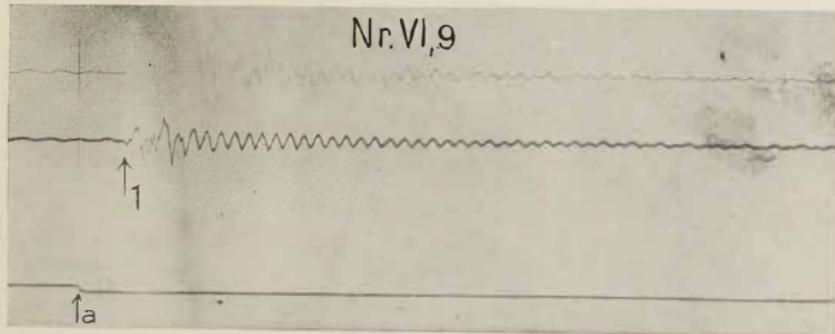
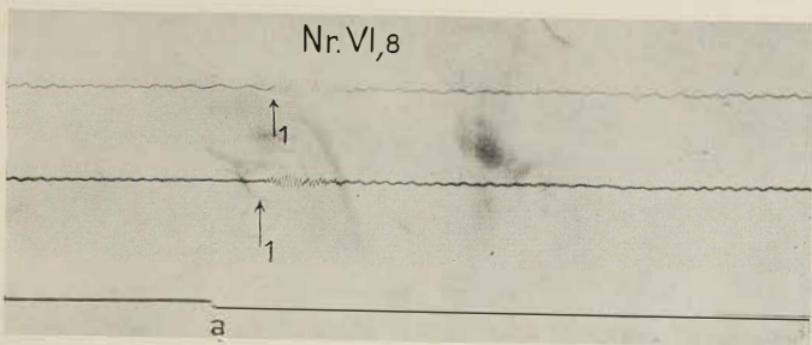
Z

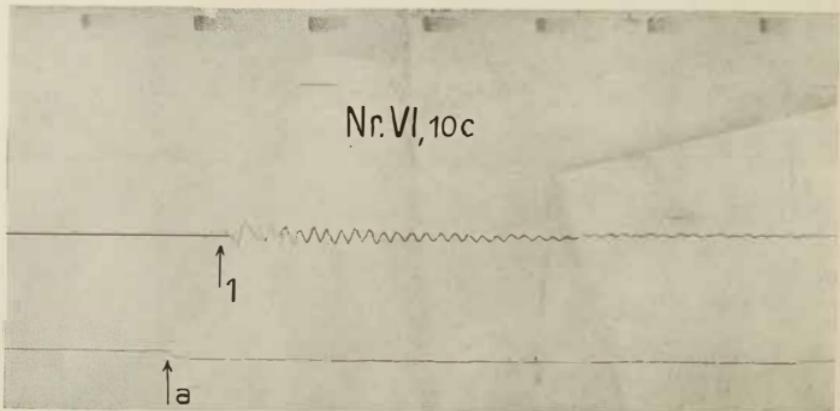
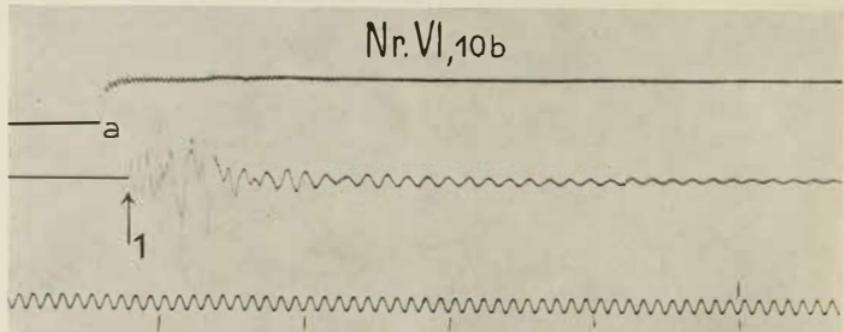
A



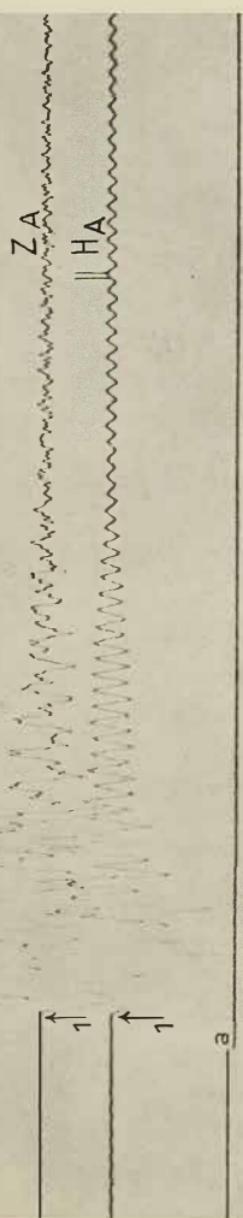




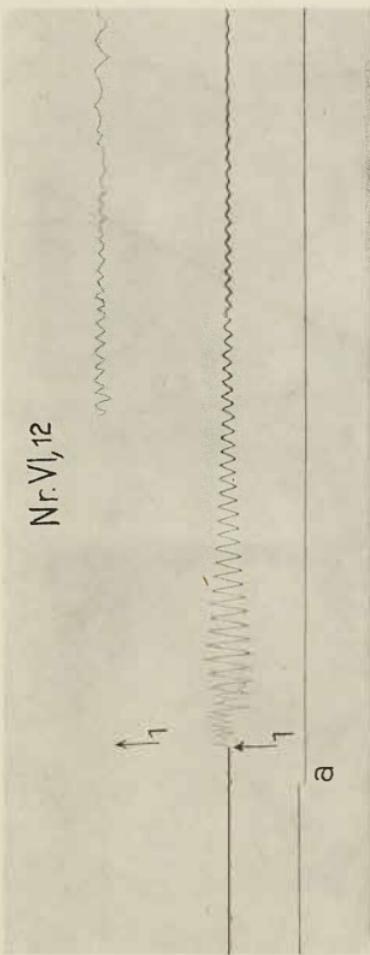




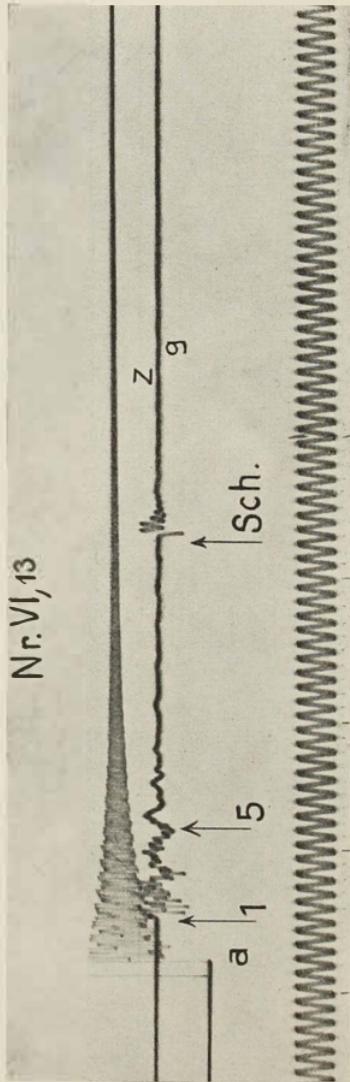
Nr VI, 11



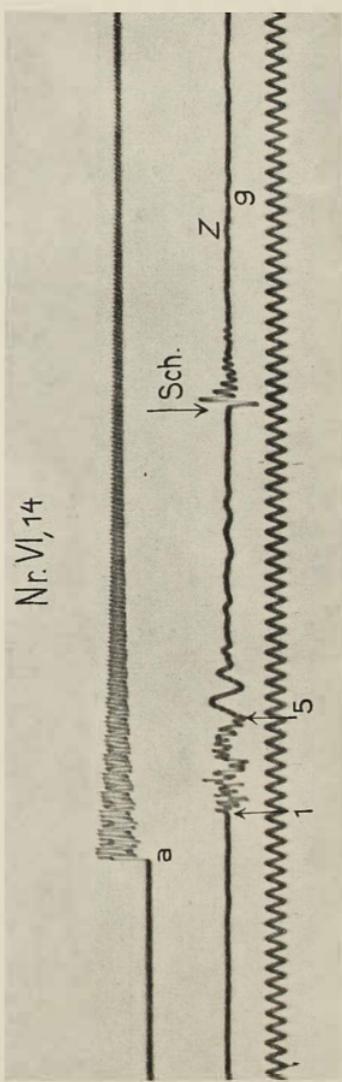
Nr VI, 12

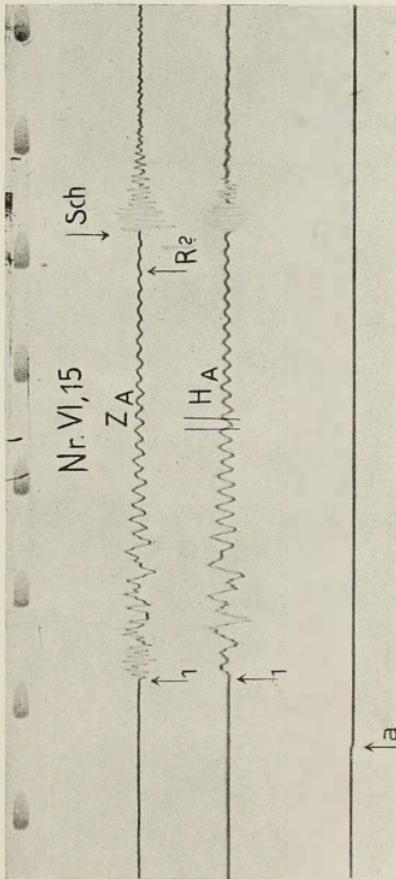
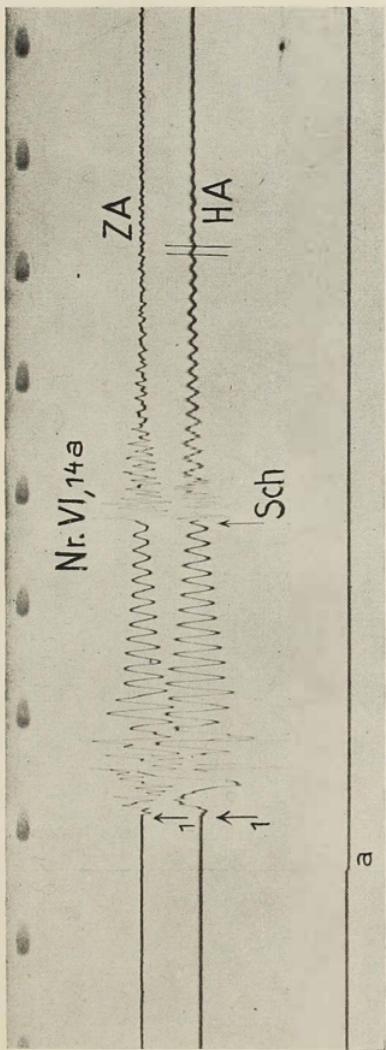


Nr. VI, 13

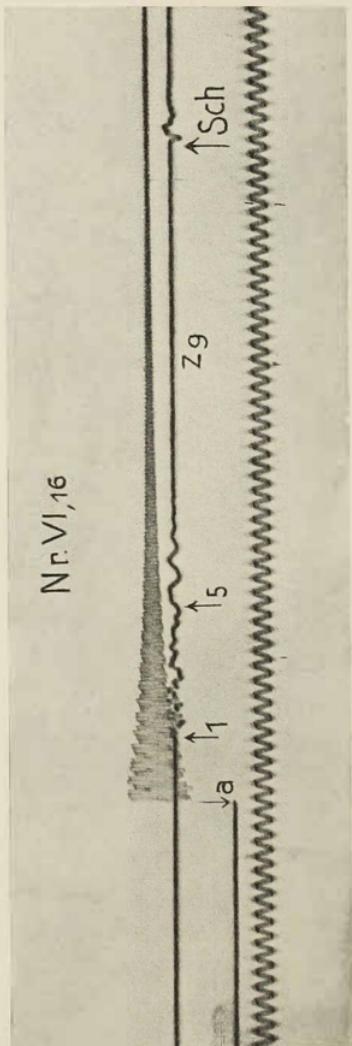


Nr. VI, 14

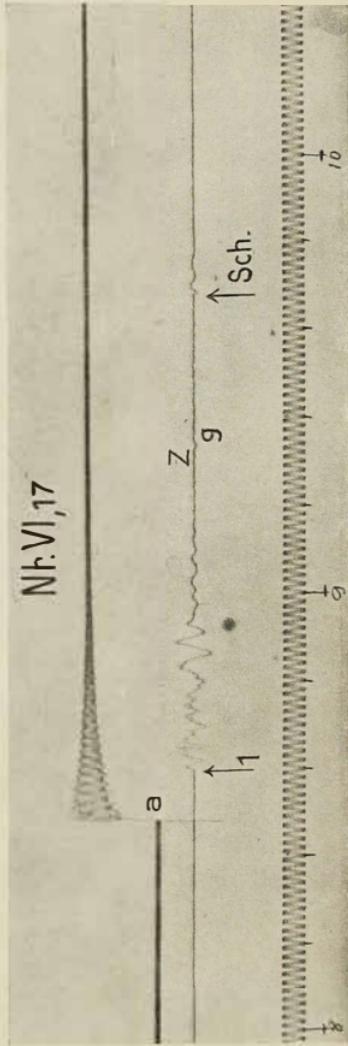




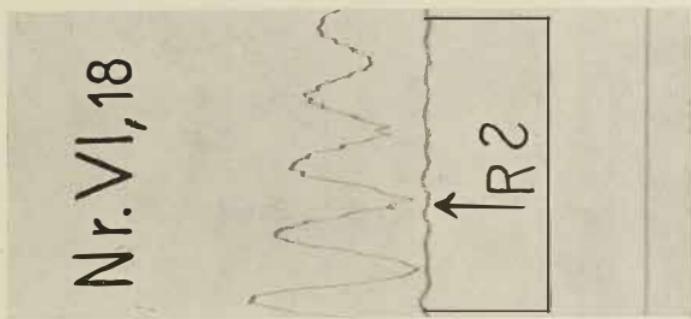
Nr.VI,16



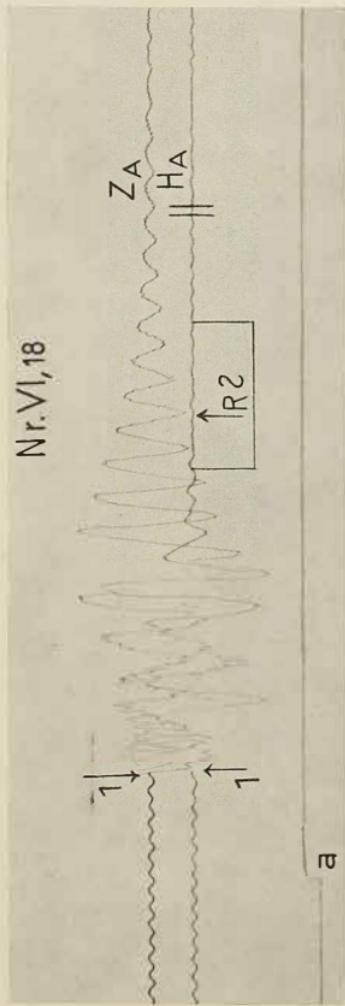
Nr.VI,17



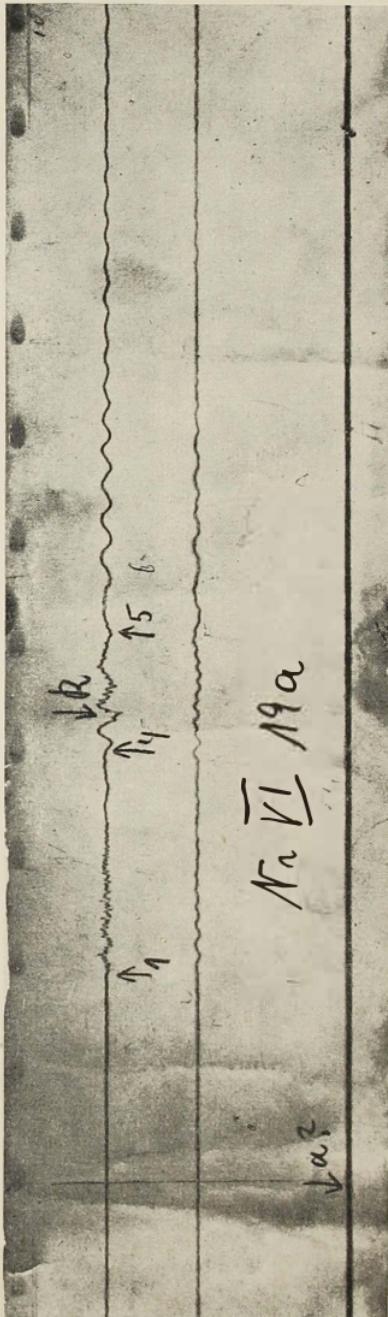
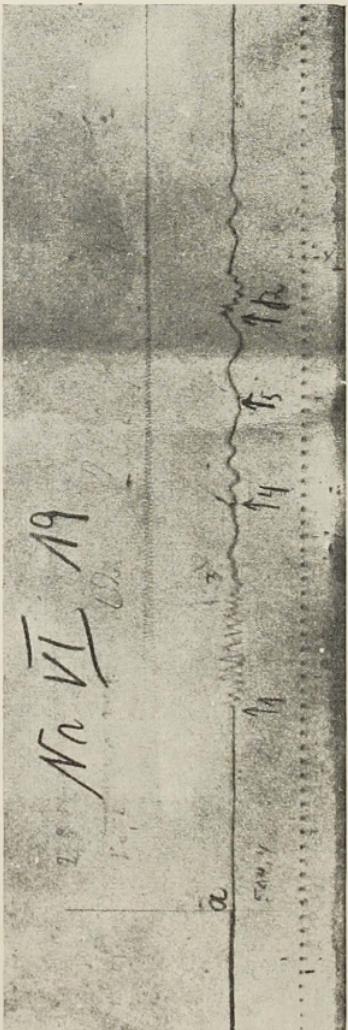
Nr. VI, 18

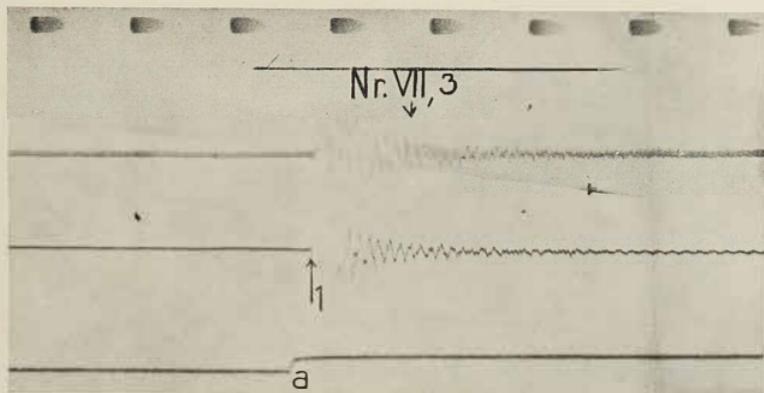
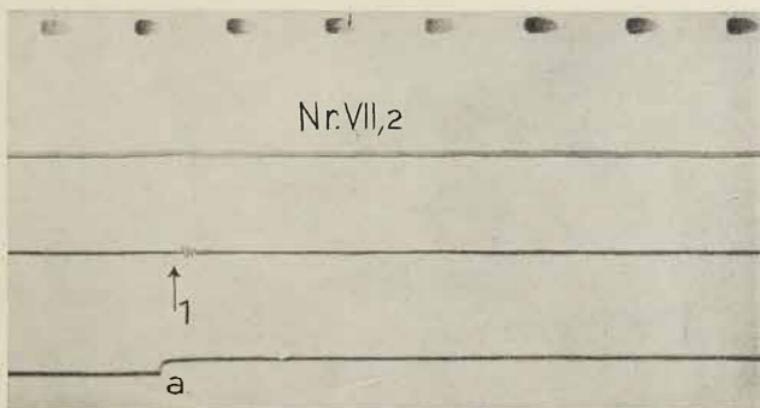
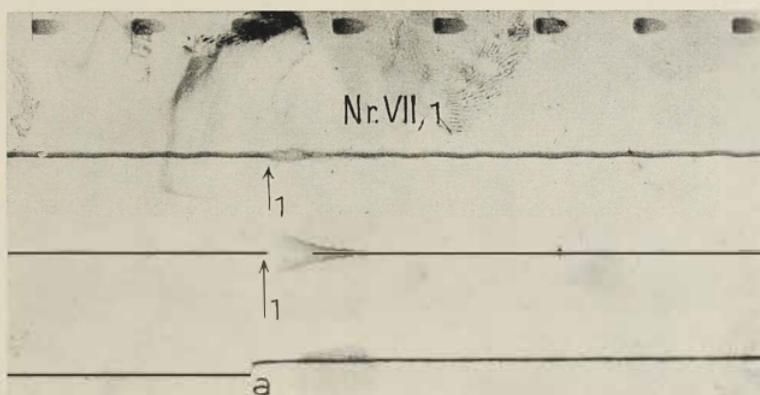


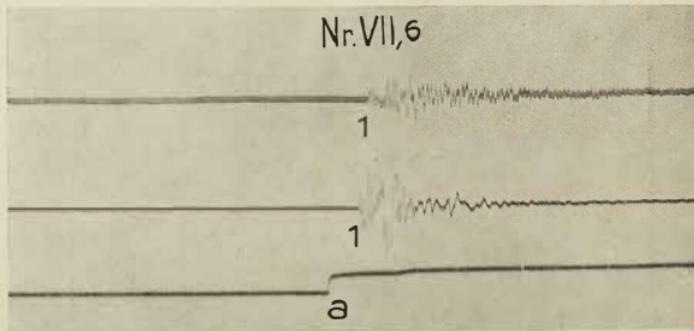
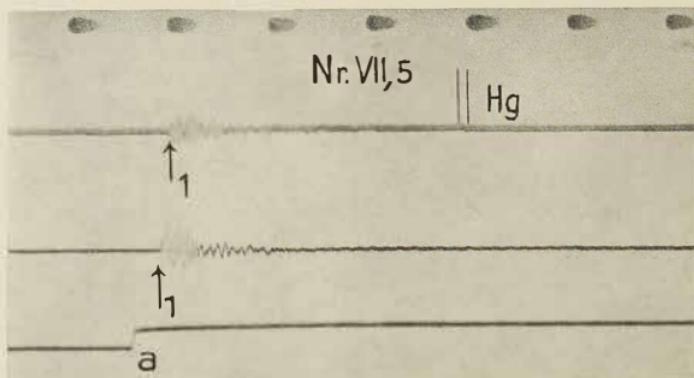
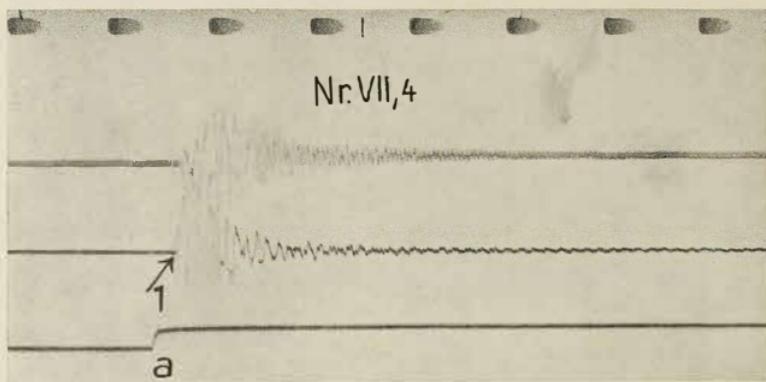
Nr. VI, 18

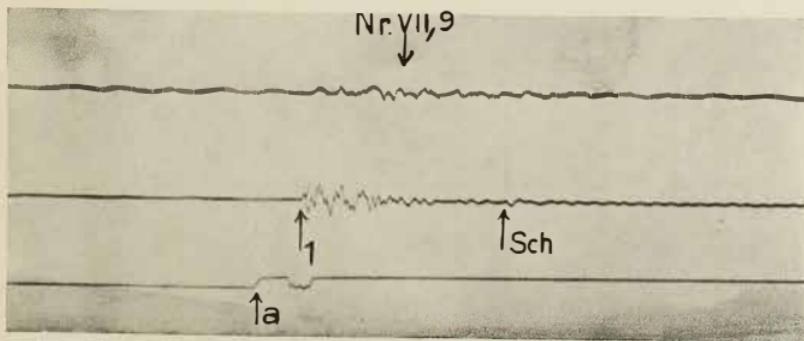
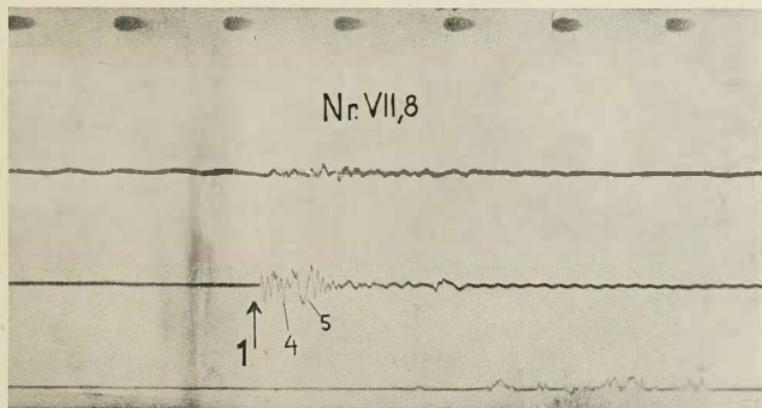
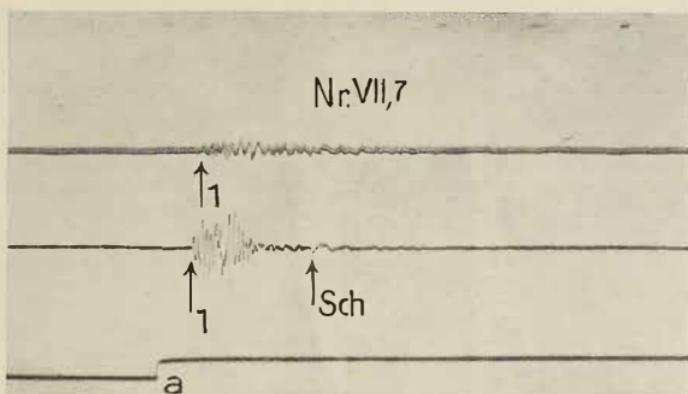


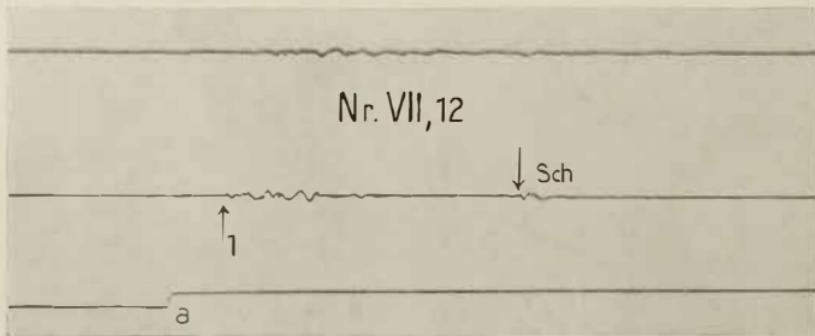
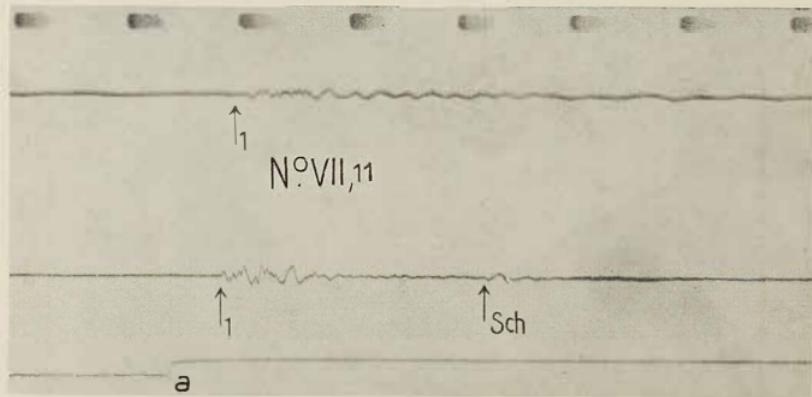
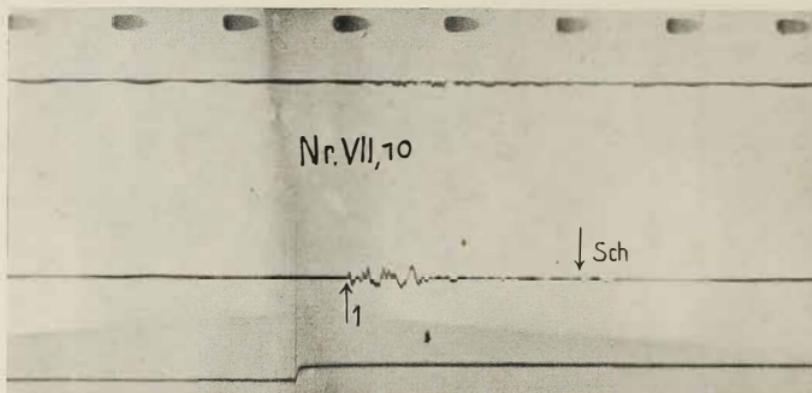
Nr. VI, 20 befindet sich
auf Tafel I am Schluß
des Bandes.

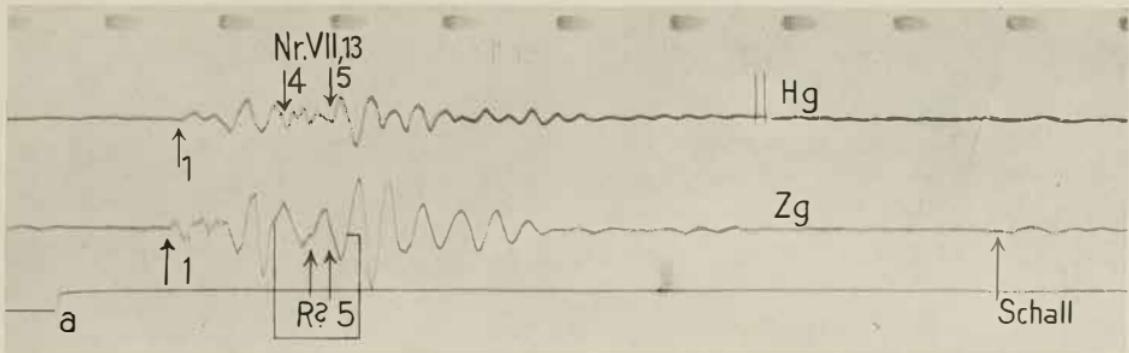




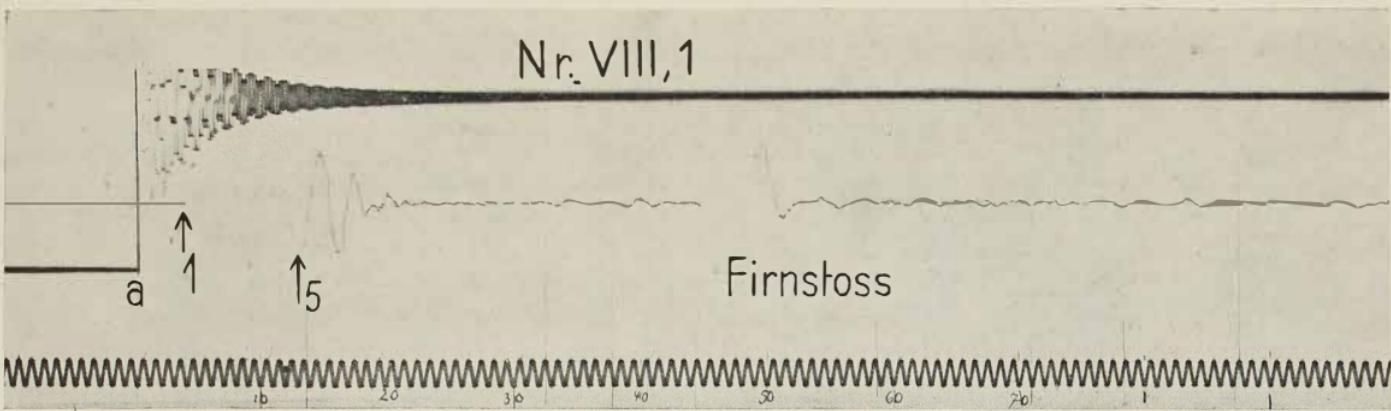


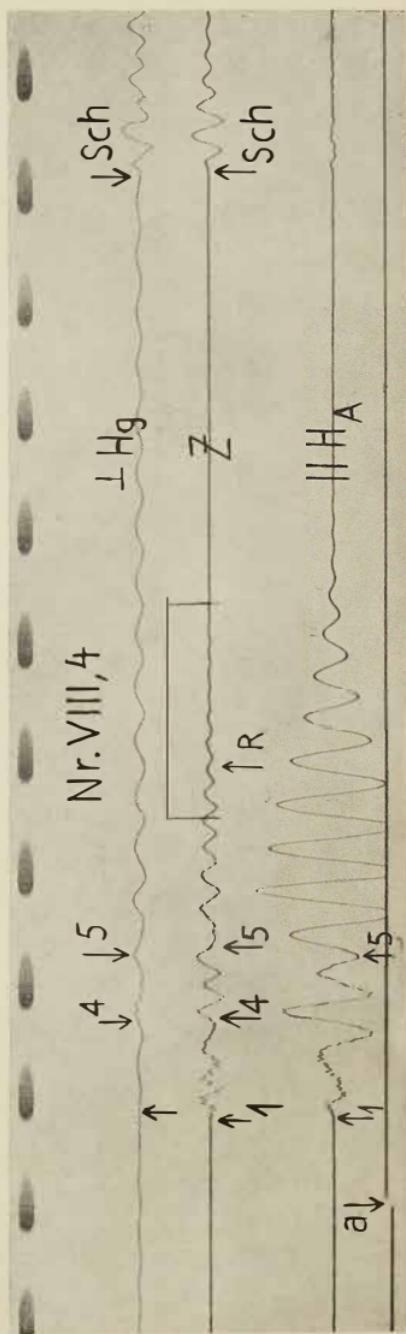
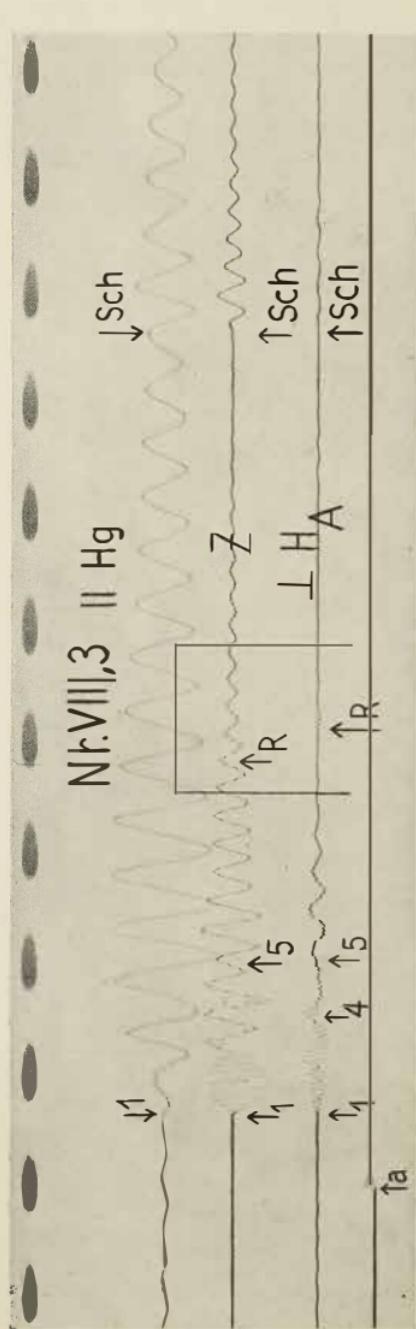




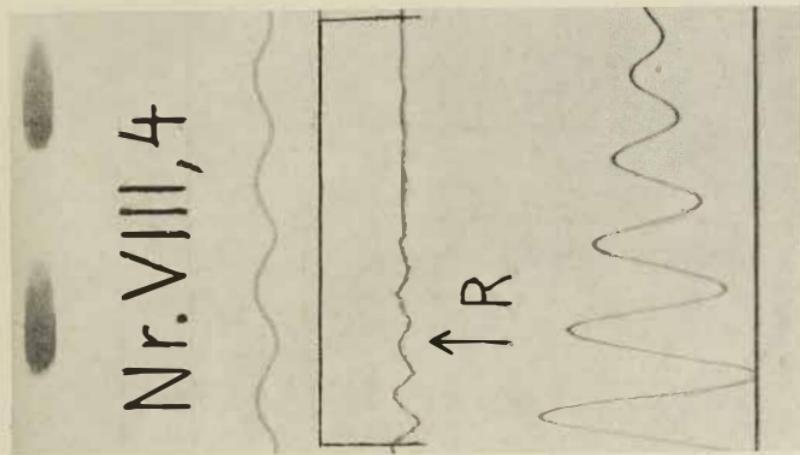


Die Vergrößerung von Nr. VII, 13, die Nr. VII, 14, 15, 16 und ihre Vergrößerungen sowie Nr. VIII, 2 befinden sich auf Tafel I am Schluß des Bandes.

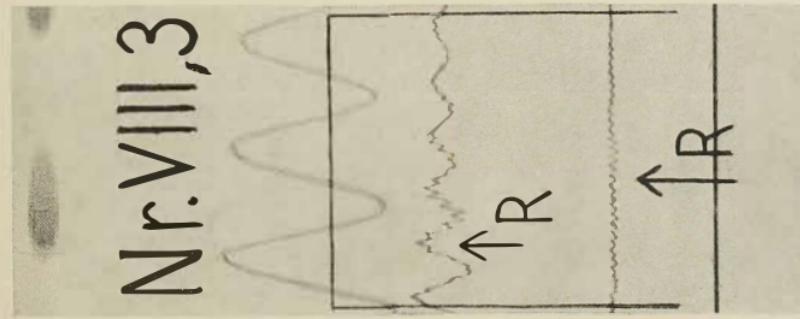




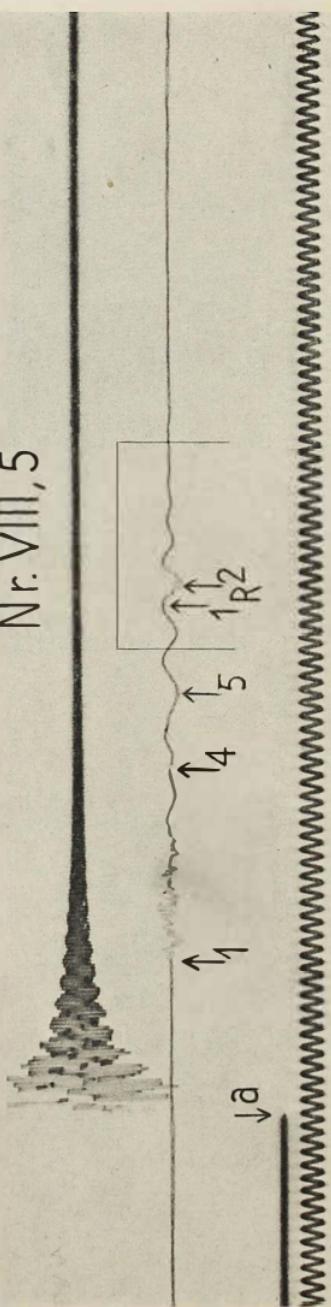
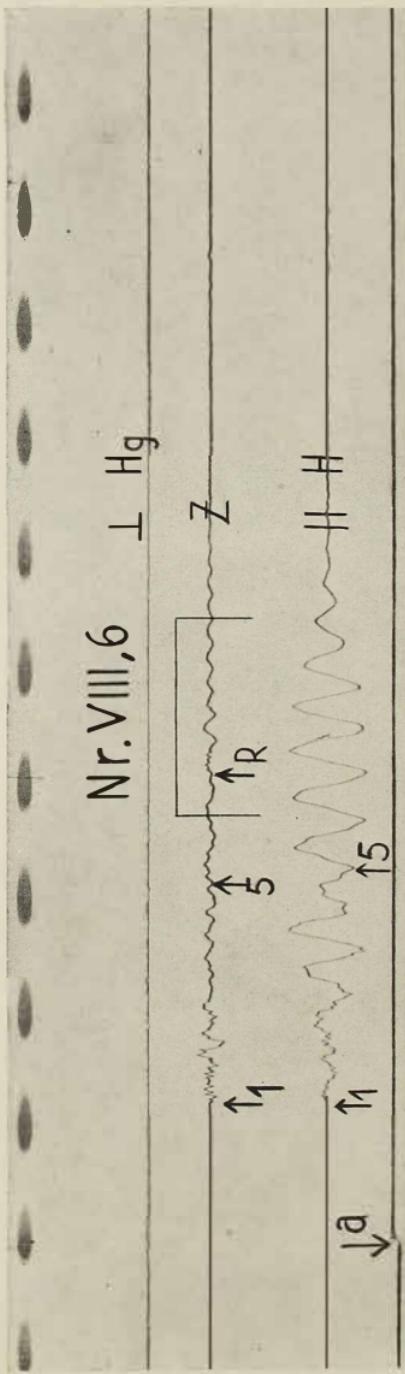
Nr. VII, 4



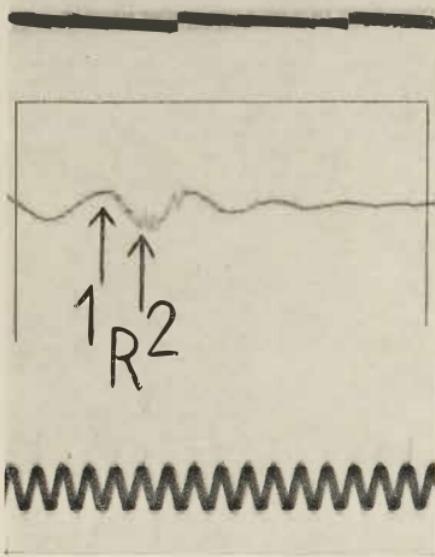
Nr. VII, 3



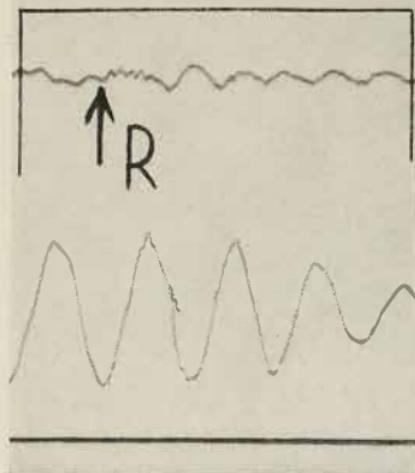
Nr. VIII, 5

Nr. VIII, 6 $\perp H_g$ 

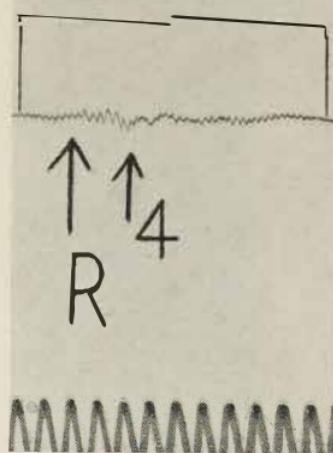
Nr. VIII, 5



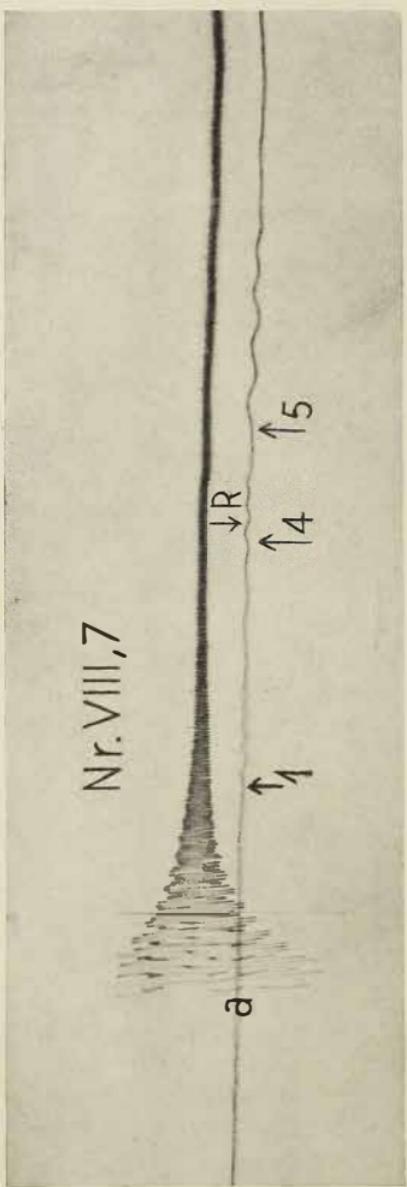
Nr. VIII, 6



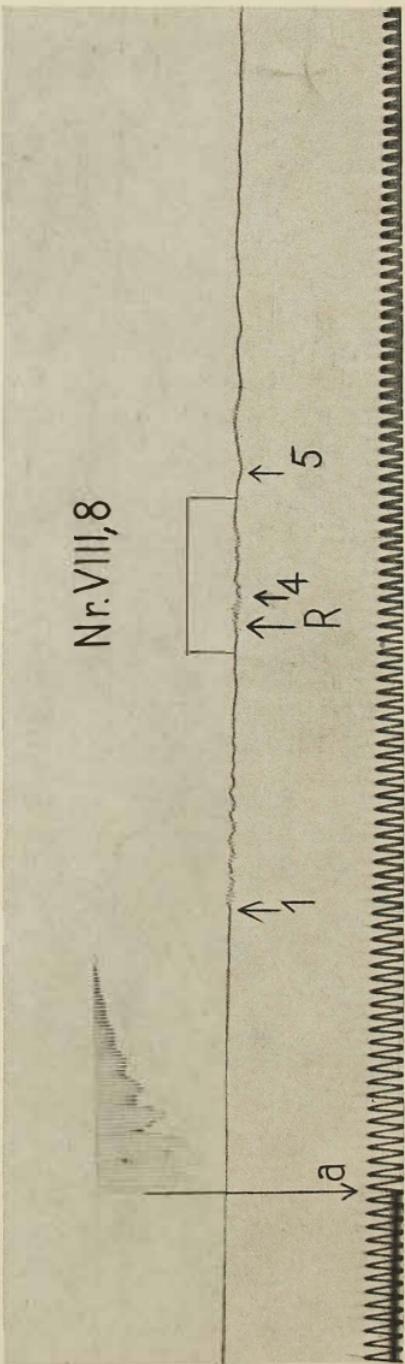
Nr. VIII, 8



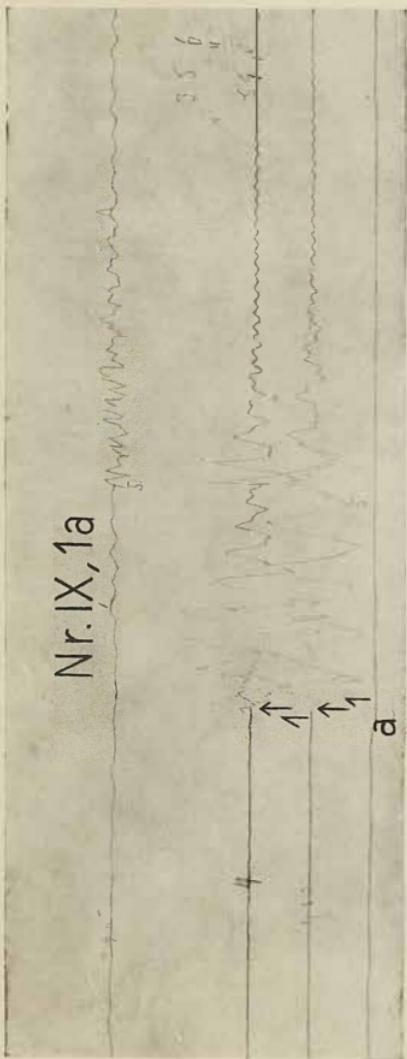
Nr. VII 11, 7



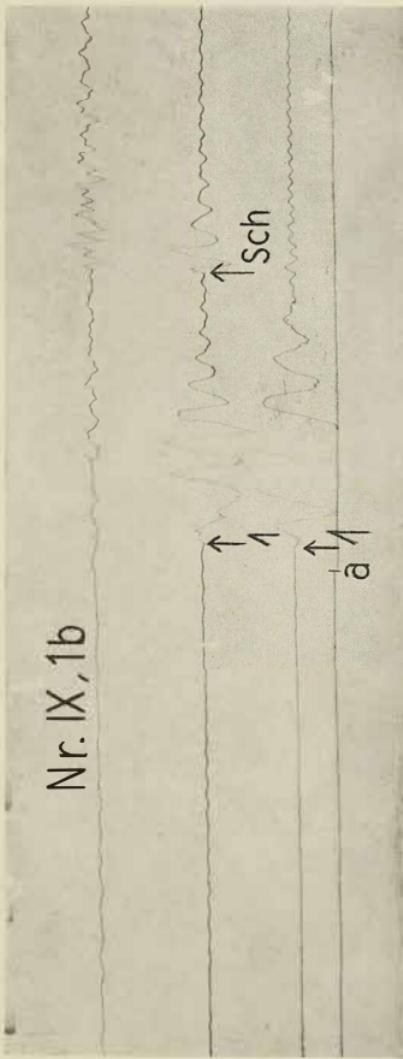
Nr. VII 11, 8

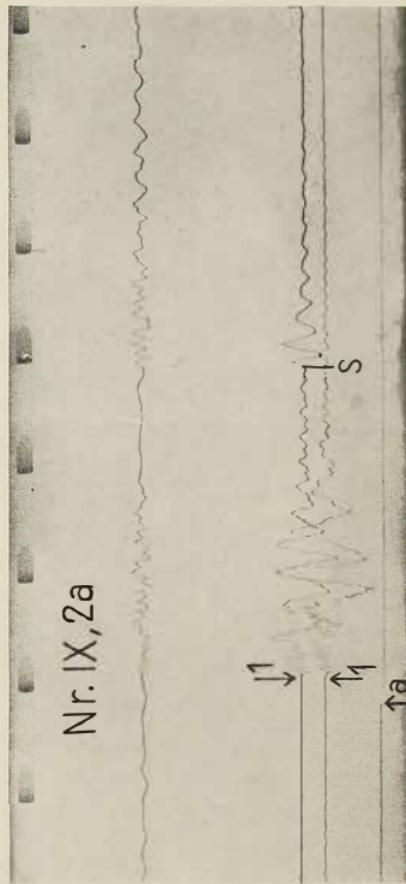
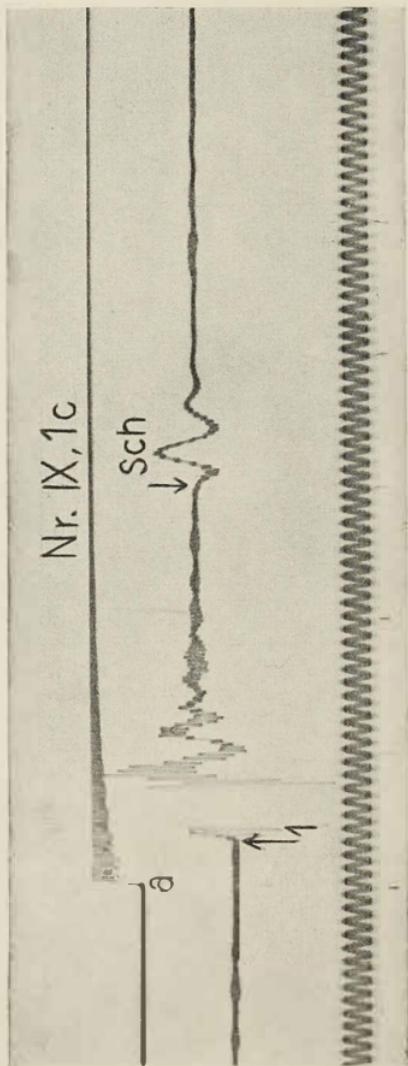


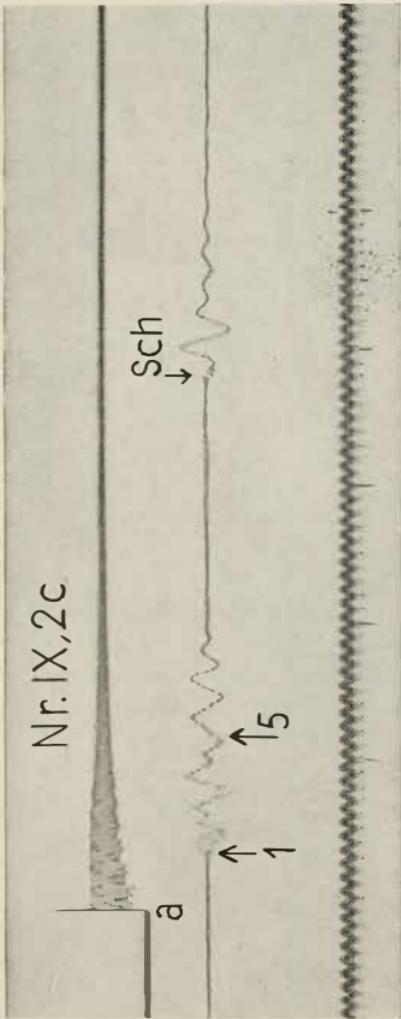
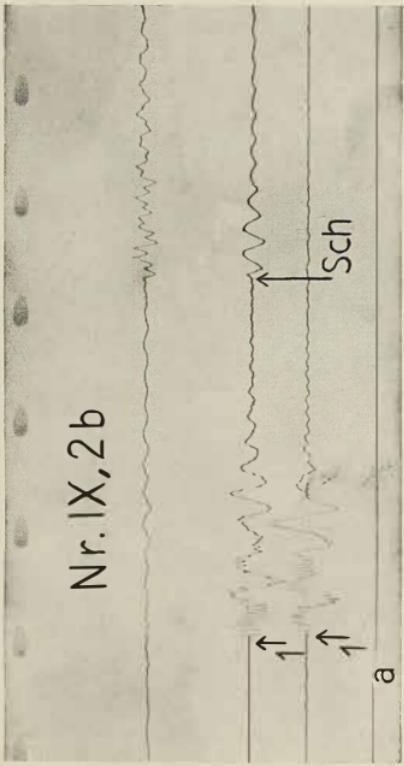
Nr. IX, 1a

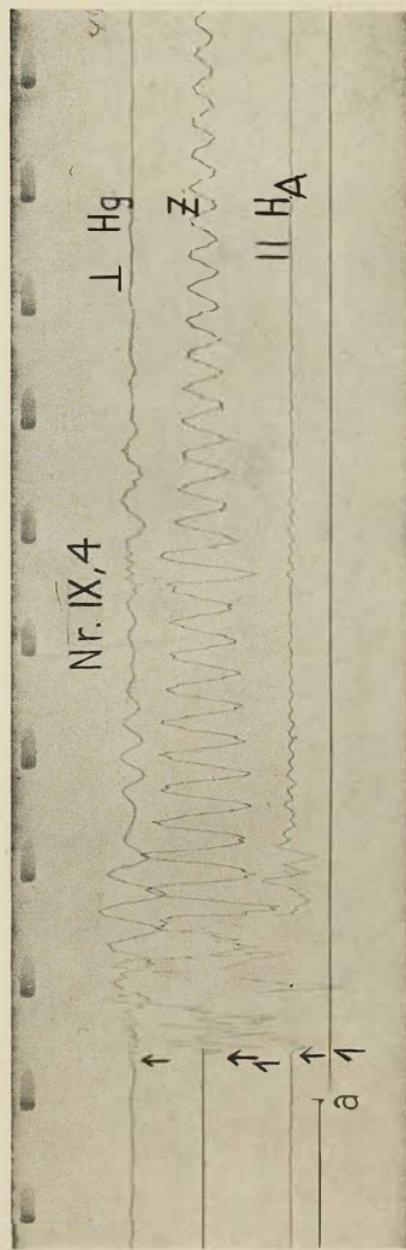
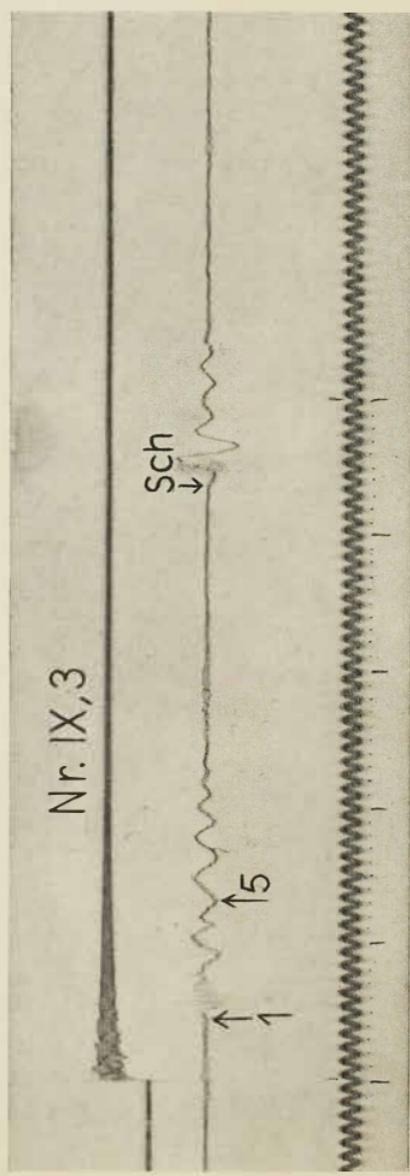


Nr. IX, 1b

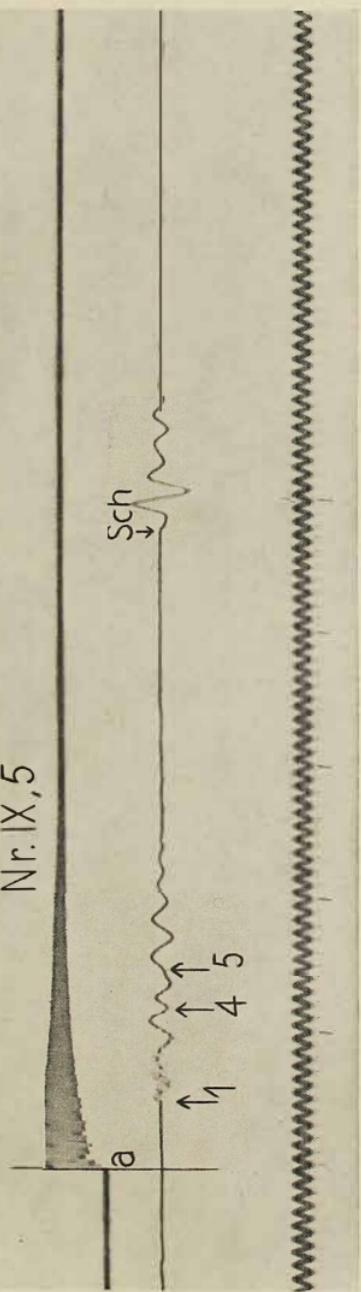




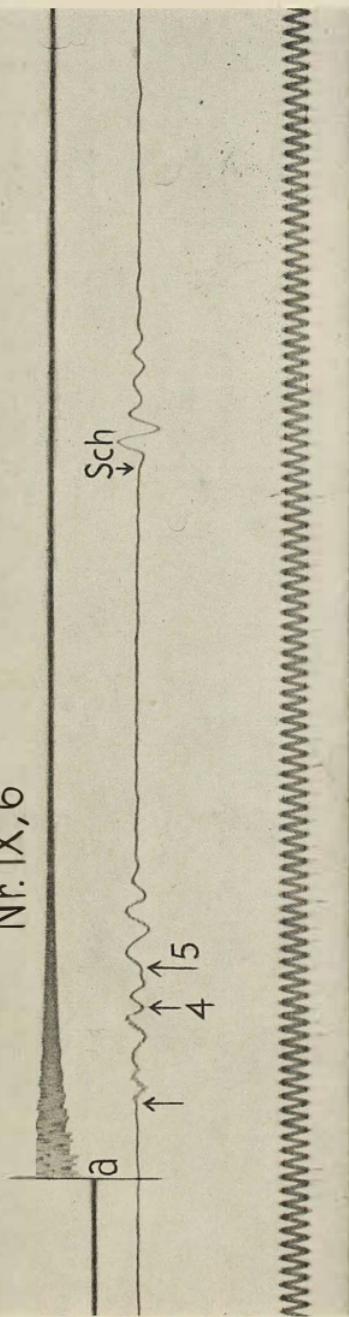




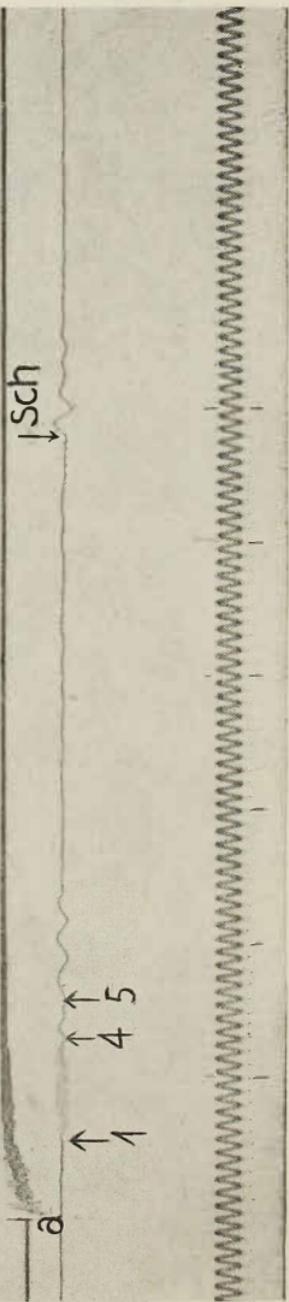
Nr. IX, 5



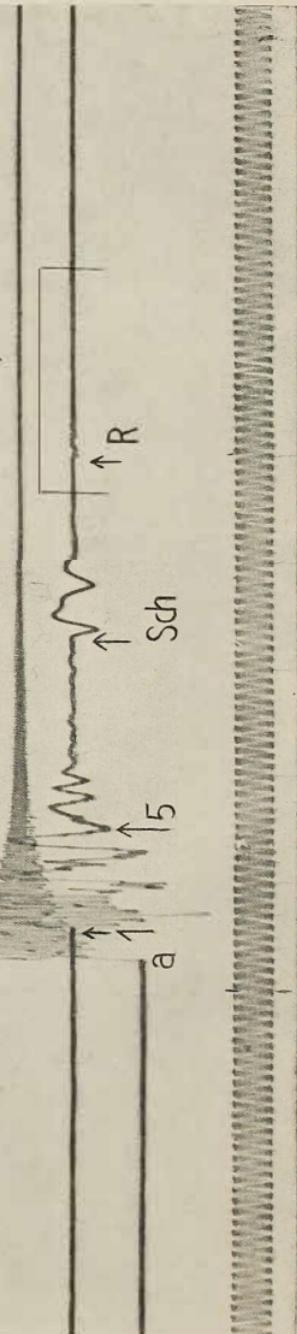
Nr. IX, 6

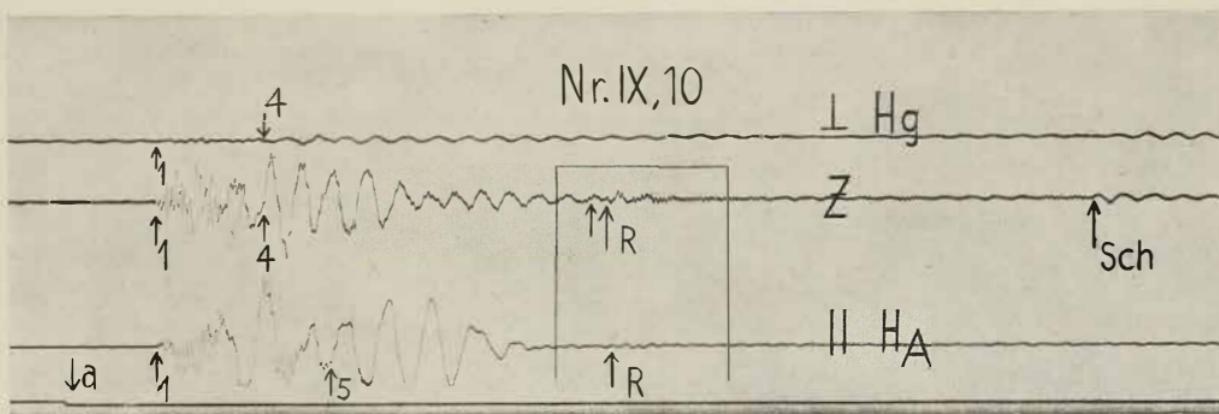
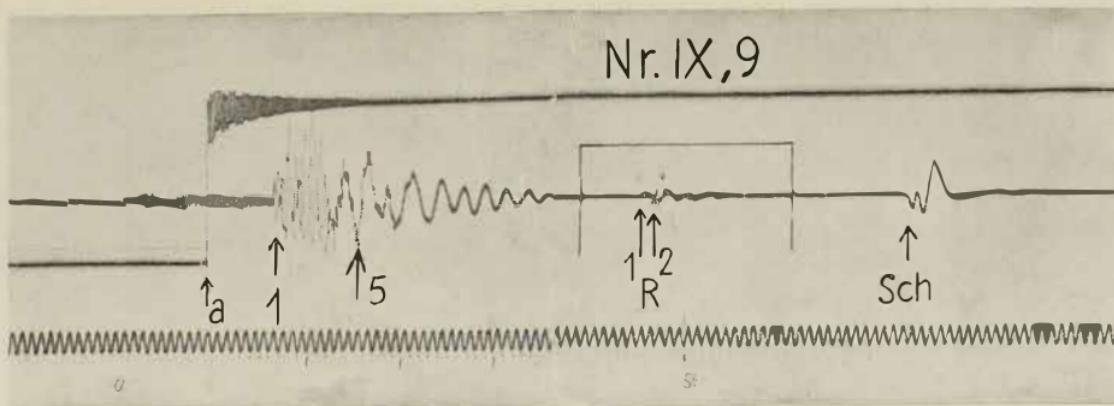


Nr. IX, 7

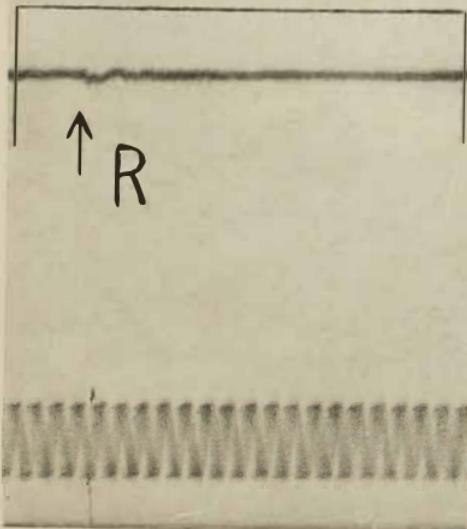


Nr. IX, 8

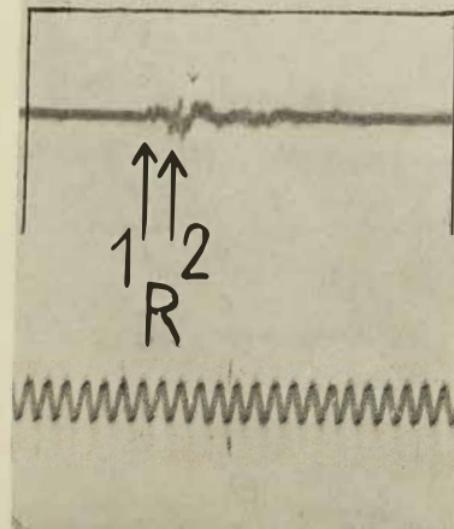




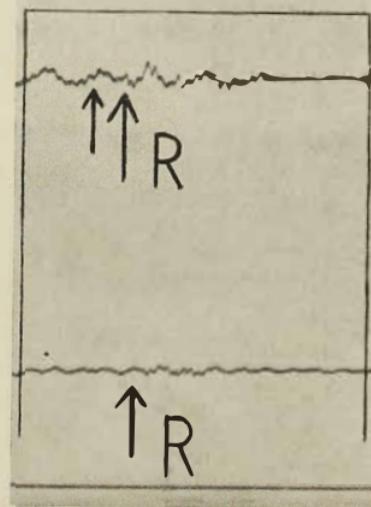
Nr. IX, 8



Nr. IX, 9

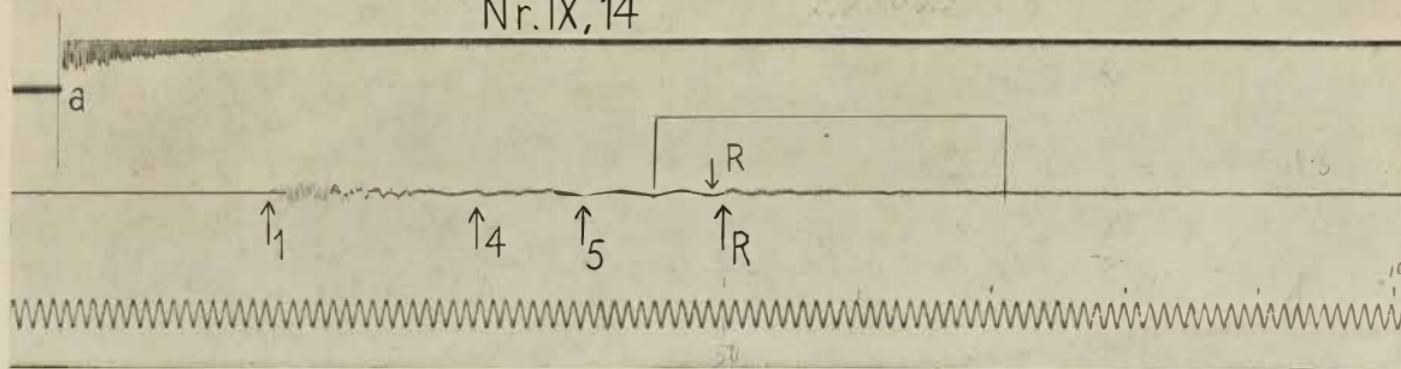


Nr. IX, 10

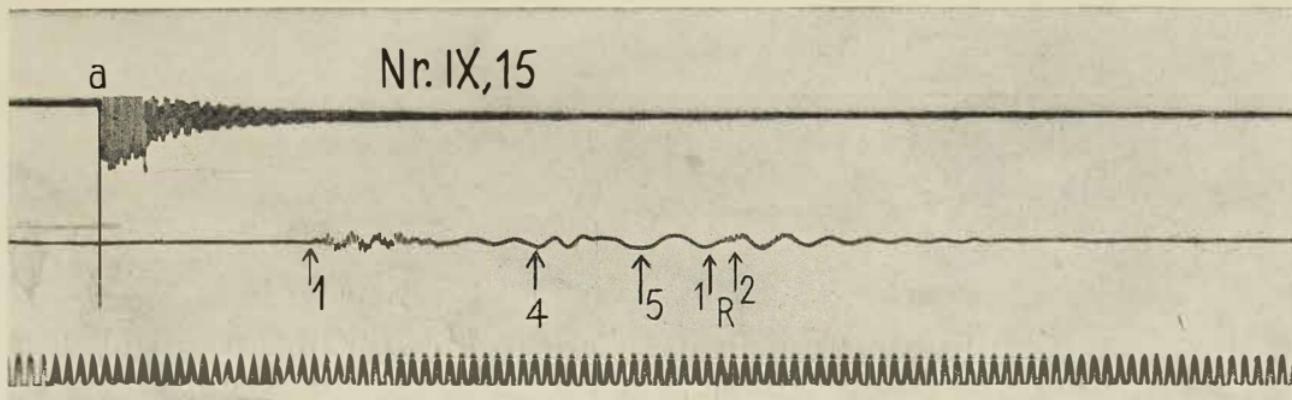


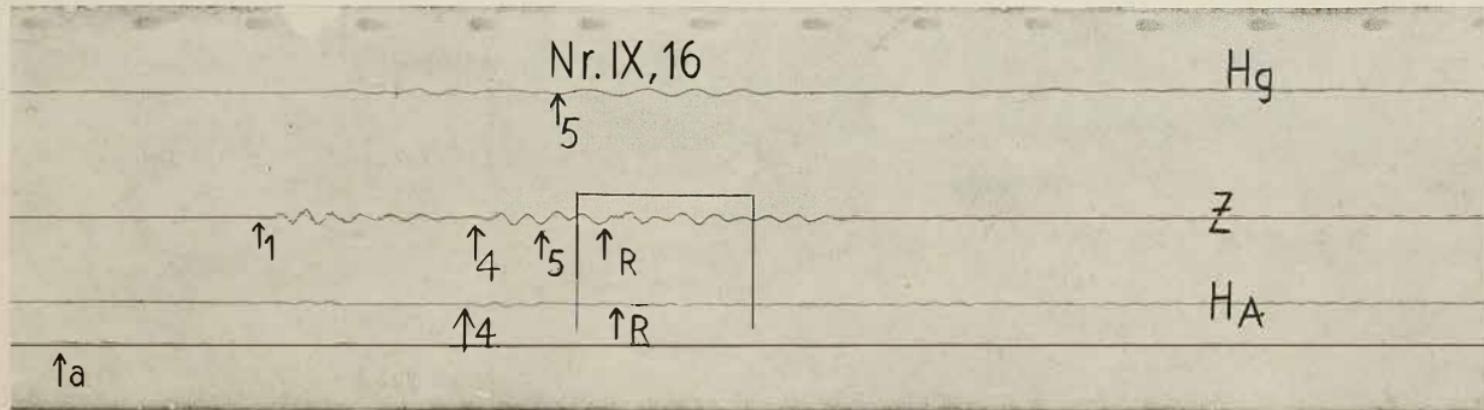
Die Nr. IX, 11, 12, 13 und ihre Vergrößerungen befinden sich auf Tafel II am Schluß des Bandes.

Nr. IX, 14



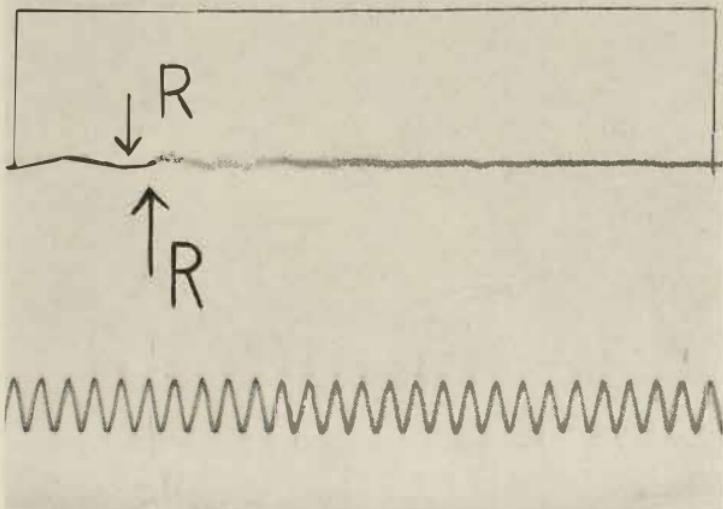
Nr. IX, 15





Die Nr. IX, 17, 18 und ihre Vergrößerungen befinden sich auf Tafel II am Schluß des Bandes.

Nr. IX, 14



Nr. IX, 16

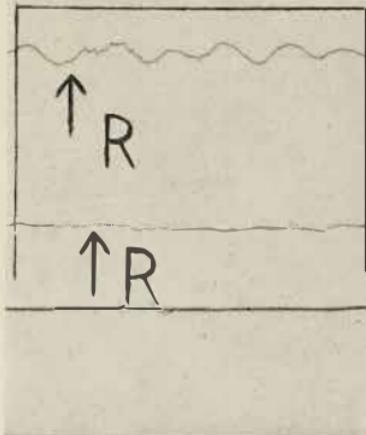


Tabelle I.

Liste der Sprengungen.

Station I (Winterhaus).

Nr.	Entfernung m	Parallaxe mm	Registrier- geschwindigkeit m/m/sec	Sprengstoff kg
1	35	+0,8	57,9	0,125
2	100	-2,4	94,6	0,250
3	200	-2,4	78,0	1,000
4	300	-2,85	86,2	1,000
4a	300	+3,1	58,10	0,500
5	302	+2,7	77	0,375
6	408	+2,5	81,1	1,250
7	408	+2,5	80,0	1,250
8	606	+2,5	72,5	2,000

Station II (Kangerdluarsuk).

1	579	+2,6	69,6	2,5
2	587	+2,5	72,7	3,0
3	588	+2,5	79,2	1,5
4	982,5	+2,45	83,8	6,0

Station III (Scheideckrücken).

1	100	-1,0	86,5	0,250
2	100	+2,4	89,6	0,125
3	122,5/157,5	+2,2	84,5	je 0,185
4	135/145	+2,5	81,4	je 0,185
5	135	—	80,0	0,250
6	200	+2,5	56,5	0,500
7	14/23	—	94,2	je 0,155

Station V (39 km N in 60 km Randabstand).

1	200	—	105,5	1,0
2	600	0	107,0	5,0
3	800	—	88,2	1,0
4	1200	—	79,3	5,0

Station VI (16 km N in 62 km Randabstand).

1	10	-2,7	81,0	0,03
2	20	-2,9	81,0	0,03
3	30	-2,7	82,5	0,06
4	40	-2,3	82,7	0,06
5	50	-2,8	83,2	0,06
6	60	-2,8	81,5	0,06
7	70	-2,9	81,5	0,095

Station VI (16 km N in 62 km Randabstand) [Fortsetzung].

Nr.	Entfernung m	Parallaxe mm	Registrier- geschwindigkeit mm/sec	Sprengstoff kg
8	80	-4,5	62,2	0,095
9	90	-2,7	81,3	0,125
10	100	-2,55	81,5	0,125
10b	100	+1,2	104,0	0,185
10c	100	-2,7	81,0	0,185
11	98	-0,9	84,5	0,125
12	50	-2,8	79,0	0,065
13	196 203	+2,2	100,4	1,0
14	199	+2,0	108,9	1,0
14a	200	-0,7	81,6	1,0
15	296	Z -0,9 H -0 6	81,0	1,0
16	300	+2,3	106,6	1,5
17	395 404	+1,2	63,0	2,0
18	508	Z -2,0 H -1,9	81,0	10,0
19	1011	+1,5	100,3	10,0
19a	1469	Z +1,4 H +1,7	76,1	25,0
20	1972	+1,5	105,5	25,0

Station VII (2,5 km SO in 62 km Randabstand).

1	10,3	-1,8	72,4	1 Sprengkapsel
2	20,3	-1,8	66,0	1 Sprengkapsel
3	30,3	-1,5	72,5	0,35
4	40,3	-1,5	71,5	0,60
5	60,3	-1,2	71,5	0,125
6	80,3	-1,3	67,5	0,19
7	100,3	-1,5	65,5	0,25
8	120,3	-	79,5	0,25
9	140,3	-1,5	80,5	0,25
10	160,3	-1,6	79,5	0,25
11	180,3	-1,5	79,5	0,25
12	200	-1,5	81,8	0,465
13	550	Hg -1,7 Zg -2,3	83,0	7,5
14	755	Hg -2,2 Zg -2,6	85,8	7,5
15	1002	-2,5	69,8	13,0
16	1300	-2,5	61,5	14,0

Station VIII (82 km).

1	300	+3,0	92,0	10,0
2	450	HG +3,7 ZA +2,4 HA +2,7	79,3	10,0
3	500	HG +3,7 ZA +2,5 HA +2,8	81,0	18,0
4	600	HG +3,5 ZA +2,5 HA +2,8	81,8	15,0
5	902	+3,2	96,2	18,0
6	954	HG +3,2 ZA +3,0 HA +2,9	82,2	30,0
7	1350	-	88	15,0
8	1704	+3,5	95,1	30,0

Station IX (120 km).

Nr.	Entfernung m	Parallaxe mm	Registrier- geschwindigkeit mm/sec	Sprengstoff kg
1a	150	+3,2	81,5	1,0
1b	180	+3,5	80,5	1,0
1c	196/200	+1,7	96,4	3,0
2a	210	+3,4	79,9	1,0
2b	240	+3,5	80,8	1,2
2c	260	+1,8	99,8	1,2
3	290	+1,8	98,4	1,0
4	300	HG+3,8 Z _A +2,7 H _A +3,0	82,5	8,0
5	320	+1,8	97,0	1,0
6	350	+1,7	98,0	1,0
7	380	+1,8	97,2	0,4
8	200	+2,0	77,7	8,0
9	500	+1,8	68,6	25,0
10	600	HG+3,9 Z _A +2,9 H _A +3,3	82,6	14,5
11	750	+1,8	98,3	27,5
12	900	HG+3,5 Z _A +2,9 H _A +3,0	80,6	27,5
13	1000	HG+3,5 Z _A +3,1 H _A +3,3	84,4	25,0
14	1100	+1,5	97,7	14,5
15	1230	+1,8	90,0	30,0
16	1328	HG+3,4 Z _A +2,9 H _A +3,0	80,6	50,0
17	1600	+1,7	54,5	40,0
18	2100	HG+3,3 Z _A +2,7 H _A +2,9	76,85	40,0

II. Die Laufzeitkurven und Eisdickenmessungen zwischen Weststation und 120 km Randabstand.

Von Bernhard Brockamp und Kurt Wölcken.

1. Geschichtliches.

Nansens Durchquerung in Südgrönland und die Reisen Pearys und Nordenskjölds in Nordgrönland hatten erwiesen, daß Grönland von einer zusammenhängenden Eiskappe bedeckt ist. Seit dieser Zeit hat es nicht an Versuchen gefehlt, die Mächtigkeit des Inlandeises abzuschätzen und Ursprung und Wesen des Inlandeises zu deuten. Nansen¹ vergleicht das ostgrönlandische Gebirge mit dem skandinavischen Hochgebirge, dem diluvialen europäischen Vereisungszentrum, dessen Eismächtigkeit aus dem Vorhandensein² von Nunatakern zu etwa 1500 m angegeben wird, und er schätzt die Eismächtigkeit über einem stark profilierten Untergrund Grönlands auf 1800—2000 m. Mächtigkeiten von etwa 1000 m ergeben sich für das europäische Vereisungszentrum aus den nach der Vereisung eingetretenen³, jetzt aber noch nicht beendeten Hebungen von etwa 280 m unter Voraussetzung, daß Isostasie besteht. Heß⁴ glaubt, daß aus Nansens Beobachtungen sich auch eine Eismächtigkeit von 400—500 m ableiten lasse. Aus dem Vergleich geologischer Profile in Ost- und Westgrönland kommt Krüger zu dem Schluß, daß das Eis wohl kaum mächtiger als 800 m sei. W. Meinardus⁵ hat aus den Karten von De Quervain und L. Koch* die hypsographische Kurve Grönlands aufgestellt und findet als mittlere Höhenlage Grönlands 1650 m, des Inlandeises 1900 m. Die mittlere Höhe Europas beträgt 300 m, die Afrikas 750 m. Eine mittlere Höhenlage des grönlandischen Felsbodens von 500 m angenommen, ergibt eine mittlere Eismächtigkeit von 1400 m.

Allen Schätzungen der Eismächtigkeit aus indirekten Beobachtungen haftet eine große Unsicherheit an. Die genaue Mächtigkeit des Inlandeises zu kennen, ist von großem Interesse für verschiedene Wissenschaften, z. B. Geologie, Ozeanographie, Geophysik.

* Die Höhenangaben aus der Durchquerung von I. P. Koch und A. Wegener mitberücksichtigt.

Alfred Wegener wollte die Eismächtigkeit möglichst exakt festgestellt wissen und wählte dazu die — besonders im Göttinger Geophysikalischen Institut entwickelte — seismische Methode. Der Begründer einer erfolgreichen experimentellen Seismik überhaupt ist L. Mintrop⁶, der, als Schüler E. Wiecherts auf den grundlegenden Arbeiten Wiecherts über die Ausbreitung elastischer Wellen im Erdkörper weiterbauend, eine angewandte Seismik ausarbeitete mit dem Ziel, die verdeckte Tektonik der äußeren Erdkruste, insbesondere die nutzbarer Lagerstätten, zu enthüllen. Die schönen Erfolge Mintrops und der von ihm gegründeten Gesellschaft „Seismos“ sind allgemein bekannt, und jetzt ist die experimentelle Seismik eine weitverbreitete Arbeitsmethode geworden. Die ersten Messungen auf Eis wurden 1922/23 von L. Mintrop auf schwedischen Seen ausgeführt bei Arbeiten zur Feststellung und Bestimmung der Tiefe von Erzlagern unter dem See. 1922/23 fanden zwischen S. Finsterwalder, München, und L. Mintrop Verhandlungen statt, die Mächtigkeit der Alpengletscher seismisch zu bestimmen¹¹. 1925 machte W. Meinardus¹⁰ den Vorschlag, die Methoden der angewandten Geophysik zur Bestimmung der Mächtigkeit des grönlandischen Inlandeises anzuwenden. E. Wiechert nahm sich dieser Frage mit dem ihm eigenen warmen Interesse an, und dank der Unterstützung durch die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft konnte er bald eine Apparatur für eiseseismische Zwecke entwickeln, mit der H. Mothes¹¹ 1926 seine ersten schönen Resultate erzielte. Die seismisch bestimmte Mächtigkeit des Hintereisferrers von rund 200 m stand in bester Übereinstimmung mit den von H. Heß durch Bohrungen gefundenen Tiefen. H. Mothes¹² wiederholte im Sommer 1927 seine Messungen auf dem Hintereisferrer. Zur gleichen Zeit und an gleicher Stelle wurde von Martin und Meißen³⁰ die Mächtigkeit des Hintereisferrers bestimmt und Tiefen gefunden, die mit den Motheschen Werten übereinstimmten. Im Winter 1928 wurde in Potsdam von R. Köhler¹³ und in Göttingen von B. Brockamp unabhängig voneinander auf Seen seismisch gearbeitet. Im März 1928 führte Mothes Messungen auf dem großen Aletsch-Gletscher¹² aus, an denen sich zur Einarbeitung in die eiseseismische Methode F. Loewe und E. Sorge beteiligten, die dann die seismischen Arbeiten auf der Vorexpedition 1929 durchführten¹⁷. Im selben Sommer wurde auf Veranlassung von S. Finsterwalder von B. Brockamp und H. Mothes mit Unterstützung des Göttinger Institutes, das nach dem Tode von E. Wiechert unter Leitung von G. Angenheister steht, und mit Mitteln der Notgemeinschaft und des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins auf dem Pasterze-Gletscher gearbeitet¹⁴, ¹⁵. Alle diese Arbeiten wurden mit Ausnahme der Arbeiten von Martin und Meißen vom Göttinger Geophysikalischen Institut oder doch mit seiner Unterstützung (Vorexpedition) durchgeführt, und für alle Arbeiten stellte die Notgemeinschaft Geldmittel zur Verfügung. Durch die Arbeiten des Göttinger Institutes und durch das Bereitstellen von Mitteln durch die Not-

gemeinschaft wurde die Durchführung der seismischen Arbeiten in Grönland ermöglicht und sichergestellt. Die seismischen Arbeiten auf der Hauptexpedition wurden in Eismitte von E. Sorge²⁹, im übrigen Teil von K. Wölcken²⁷ und B. Brockamp²⁸ ausgeführt. Nach dem Programm von Alfred Wegener sollten an wenigstens vier Punkten auf der Route Weststation—Eismitte Eisdicken gemessen werden. Außerdem sollten auf größerer Fläche etwa beim schwarzen Nunatak so viel Tiefenwerte gewonnen werden, daß für diesen Teil des Untergrundes eine Höhenkarte gezeichnet werden könnte. Alfred Wegener hatte mit K. Wölcken Einzelheiten des Programms nicht besprochen, weil hierzu der Winter ja reichlich Gelegenheit bieten würde. Durch Alfred Wegeners Reise und Tod wurde eine Neuordnung des Programms notwendig. Im zeitigen Frühjahr 1931 wollte Wölcken in der Nähe des Winterhauses ein Querprofil Kangerdluarsuk-Gletscher—Winterhaus—Scheideckbuckel schießen. Sodann wollte er auf der Route bei 62 km, 100 und 200 km Messungen ausführen. Bei 400 km und möglichst auch bei 300 km sollte Sorge schießen. Außerdem wollte Wölcken noch auf einem Nordprofil Tiefenwerte gewinnen. Wölcken²⁷ glaubte, auf einer Reise nach Eismitte in etwa 60 km Randabstand noch die Einzugsgebiete der großen Abflußsysteme in der Oberflächenform erkannt zu haben, und so waren von ihm die Arbeiten auf der 60 km nordwärts führenden Route so angesetzt, daß auf vier Stationen in je 15 km Abstand die Eismächtigkeit bestimmt werden sollte. Dadurch, daß Sorge sich einen Monat auf der Suche nach Rasmus befand, konnte er nur in Eismitte Messungen ausführen. Brockamp* kam im Frühjahr 1931 zur Expedition, um nach Übereinkunft mit A. Wegener in der Nähe der Küste Untersuchungen über Brechung, Beugung und Interferenz elastischer Wellen durchzuführen. Außerdem war eine Reise nach Süden in Aussicht genommen, um zu versuchen, auch unter dem Eise den Lauge-Koch-Sprung⁷, der (in etwa 70° N) quer über Grönland läuft und den nördlichen gegen den südlichen Teil verwirft, seismisch festzustellen. Infolge der durch den Tod des Expeditionsleiters geschaffenen Lage entschloß sich Brockamp, von seinen Arbeiten Abstand zu nehmen und vor allem nach Kräften mitzuwirken, daß das ursprüngliche Expeditionsprogramm möglichst vollständig durch-

* Brockamp hatte 1928 einen Plan ausgearbeitet, in Nowaja-Semlja während der Winternacht Beobachtungen über die anomale Schallausbreitung durchzuführen. Alfred Wegener wollte auf den Vorschlag, obige Arbeiten bei der Expedition auszuführen, nicht eingehen, wohl deshalb nicht, weil 1. die Operationsbasis der Expedition zu nahe der Dämmerungsgrenze liegt, 2. weil ein Auseinanderziehen der von den Sommerarbeiten arg mitgenommenen Expeditions-Mitglieder nötig gewesen wäre, und 3. weil es sich nur um die Beobachtung von wenigen Sprengungen hätte handeln können, die keine Aussicht auf unbedingten Erfolg geboten hätte. Weil Brockamp keine Möglichkeit sah, während des Winters eine besondere Arbeit auszuführen, wurde vereinbart, daß er im Frühjahr 1931 nachkommen solle. An seine Stelle trat K. Wölcken, der also die Überwinterung mitschickte.

geführt wurde. Am besten erschien dies durch gemeinsame Arbeit mit Wölcken möglich. Infolge weiterer Schwierigkeiten konnte aber auch das Notprogramm nicht vollständig durchgeführt werden. Wir kamen vielmehr nur bis 120 km. Es wurden Reflexionen außer am Winterhause bei 120, 82, 62 km Randabstand und auf dem Nordprofil bei 16 und 39 km Nord erhalten.

Da K. Wölcken sich an einer russischen Expedition nach Nowaja-Semlja beteiligte, mit deren Vorbereitung er seit Mai 1932 zu tun hatte, erfolgte die Bearbeitung des Materials der Weststation hauptsächlich durch Brockamp. Im nachstehenden soll über die seismische Methode, die benutzten Apparate, die praktische Ausführung und die Ergebnisse der Tiefenbestimmung berichtet werden.

2. Methode der seismischen Dickenmessung von Gletschern.

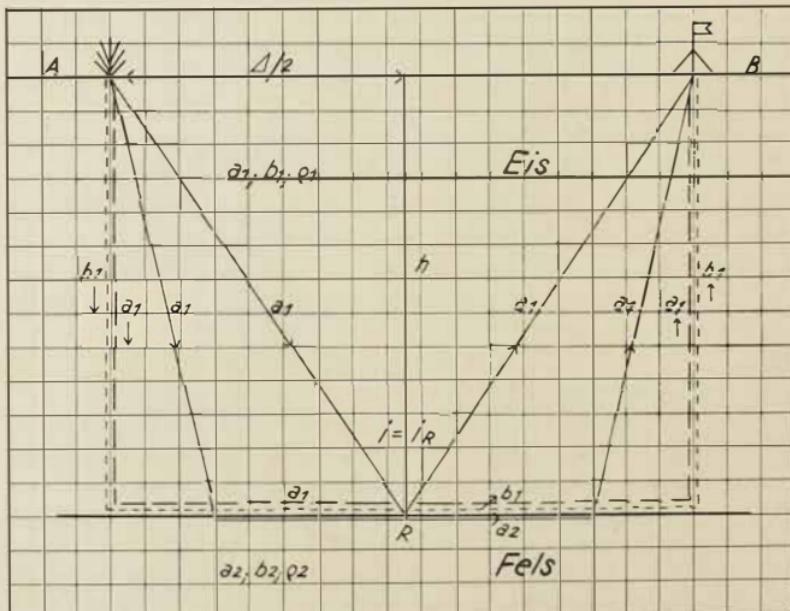


Fig. 1.

Die einfachste und schnellste Methode der seismischen Eisdickenmessungen beruht auf der Reflexionsmethode. Fig. 1 stellt schematisch den Schnitt durch einen Gletscher dar. An der Oberfläche A—B wird im Punkte A eine Sprengung erzeugt, von der sich elastische Raumwellen longitudinaler und transversaler Art kugelförmig nach allen Seiten hin

ausbreiten. Die Longitudinalwellen sind wie die Schallwellen Verdichtungs- und Verdünnungswellen. Bei ihnen schwingen die einzelnen Teilchen in der Fortpflanzungsrichtung der Welle. Bei den Transversalwellen schwingen die Teilchen senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung der Wellen, und zwar können sie dabei in unendlich vielen Richtungen schwingen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser beiden Raumwellen hängt von den elastischen Eigenschaften und der Dichte des Materials ab. Die Beziehung lautet für die Longitudinalwellen

$$a = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + 2/3 \mu}{\rho}},$$

für die Transversalwellen

$$b = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Hierbei bedeutet E den Youngschen Modul der Längsdehnung, ρ die Dichte und σ die Poissonsche Konstante, das Verhältnis der Querkontraktion zur Längsdehnung. λ und μ sind die sogenannten Laméschen Koeffizienten wobei man μ auch als Schub- oder Starrheitsmodul bezeichnet. Es gelten:

$$\lambda = \frac{\sigma}{(1+\sigma)(1-\sigma)} E; \mu = \frac{1}{2} \frac{E}{(1+\sigma)}; \sigma = \frac{1}{2} \frac{1}{(\lambda+\mu)}$$

$$k \text{ ist der Kompressionsmodul: } k = \frac{1}{3} \frac{E}{(1-2\sigma)} = \lambda + \frac{2}{3} \mu.$$

Vom Sprengpunkt A gelangen zum Beobachtungspunkt B zunächst direkte Longitudinalwellen und Transversalwellen, die nahe der Oberfläche gelaufen sind, dann aber auch noch am Felsuntergrund gebrochene und reflektierte Wellen. Fällt eine longitudinale Welle auf die Unstetigkeitsfläche Eis-Fels, so spaltet sie auf in eine longitudinale und transversale reflektierte Welle, bei denen für die longitudinale Welle Einfallswinkel i gleich dem Reflexionswinkel i_R ist, und in eine longitudinale und transversale gebrochene Welle. Die reflektierte Welle trifft auf der Beobachtungsstation B nach der direkten Longitudinalwelle ein. Aus Fig. 1 ergibt sich die Mächtigkeit h des Gletschers zu

$$I. \quad h = \sqrt{\left(\frac{s}{2}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2}\right)^2} = \sqrt{\left(\frac{ta}{2}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2}\right)^2}$$

Hier bedeutet t die Zeit, die die Welle für den Weg braucht, um von A über R nach B zu gelangen, und a ist die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen und Δ die Sprengentfernung. Es muß also einmal die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen bestimmt, sodann die Reflexionszeit gemessen werden. Der Nachweis dafür, daß die im Seismogramm auftretenden Einsätze tatsächlich Reflexionen sind, ist ein zweifacher: Tragen wir in einem Diagramm, in dem die Abszisse die Entferungen zwischen Sprengort und Beobachtungspunkt darstellt und die Ordinate die Zeit

ist, die die Wellen brauchen, um zur Empfangsstation zu gelangen, die einander zugeordneten Werte ein, so muß diese Laufzeitkurve für die Reflexionen ein Hyperbelast sein von der Form $\left(\frac{ta}{2h}\right)^2 - \left(\frac{\Delta}{2h}\right)^2 = 1$. In einer

Sprengentfernung $\Delta = \sqrt{\frac{2h}{a_2^2 - a_1^2}}$ besitzt die Amplitude der P-Wellen ein Maximum. Die Deutung dieses Amplitudenganges für die von II. Mothes bei seinen zweiten Arbeiten auf dem Hintereisferner gewonnenen Seismogramme gab B. Brockamp¹². Die elastischen Wellen unterliegen der Totalreflexion. Als weiterer Beweis für die Realität der Reflexionen kommt noch die Periode der reflektierten Wellen in Frage. Die Periode der reflektierten Wellen ist gleich der Periode der direkten Longitudinalwellen¹² und ²⁰. — Nach dieser Reflexionsmethode wurden die meisten Gletschertiefen gemessen. Vom Sprengort fallen auf die Grenzfläche noch Wellen, die an der Grenzfläche gebrochen werden. Diese gebrochenen Wellen scheinen längs der Grenzfläche mit der Felsgeschwindigkeit zu laufen, um von hier an die Oberfläche zurückzustrahlen. Falls a_2 größer ist als a_1 , überholen diese gebrochenen Longitudinalwellen die direkten Wellen. Die Entfernung, in der die direkten Wellen und die gebrochenen Wellen gleichzeitig auf der Station eintreffen, ist gegeben durch das Verhältnis der Geschwindigkeit $a_2:a_1$ und durch die Mächtigkeit der auflagernden Schicht. Tragen wir die Laufzeit der beiden Longitudinalwellen in das Laufzeitkurven-Diagramm ein, so schneiden sich die Laufzeitkurven beider Wellen in einem Punkte S, dessen Abzisse Δ_S sei. Die Geschwindigkeit für die direkte und die gebrochene Welle läßt sich unmittelbar aus der Laufzeitkurve ableiten. Die Tangente an die Laufzeitkurve ist gleich dem reziproken Wert der Raumgeschwindigkeit. Im Falle konstanter Geschwindigkeit in den einzelnen Schichten sind die Laufzeitkurven Gerade, die Geschwindigkeiten ergeben sich zu $a = \Delta:t$. Die Tiefenlage der Grenzfläche ergibt sich, falls die Strahlen nach dem Fermatschen Prinzip laufen, also das Brechungsgesetz der geometrischen Optik $\sin i = \frac{a_1}{a_2}$ gilt, aus der Fig. 1 nach einigen Umformungen zu

II. $h = \frac{\Delta_S}{2} \sqrt{\frac{a_2 - a_1}{a_2 + a_1}}$. Wir können die Tiefenlage der Schicht auch noch dadurch bestimmen, daß wir die a_2 -Laufzeitkurve rückwärts bis zur Zeitachse verlängern. Aus dem Schnittpunkt τ der Laufzeitkurve mit der Zeitachse ergibt sich die Tiefenlage bei schrägem Strahlenverlauf zu $h = \tau/2 \cdot a_1 \sqrt{1 - a_2^2}$. Für die Entwicklung dieser Formeln war angenommen, daß das Fermatsche Prinzip auch für elastische Wellen gelte. In der Praxis fand wohl R. Mügge²² als erster, daß in vielen Fällen die bei Annahme senkrechten Strahlenverlaufes berechneten Tiefenwerte besser mit der Beobachtung (Bohrung) übereinstimmten als die unter Annahme schrägen Verlaufes berechneten. (S. auch Meißer: „Beiträge zu einer experimentellen Seismik“, S. 68.) Borsch²⁴ kam

auf Grund von Energietraktions zu gleichem Ergebnis, und Schveydar und Reich²⁹ und ebenso Meißer zeigten an Emergenzwinkeln, daß schon bei ganz kleinen Schußentfernungen die Strahlen fast senkrecht auftauchen. Auch Brockamp und Mothes¹⁴, die zum erstenmal auf der Pasterze für die Gletschertiefenbestimmung die gebrochenen Wellen heranziehen konnten, glaubten, aus ihren Beobachtungen senkrechten bis nahezu senkrechten Strahlenverlauf annehmen zu müssen*. Für senkrechten Strahlenverlauf geht obige Formel über in: III. $h = \frac{\Delta s}{2} \left(\frac{a_2 - a_1}{a_2} \right)$. In einer kleinen Arbeit zeigt Jeffreys²⁵, daß, falls die Wellenlänge von gleicher Größe ist wie der Krümmungsradius der Wellenfront, die Wellen in das untere Mittel so hineingebrochen werden und auch so wieder auftauchen, daß die sich ergebende Laufzeit für die

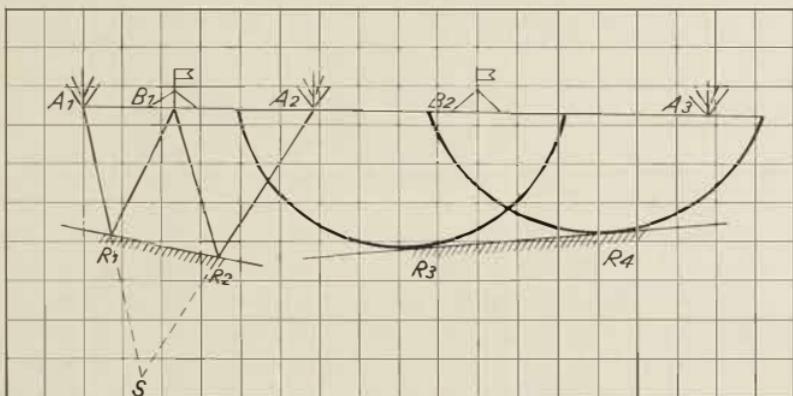


Fig. 2.

gebrochenen Wellen mit der nach dem allgemeinen Brechungsgesetz berechneten Laufzeit übereinstimmt. — Auf der Pasterze wurden außer dieser gebrochenen Welle von Brockamp und Mothes longitudinale Wellen gefunden, die der Laufzeitkurve nach zweimal den Gletscher durchdrungen haben müssen und, wie Brockamp¹⁵ aus den Amplituden zeigte, an der Grenzfläche Eis—Fels im Eis mit der Geschwindigkeit der Longitudinalwellen im Eis gelaufen sind. In letzter Zeit hat H. Jones²⁶ über ähnliche Wellen berichtet, die er an der unteren Grenzfläche der zweiten Schicht gefunden hat und die mit wesentlich größerer Amplitude im Seismogramm auftauchen als die normalen gebrochenen Wellen. Jones erklärt die große Amplitude der Wellen so, daß sie durch den Einfall von Transversalwellen in jedem Punkte der Unstetigkeitsfläche neue Energie zugeführt erhalten.

Falls die Grenzflächen zwischen Schicht 1 und Schicht 2 gegen die

* Auf der Pasterze ist die v_2 Geschwindigkeit nur in einer Richtung gemessen, so daß nicht sicher ist, ob die wahre v_2 Geschwindigkeit bestimmt ist.

Oberfläche geneigt sind, stellt Formel 1 zur Berechnung der Tiefe aus Reflexionslaufzeiten eine mehr oder minder gute Näherung dar.

G. Angenheister hat zwei graphische Methoden angegeben, mit deren Hilfe sich auch bei gegeneinander geneigten Grenzflächen die Tiefe und das Gefälle ergeben. Die eine graphische Methode beruht auf dem Gesetz der Spiegelung der geometrischen Optik, wie Figur 2 zeigt.

In der Figur bedeutet: A die Sprengstelle, B ist der Beobachtungspunkt und R die Reflexionspunkte. S ist der fiktive Reflexionspunkt, von dem die Strahlen zu kommen scheinen. Die Mittelsenkrechte auf B_1S gibt dann bekanntlich die Spiegelfläche. Aus mehreren solcher Mittelsenkrechten wird das Profil stückweise konstruiert.

Die andere Konstruktion beruht darauf, daß die Zeit zum Durchlaufen von A über R nach B ein Minimum sein muß. Die Forderung $\frac{AR + BR}{a} = T \rightarrow 0$ führt auf eine Ellipse mit Spreng- und Beobachtungspunkt als Brennpunkten und t_{RA} als großer Achse. Ist der Auftauchwinkel aus der Laufzeitkurve ($\sin i = \frac{v_0}{v}$, wo v_0 die scheinbare Oberflächen- und v die Raumgeschwindigkeit ist) bekannt oder läßt er sich bei der Registrierung von Horizontal- und Vertikalkomponente aus den Amplituden bestimmen, so kann der Reflexionspunkt bestimmt werden. Andernfalls begnügt man sich, Schmiegekurven an die Ellipse zu legen. —

Bei gegeneinander geneigten Grenzflächen geben die Laufzeitkurven der gebrochenen Wellen nicht die wahre Raumgeschwindigkeit. Die Scheingeschwindigkeit²¹ ist verschieden, je nachdem ob die untere Schicht vom Sprengpunkt zum Beobachtungspunkt steigt (+) oder fällt (-). Für die Scheingeschwindigkeiten ergeben sich unter Anwendung des geometrischen Brechungsgesetzes folgende Beziehungen: $v_{2+} = \frac{v_1}{\sin(i+\alpha)}$; $v_{2-} = \frac{v_1}{\sin(i-\alpha)}$ aus dem v_2 und α abzuleiten sind. Formel 4 zur Tiefenbestimmung geht bei geneigten Schichten über in: $h^{\pm} = \frac{\Delta s}{2} \frac{1 - \sin(i \pm \alpha)}{2 \cos \alpha \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}$ (α = Neigungswinkel der Schicht). IV.

Bei gegeneinander geneigten Schichten muß also bergauf (+) und bergab (-) geschlossen werden.

Diese Ausführungen gelten nur für vollständig homogenes Material, wenn also die Geschwindigkeit innerhalb der einzelnen Schichten konstant bleibt. Auch nur in diesem Falle ist der reflektierte Strahl geradlinig. Falls die Geschwindigkeit nach irgendeinem Gesetz mit der Tiefe zunimmt, kehrt der Strahl wieder zur Erdoberfläche zurück. Die seismischen Strahlen sind zur Oberfläche konkav gekrümmt, und die entsprechende Laufzeitkurve ist eine zur X-Achse konkav Kurve. Die jeweilige Tangente an die Laufzeitkurve ergibt die Geschwindigkeit für den Scheitelpunkt der Bahn.

Bei vorgegebener Laufzeitkurve kann die Scheiteltiefe des Strahls nach der Wiechert-Herglotzschen Methode bestimmt werden. Bei horizontaler Schichtung, die wir in der Eis seismik annehmen dürfen, erhalten wir so für die Scheiteltiefe des Strahles $hs = \frac{1}{\pi} \int_{x=0}^{x=x_1} \ln(p + \sqrt{p^2 - 1}) dx$, wo $p = \frac{v_x}{v_s}$ ist. Die Wiechert-Herglotzsche Methode gilt aber nur dann, wenn die Geschwindigkeit tatsächlich in jedem Punkt des Strahles wächst. Wenn also $\frac{d^2 T}{dx^2} < 0$. Unter Vorausnahme der später zu besprechenden Ergebnisse sei schon jetzt hier bemerkt, daß wir für die Longitudinalwellen in Grönland, die durch Firn und Eis gelaufen sind, nicht eine gekrümmte Laufzeitkurve erhalten, sondern daß zum mindesten nach den bisher vorliegenden Beobachtungen die Laufzeitkurve sich aus einzelnen geradlinigen Stücken zusammensetzt und somit eine Tiefenberechnung nur nach den Formeln II—III möglich ist.

3. Die Meßmethode.

Aus dem vorstehenden ergibt sich, daß die Meßmethode auf eine Zeit-Weg-Messung herausläuft. An einer Stelle der Oberfläche wird ein künstliches Beben durch die Explosion von Sprengstoff erzeugt, das im Beobachtungsort durch einen Seismographen registriert wird. Das Wesentliche ist, daß 1. der Seismograph einwandfrei arbeitet und klare, lesbare Seismogramme liefert; 2. daß die Registriergeschwindigkeit hinlänglich groß und konstant ist, um eine genaue Ablesung der Einsätze zu garantieren; 3. daß der Sprengmoment mit möglichst konstanter, am besten auch möglichst kleiner Verzögerung auf den Registrierstreifen übertragen wird. Die Entfernung Schußstelle—Beobachtungspunkt wird durch ein Bandmaß ausgemessen.

a) Die Übertragung des Sprengpunktes auf den Registrierstreifen erfolgte bei unsren Arbeiten elektromagnetisch. Zwischen Sprengpunkt und Beobachtungsstation liegt ein doppeladriges Kabel, das auf der einen Seite um den Sprengstoff gelegt, auf der andern Seite an ein Kopfhörersystem mit Spiegel oder ein Lautsprechersystem mit Spiegel gelegt war, deren Widerstände (1500 Ohm) nahezu gleich waren. Durch Einschalten einer Batterie in diese Leitung wird der Anker bzw. die Membrane angezogen und ein Spiegelausschlag bewirkt. Im Moment der Sprengung wird das Kabel zerrissen, der Ruhestrom unterbrochen und ein Spiegelausschlag in entgegengesetzter Richtung wie oben erreicht. Die Relaisverzögerung, bedingt durch den nicht momentan erfolgenden Abbau des magnetischen Feldes, ist von uns nicht bestimmt worden. Sie dürfte bei Lautsprechersystem und Kopfhörern kaum größer sein als 0,002 Sekunde¹⁶. Um eine möglichst kleine und überdies von Spannung und Stromstärke unabhängige

Verzögerung zu erhalten, dürfte es ratsam sein, das Relais so auszubilden, daß einer kleinen Blattfeder mit Spiegel, die vom Elektromagneten angezogen wird, eine unmagnetische Blattfeder entgegenwirkt. Auf die Spiegel-feder wirkt dann eine dem magnetischen Felde proportionale elastische Gegenkraft, die unabhängig bei allen Spannungen und Stromstärken gleiche Relaisverzögerung bedingt. Das Bild eines solchen Abrisses sieht etwa so aus:

↓ Abriss

Um die Vorteile dieses Relais ausnutzen zu können, ist, wie überhaupt bei allen seismischen Arbeiten, eine gute Optik erforderlich. Übertragung des Sprengmoments durch Radio wurde von uns nicht durchgeführt, da nur ein quarzgesteuerter Kurzwellensender — Wellenlänge 80 m —, der, um möglichst leicht zu sein, nach Art des Meteorographensenders nach Moltschanoff gebaut war, und ein Empfänger, den das Göttinger Geophysikalische Institut zur Verfügung gestellt hatte, vorhanden waren.

b) Seismographen. An Seismographen standen der Expedition 5 Vertikalseismographen und 3 Horizontalseismographen zur Verfügung. Es waren 3 Wiechertsche Vertikalseismographen, 1 Horizontalseismograph nach Prof. Angenheister, die 2 restlichen Vertikal- und Horizontalseismographen waren die kleinen mechanischen Askania-Seismographen, bei denen je ein Vertikal- und ein Horizontalseismograph in einem Gehäuse vereinigt sind. Die Askania-Seismographen wurden — nebst einem Lichtschreiber für Eismitte — von der Leitung der Askania-Werke freundlichst zur Verfügung gestellt; die andern Seismographen und 3 Registrierapparate wurden vom Göttinger Geophysikalischen Institut zur Verfügung gestellt. Auch die Herrichtung der Instrumente und die Beschaffung von Kabel und andern Hilfsmitteln erfolgte durch das Göttinger Institut. Für das Entgegenkommen und die Mühlwaltung sei auch an dieser Stelle allen beteiligten Herren gedankt.

Fig. 3 zeigt den Wiechertschen Vertikal-Seismographen von der Firma Bartels-Göttingen. Diesen Apparat hatte Wiechert eigens für die Eissemik entwickelt. Das wesentliche Merkmal dieses Feldseismographen ist, daß er für den Transport leicht auseinandergenommen werden kann und daß alle Teile offen liegen. Die Masse M wird getragen von den aufrecht stehenden Blattfedern F_1 und F_2 und der Spiralfeder F_3 . Die Hauptdirektionskraft wird bei den auf der Expedition benutzten Federn durch die Blattfedern geliefert. Die Blattfedern greifen oberhalb des Schwerpunktes an. Der Seismograph weist eine gewisse Horizontalempfindlichkeit auf. Diese Horizontal-Empfindlichkeit ist, sofern nur ein Apparat auf Expeditionen zur Verfügung steht, sehr vorteilhaft, da dann auch die Möglichkeit besteht, mit diesem Apparat Einsätze von Wellen, die sehr flach auf der Beobachtungsstation den Seismographen treffen, zu registrieren. Die Horizontal-Empfindlichkeit des Seismographen wurde im Göttinger Institut

experimentell zu 15% bestimmt²⁰. Blattfedern und Spiralfedern können leicht ausgewechselt werden, und so kann man auch die Eigenperiode des Apparates in weiten Grenzen verändern. Die Spiralfeder greift unterhalb des Schwerpunktes an. Von der Masse M geht eine Stoßstange senkrecht nach oben und greift hier an einen Hebel, der an Kreuzfedern befestigt ist. Der Hebel trägt an dem Ende des einen Hebelarmes den Dämpfungs-

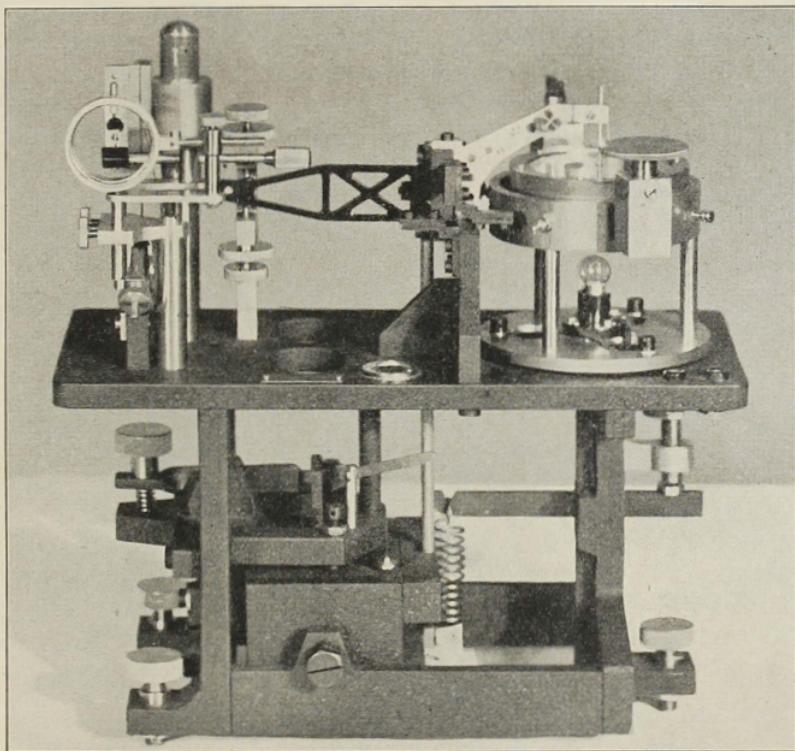


Fig. 3. Vertikal-Seismograph nach E. Wiechert,
hergestellt von der Firma G. Bartels, Göttingen.

kolben, mit dem andern Hebelarm greift er mittels einer kleinen Stoßstange an einen leichten Drehhebel an, der seinerseits die Spiegelübertragung betätigt. Die Dämpfung war ursprünglich eine Glyzerindämpfung. Diese wurde später von Brockamp durch eine variable Luftdämpfung ersetzt. Die Veränderungsmöglichkeit der Dämpfung wurde dadurch erreicht, daß zwei Kanäle einen Luftausgleich zwischen beiden Seiten des Kolbens ermöglichen. Diese Kanäle können verschieden weit geöffnet werden. Ihre Einstellung ist mit Hilfe einer Skala reproduzierbar. Die Dämpfung reichte vollständig aus, um auch noch in Höhen von 2100 m überaperiodische

Dämpfung zu erzielen. Bei der ursprünglichen Wiechertschen Ausführung war der Übertragungsspiegel an einem Torsionsgehänge aus dünnem Platin-Iridium-Draht aufgehängt und gespannt. Von der Spiegelfassung ging ein dünner Stoßdraht an den letzten Drehhebel, der oben in eine kleine Pfanne auslief. Durch Torsion der Drähte war dafür gesorgt, daß der Stoßdraht des Spiegelgehänges bei Hin- und Hergang des Hebels immer mit leichtem Gegendruck der Pfanne anlag. Mit Hilfe eines leicht justierbaren Reflexionsspiegels wurde eine Verdoppelung der Vergrößerung erreicht. Statt dieses Spiegelgehänges, das bei nicht richtiger Torsion und Spannung leicht in kurzperiodische Eigenschwingung gerät, führte Brockamp eine in Achathütchen gelagerte vertikalstehende Stahlachse ein, von der in gleicher Art wie beim Torsionsgehänge ein dünner Stoßdraht an den letzten Hebel führt und dort eingeklemmt wird. Alle Hebel sind stabil, aber so leicht wie möglich ausgebildet, um eine große resultierende Pendelmasse und ausreichende Vergrößerung zu erhalten.

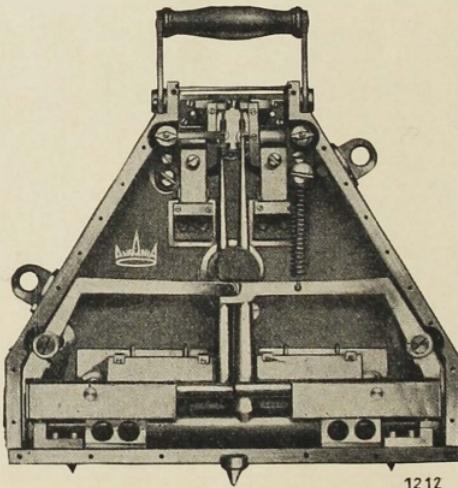


Fig. 4. Askania-Seismograph.

Fig. 4 zeigt den Askania-Seismographen; dieser Apparat wurde im Hinblick auf die praktische Lagerstättensforschung gebaut. In einem geschlossenen Gehäuse befinden sich zwei Seismometer, eine vertikale und eine horizontale Komponente. Bei kleinster Abmessung soll möglichst große Vergrößerung erreicht werden. Vergrößerungshebel mit irgendwelchen Verbindungen zum Pendelstativ bzw. Pendelgehäuse, die Kopplung mit dem Boden und ungewünschte Rückstellkräfte nach sich ziehen, fehlen. Als günstige Pendelform ist ein langgestreckter Zylinder gewählt. Beim Vertikalapparat befinden sich die Biegefederan der Seite, beim Horizontal-

seismographen stehend unter dem Schwerpunkt an beiden Enden der Masse. Die Abmessung Drehpunkt—Schwerpunkt und der Durchmesser der Pendelmasse sind so gewählt, daß obige Forderung nach kleinsten Massen und kleinsten Dimensionen und größtmöglicher Vergrößerung erfüllt sind. An der Pendelmasse ist als einziger Vergrößerungshebel eine leichte aber starre Aluminiumtüte angebracht. Die senkrecht stehende Spiegelachse ist in Achathütchen gelagert. Ein Haar, dessen eines Ende über eine Spiralfeder mit dem Gehäuse verbunden ist und dessen anderes Ende an der Pendeltüte befestigt ist, ist in einfacher Windung um die Spiegelachse gelegt. Auf

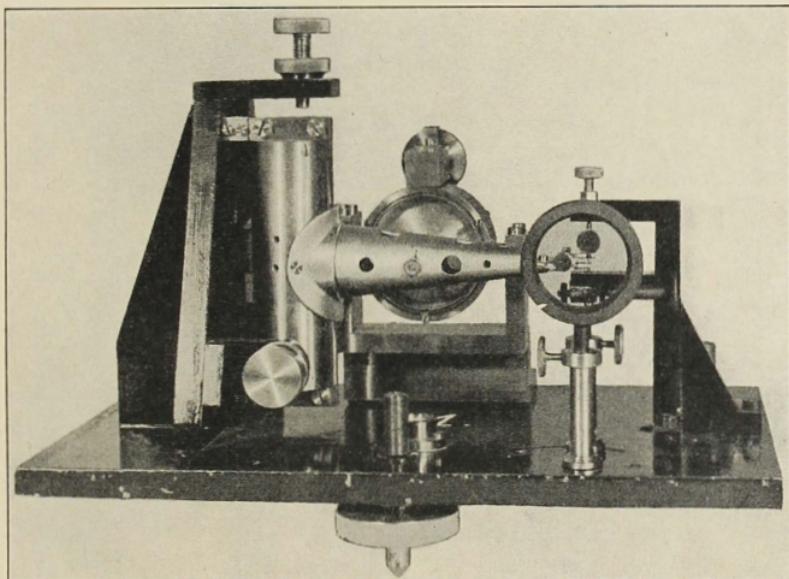


Fig. 5. Horizontal-Seismograph nach G. Angenheister,
hergestellt in der Werkstatt des Geophysikalischen Institutes, Göttingen.

diese Weise wird die Hin- und Herbewegung des Pendels in eine Drehbewegung der Spiegelachse umgewandelt. Die Dämpfung ist eine variable Flüssigkeitsdämpfung. Wie beim Wiechertschen Vertikalseismographen ist auch hier ein Verdopplungs-Spiegel eingebaut. Arretierung, Einstellung der Dämpfung und der Spiegel erfolgt von außen. Besonders sinnreich ist die Einstellung der Spiegelachse. Die Spiegelachse befindet sich auf einem Schlitten, der vor- und rückwärts getrieben werden kann. Hierdurch wird die Spiegelachse an dem Haar abgerollt und so eine Verstellung des Lichtpunktes in der Horizontalen möglich. Die Einstellung in der Vertikalen erfolgt dadurch, daß man die Spiegelachse nebst den Lagern kippt. Mit

zwei Askania-Seismographen, die beide von der Leitung der Askania-Werke der Expedition zur Verfügung gestellt waren, wurde auf der Expedition gearbeitet. Sorge arbeitete mit dem ersten Apparat dieser Type, der überhaupt hergestellt wurde. Seine Eigenperiode betrug $\frac{1}{33}$ Sekunde. Der zweite Apparat war wesentlich vervollkommenet, seine Eigenperiode betrug $\frac{1}{14}$ Sekunde gegenüber einer Eigenperiode der Wiechertschen Seismographen von $\frac{1}{18}$ Sekunde.

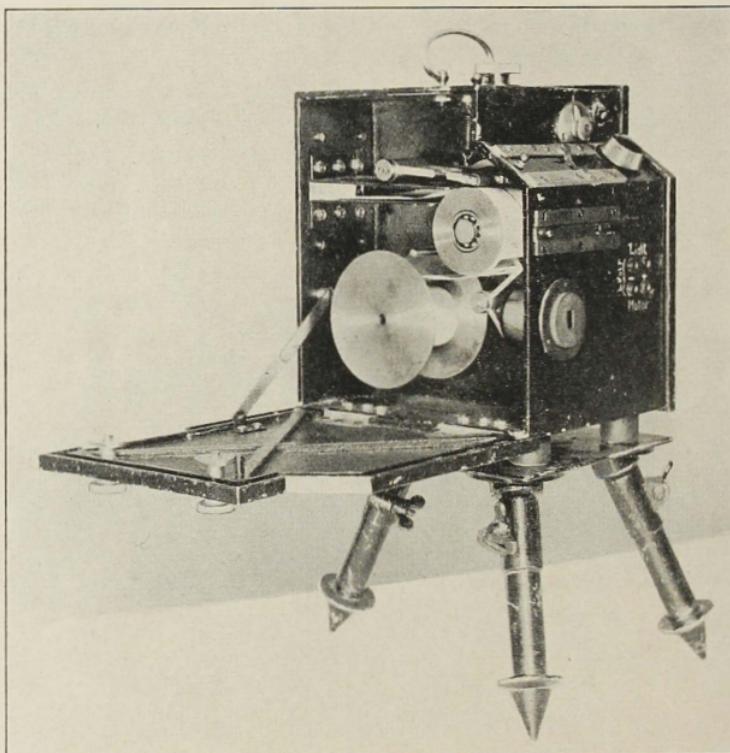


Fig. 6. Registrierapparat,
hergestellt bei der Firma G. Bartels, Göttingen.

Bei dem Horizontal-Seismographen, den Professor Angenheister zur Verfügung gestellt hatte, steht die Längsachse der zylindrischen Pendelmasse aufrecht. Sie ist unten und oben an einer Blattfeder befestigt, die Drehachse ist vertikal. An der Masse ist ein stabiler Vergrößerungshebel aus Aluminium befestigt, dessen Ende gabelförmig gestaltet ist. Die Spiegelachse wird durch einen Kokonfaden oder dünnen Draht betätigt, der um die Spiegelachse gelegt ist und dessen Enden an den beiden Enden der Gabel befestigt sind. Die Abstände der Gabelenden können verändert

werden. Der Seismograph besitzt eine variable Luftdämpfung. Die Eigenperiode des Apparates beträgt bei den von uns benutzten Blattfedern $\frac{1}{11}$ Sekunde, und die Vergrößerung beim Lichtweg von 1 m ist $\sim 12\,000$.

Von Wölcken und Brockamp wurde der von H. Mothes entwickelte und von der Firma Bartels gebaute Lichtschreiber benutzt. Das Gehäuse war bei dem einen aus Silumin, bei dem andern aus Elektron*. Der Antrieb erfolgte durch einen kleinen Schwachstrommotor für Grammophone. Die Zeitmarkierung erfolgte in dem einen Falle durch eine in dem Lichtschreiber eingebaute Zeitwippe. Eine an einer Blattfeder aufgehängte Masse schwingt hin und her und gibt hierbei im Rhythmus seiner Schwingungen den Weg für einen Lichtstrahl frei. Hierdurch wird auf dem Film ein Wechsel von belichteten und unbelichteten Linien erhalten. Im andern Falle bestand die Zeitmarkierung in einer außen aufgestellten Stimmgabel von der Frequenz 50 Schwingungen/sec. Außer einem gleichen Registriertypus, wie ihn die Weststation benutzte, stand Sorge in Eismitte ein Registrierapparat der Askania-Werke zur Verfügung, bei dem der Antrieb durch Feder-Grammophonwerk erfolgte. Die Zeitmarkierung wird ebenfalls durch eine Zeitwippe bewirkt. Das Entwickeln und Fixieren geschah in kleinen Emailleschalen im Registierzelt. Um während der Entwicklung die Bäder auf etwa 18° zu halten, befanden sich die Schalen in einem Wasserbad, das leicht wieder, ohne daß die Temperatur des Entwicklers zu sehr erhöht wurde, mit dem Primuskocher erwärmt werden konnte. Diese Einrichtung hat sich sehr bewährt; das angewärmte Wasser wurde hernach zum Wässern der Filme benutzt. Als Entwickler wurde Metol-Hydrochinon gewählt. Zur photographischen Ausrüstung gehörte noch eine Petroleumlampe mit rotem Zylinder. Als Film wurde von Wölcken ein Bromsilberpapier der Firma Stolze, von Brockamp ein Bromsilberpapier der Firma Palaphot benutzt.

4. Praktische Ausführung der Messungen in Grönland.

Nach Ankunft auf einer Station wurden die beiden Arbeitszelte in etwa 500 m Entfernung voneinander aufgestellt. Brockamps Zelt war ein überaus stabiles Zelt mit doppelwandigem Gummiboden, Zeltstäbe waren aus festen Holzstäben, Firststange aus zweiteiligem verzinktem Eisenrohr, dessen Teile ineinandergesteckt werden konnten. Auch bei starker Schnebelastung hat sich das Zelt sehr gut gehalten. Das Zelt war, da es ja als Dunkelzelt dienen mußte, mit schwarzem Stoff ausgeschlagen. Es dürfte ratsam sein, bei späteren Arbeiten den schwarzen Stoff durch roten zu ersetzen. Die übereinanderfassenden Zeuglaschen des Einganges wurden durch Holzpflöckchen und Ösen zugeknöpft. Für ein Dunkelzelt gerade kein idealer Verschluß, zumal der schwarze Stoff am Eingang unmittelbar

* Auf Vorschlag von Herrn Professor Angenheister.

auf den Zeltstoff aufgenäht war. Wölckens Zelt war als Hauszelt ausgebildet, ebenfalls mit schwarzem Stoff ausgeschlagen, Boden aber nicht gummiert, Zeltstäbe und Firststange aus Bambus, die bei starken Schneebelastungen knickten. Der Zeltverschluß war ausgezeichnet: beide Seiten des Einganges waren mit etwa 20 cm langen Ösen aus stärkerem Bindfaden versehen, die gegeneinander versetzt waren. Durch Durchziehen der einen Öse durch die nächstversetzte der gegenüberliegenden Seite ist der Eingang schnell schneee- und lichtdicht geschlossen und kann sehr schnell auch wieder geöffnet werden. Die Zelte wurden etwa 20 cm tief auf einer härteren Schicht aufgestellt und ringsherum Schnee auf die Zeltwände aufgeschüttet, damit der Wind nicht unter das Zelt fassen konnte. Um eine straffe Spannung des ganzen Zeltes zu erlangen, wurde — wie es die Grönländer zu tun pflegen — an zwei Seiten der Wände das abgeknotete Ende eines Strickes von außen auf die Leinwand gedrückt. Von innen wird dieser Knoten mit dem Stoff der Zeltwand gefaßt und abgeschnürt. Dann wird der dünne Strick straff gezogen und an einem Hering befestigt. Auf diese Weise wurde einmal das ganze Zelt stabil, ein andermal wurde aber auch der nutzbare Raum besonders bei dem Spitzzelt wesentlich vergrößert. Nach Aufschlagen der Zelte wurden mit einem Stahlbandmaß die Sprengprofile ausgemessen und die Sprengpunkte mit Fahnen markiert. Das Auslegen des Kabels war überaus einfach. Das Kabel war auf große Holztrommeln aufgespult, die in der Mitte eine durchgehende Öffnung besaßen. Zum Auslegen des Kabels wird durch die Kabeltrommel ein Skistock gesteckt und dieser an zwei im Schnee eingerammten Bohrstangen befestigt. Das Kabelende wird an einem Hundeschlitten angeknüpft und so ohne große Mühe mit Hilfe des Hundegespannes in kurzer Zeit ausgezogen. Verständigung beim Ausrollen — z. B. Zerreißer der Kabels — erfolgte durch Winksignale. Das Einholen der Kabel war wesentlich unangenehmer. Wenn das Kabel mehrere Tage im Sonnenschein und Schneefegen ausgerollt gelegen hatte, war es einige Zentimeter tief eingetaut, eingefroren und vom Treibeis festgebacken. Das Kabel mußte dann vorsichtig aus der Eisschneerille herausgeholt werden. Je nach Anzahl der zur Verfügung stehenden Leute und nach Länge des ausgerollten Kabels verteilte man sich auf die Länge des Kabels und zog es ein, während ein Mann es aufspulte. Mit Hundeschlitten wird auch der Sprengstoff zur Schußstelle gefahren. Das erste Aufstellen der Apparate in den Zelten dauerte gewöhnlich nicht sehr lange. In Wölckens Zelt, das unmittelbar bei dem Wohnzelt lag, wurde ein Wiechertscher Vertikal-Seismograph auf einer Siluminplatte aufgestellt. Diese Siluminplatte, die auf der Unterseite drei Fußdorne hat, war von Mothes bei den Arbeiten in den Alpengletschern eingeführt, um ein Eintauen des Seismographen zu verhüten. Bei unsren Arbeiten, bei denen ein Eintauen nicht zu befürchten war — wohl ein Einsinken —, habe ich die Platte immer so hingelegt, daß die Oberseite nach unten zu liegen kam, um den

Zeltboden nicht zu verletzen. Neben dem Seismographen wurde die Stimmgabel aufgestellt und das Ablenkungsrelais. In Entfernung der Brennweiten der benutzten Linsen fand der Lichtschreiber seine Aufstellung. Die Kabel wurden in das Zelt gelegt und die nötigen Verbindungen (Batterie, Ablenkung bzw. Kopfhörer) hergestellt. In Wölckens Zelt war auch die photographische Ausrüstung zur Entwicklung der Registrierstreifen untergebracht. In Brockamps Zelt stand der Askania-Seismograph auf der Siluminplatte. Der Horizontal-Seismograph nach Professor Angenheister wurde, um den Spiegel in gleiche Höhe mit dem des Askania-Seismographen zu bringen, auf die flachliegende stabile Verpackungskiste des Askania-Seismographen gestellt. Auf dem gleichen Kasten befand sich das Lautsprechersystem für den Abriß. Dieses war auf mehrere Lagen von Wollstoff aufgestellt, um eine Übertragung der Erschütterung des Lautsprechersystems, die im Augenblick des Abrisses entsteht, auf den Horizontal-Seismographen zu verhüten.

Am Sprengort wurde für Herdemerten ein kleines Hochtourenzelt aufgestellt, in dem Sprengkapseln, Zünder und Zündmaschine sowie die Zündleitung untergebracht waren. An demselben Tage, an dem die Kabel ausgerollt und die Zelte aufgeschlagen und eingerichtet waren, wurden, soweit noch Zeit zur Verfügung stand, die Sprengschüsse angesetzt. Es wurde gewöhnlich ein 2 m tiefer Schacht ausgehoben und an seiner Sohle ein kleiner Seitenstollen ausgegraben zur Aufnahme des Sprengstoffes. Als Sprengstoff wurde verwandt Trinitrotoluol und auf Vorschlag von Herdemerten Miedziankit. Der letztere besteht aus Calciumchlorat und wird erst durch Zusatz von Petrol zu Sprengstoff. Er ist deshalb für den Transport sehr sicher, auch bei tiefsten Temperaturen. Seine Brisanz hängt von der Menge des zugesetzten Petrols und von der Zeit ab, die seit dem Zusatz des Petrols verflossen ist. Seine höchste Brisanz hat der Sprengstoff nach etwa achttägigem Lagern. Die Vorbereitung zur eigentlichen Aufnahme ist besonders langwierig. Die Apparate sind stark ausgekühlt, die Registriertypen wollen bei den tiefen Temperaturen nicht gut anlaufen, es muß also mit dem Primuskocher geheizt werden. Sobald der Beobachter sich in das Zelt begibt und das Heizen beginnt, beschlagen die Apparate vollständig. Das Heizen muß dann so lange durchgeführt werden, bis alles ausgetrocknet ist, dann erst kann die Apparatur endgültig für die Aufnahme fertiggemacht werden. Bei dem Einstellen der Seismographen zeigte es sich nun, daß der Wiechertsche Apparat für die Expeditionsarbeit besonders geeignet war. Die Luftpumpe war so gut ausgeführt, daß sie auch nach den schlimmsten Transporten nicht nachgestellt zu werden brauchte. Die Spiegelachse mit fester Stoßstange war immer in Ordnung und bedurfte keiner Nachstellung. Wesentlich schwieriger gestaltete sich die Einstellung bei den beiden andern Ausführungen. Es blieb Kondenswasser besonders leicht an der Stelle haften, an der die Fäden um die

Achse gelegt sind, und gab so leicht Veranlassung zum Rosten der Achse gerade an der Stelle, an der sich das Haar bzw. der Kokonfaden leicht abwickeln soll. Des weiteren mußte immer — d. h. von einer Sprengung zur andern — darauf geachtet werden, daß sich die Windungen des um die Achse gelegten Haares bzw. Fadens nicht berührten. Letzteres läßt sich leicht beheben, wenn man die beiden Befestigungspunkte des Haares ein wenig in der Vertikalen versetzt. Bei dem Askania-Seismographen machte sich des weiteren noch sehr störend die Temperaturrempfindlichkeit der Dämpfungsflüssigkeit bemerkbar, die ein dauerndes Nachstellen der Lichtpunkte bedingte. Wenn auch die Flüssigkeitsdämpfung variabel war und von außen betätigt werden konnte, so erschien es mir doch nach einem Versuche ratsam, ohne jegliche Dämpfung zu arbeiten, da die in den ersten Einsätzen und in den reflektierten Wellen auftretenden Schwingungen von etwa 0,008 Sekunde gegenüber einer Eigenschwingung von 0,067 sehr klein sind. Um aber doch noch wenigstens die Einsätze großperiodischer Wellen zu erhalten, gab ich dem Seismographen etwas Reibung. Die Dämpfungsflüssigkeit bestand aus Glyzerin. Es zeigte sich nun, daß die Dämpfungsflügel aus Aluminium von einer weißen klebrigen Masse überzogen waren, die bei großen Ausschlägen sehr leicht zu einem Ankleben der Dämpfungsflügel an die Wandung des Dämpfungsgefäßes führten. Der weiße Überzug bestand offenbar aus Aluminiumalkoholat. Die störenden Eigenschaften des Glyzerins lassen sich wohl zum Teil durch Anwendung russischen Weißöls oder Bakuöls, das bis -45° verwendbar ist, beheben. Noch besser wird aber in dem sehr handlichen Apparat eine Luftdämpfung oder magnetische Dämpfung eingebaut.

Nachdem also die Apparate aufgestellt sind, werden die Lichtpunkte auf die Zylinderlinse des Registrierapparates gebracht und durch die rote Scheibe, die oberhalb der Zylinderlinse angebracht ist und ein Beobachten der Lichtpunkte auf dem Film auch während der Registrierung ermöglicht, betrachtet. Die Lichtstärke und Schärfe der einzelnen Lichtpunkte werden dadurch aneinander angeglichen, daß man das Spiegelbild des Glühfadens der Einfadenlampe nur zum Teil auf die Zylinderlinse fallen läßt. Wesentlich ist vor allem noch, daß man sich von dem einwandfreien Arbeiten der Zeitmarkierung überzeugt. Wölcken hat beim Arbeiten in der Nähe des Winterhauses die Feststellung gemacht, daß bei elektrischer Erregung der Stimmgabel die Frequenz bedeutend höher lag, als nach dem Eichprotokoll zu erwarten war. Sie betrug bis zu 63 Schwingungen pro Sekunde gegenüber 50 der zu erwartenden. Um diese Unsicherheit auszumerzen, wurde auf die elektrische Erregung verzichtet und die Stimmgabel mit der Hand angezupft. Das Eichprotokoll, aufgenommen von der Chemisch-Technischen Reichsanstalt, ergibt für die beiden auf der Expedition benutzten Stimmgabeln I und II folgende Temperaturabhängigkeit:

Temperatur	Frequenz/sec	
	I	II
+ 19,5° C	49,97	49,97
- 10,5° C	50,175	50,17
- 26° C	50,285	50,29

Bei der Auswertung ist eine Frequenz von 50/sec. zugrunde gelegt (ausgenommen die Filme vom Winterhaus). Zwar liegen keine Beobachtungen der Arbeitstemperatur im Zelt vor. Die Temperatur war aber im Zelt während der Arbeit immer positiv. Der durch Nichtberücksichtigung des Temperatureinflusses begangene Fehler ist praktisch zu vernachlässigen, wird doch der Fehler bei den extremsten Eichtemperaturen bei 80 cm Registriergeschwindigkeit für eine Sekunde +0,2 mm. Die Zeitmarkierung bei Brockamps Lichtschreiber versagte häufiger, da sich der Block, an dem die Zeitwippe befestigt war, leicht löste und so der Lichtweg dauernd abgelenkt war. Um diese Unsicherheit für die Registriergeschwindigkeit zu unterdrücken, wurde von Wölcken vor der Sprengung die Sprengleitung einige Male unterbrochen, so daß auf beiden Filmen durch die Ablenkungsrelais gleiche Zeichen erhalten wurden, und so konnte wenigstens für diese Stücke der Kurven die Registriergeschwindigkeit auch auf Brockamps Seismogrammen festgestellt werden. Auf den Stationen 120 km und 82 km wurde kurz vor dem Schußpunkt die Sprengleitung abgezweigt und in Herdemertens Zelt gelegt. Diese Leitung wurde, nachdem durch den Schuß die Hauptleitung unterbrochen war, geschlossen und von Herdemerten weitere Zeichen gegeben. Um auch, im Falle die Sprengleitung versagen sollte, Anhalt für den Sprengmoment zu erhalten, wurde besonderes Gewicht auf die Registrierung des Schalles gelegt. Zu diesem Zwecke wurde bei größeren Entfernungen auf die Oberfläche genau über die Sprengmasse einige 100 g Sprengstoffe gelegt und die hintereinandergeschalteten Sprengkapseln für Schall- und Seismiksprengstoff gleichzeitig gezündet*. So konnte z. B. bei einigen Sprengungen, bei denen die Station Sprengort-Station I-Station II in einer Richtung lag und bei denen auf einer Station der Abriß versagt hatte bzw. sehr schwach ausgefallen war, entweder der Sprengmoment oder, falls der Abriß vorhanden war, die Registriergeschwindigkeit bestimmt werden. Sobald auf allen drei Stationen alle Vorbereitungen getroffen waren, wurde von Wölcken, dessen Zelt gewöhnlich in der Mitte lag, die Ankündigung und das Kommando „Achtung — fertig — Schuß“ gegeben. Zehn Sekunden nach dem eigentlichen Kommando fiel der Schuß. Gleich nach dem Kommando wurde der Registrierapparat

* Da die Brückenzünder nicht immer gleich ausfallen, werden unterschiedliche Zündmomente für Schall- und Seismiksprengkapsel — um den Schallsprengstoff liegt das Abrißkabel — wahrscheinlich sein, doch fallen die hierdurch bedingten Zeitfehler bei genügend viel Sprengungen heraus.

laufen gelassen, der Kopfhörer aus der Leitung herausgenommen und das Relais eingeschaltet. Auf diese Weise verloren wir zwar etwas Film, aber wir konnten sicher sein, daß der Registrierapparat schnell und gleichmäßig lief. Wir haben, um gute Bilder zu erhalten, immer ohne Verdoppelungsspiegel gearbeitet. Die kleinste Entfernung, in der wir bei einer Mächtigkeit des Eises von rund 1800 m einwandfreie Reflexionen erhielten, betrug 200 m und die Sprengstoffmenge 8 kg. Bei 500 m Entfernung benutzten wir 15 kg Sprengstoff, und bei der größten Entfernung, die wir bei 120 km bei 2100 m bzw. 1600 m erreichten und bei der wir Reflexionen erhielten — Eismächtigkeit auch etwa 1800 m —, betrug die Sprengstoffmenge schon 40 kg.

Für spätere Expeditionen dürfte es sich empfehlen, nur an einer Stelle ein größeres Profil bis 5 oder 10 km Abstand zu schießen, um zuverlässige Daten für die Laufzeitkurven und damit über die Frage zu erhalten, ob man die Geschwindigkeit über die ganze Mächtigkeit des Inlandeises als konstant annehmen darf. Je nach Art der Laufzeitkurven muß man eventuell auch noch auf größere Entfernungen gehen, um diese Frage entscheiden zu können. Um nur Reflexionen zu erhalten, glaube ich, sagen zu dürfen, daß man in Grönland mit Entfernungen von 200 bis 500 m auskommt und mit Sprengstoffmengen bis zu 15 kg, wenn man die gleiche Apparaturvergrößerung benutzt, wie wir sie anwandten. Zu den Seismographen möchte ich bemerken, daß die Spiegelstoßstange beim Wiechertschen Seismographen 2,4 mm von der Achsenmitte entfernt geführt ist, daß hingegen das Haar bei dem Askania-Seismographen um eine 1,6 mm starke Achse geführt ist. Wenn man also die gleiche Übertragung wie bei dem Askania-Seismographen auch bei dem Wiechertschen Apparat wählen will — die oben beschriebenen Nachteile sind unter normalen Verhältnissen kaum zu befürchten —, so erhält man eine Vergrößerung von 75000 bzw. 150000 unter Anwendung eines Verdoppelungsspiegels. Man könnte also den Sprengstoff erheblich reduzieren, wenn nicht die allgemeine Bodenunruhe zu groß wäre. Die Bodenunruhe hat aber vorherrschend eine größere Periode (0,04—0,08 Sekunde), liegt also im Bereich der Eigenperiode des Seismographen, so daß man mit einem Apparat, dessen Eigenperiode etwa 0,01 Sekunde beträgt, gute Erfahrungen bei hinreichender Dämpfung machen würde, aber nur in Hinsicht auf die direkten und reflektierten Wellen, nicht bei den großperiodischen Transversal- und Oberflächenwellen. Zweck der letzten Zeilen ist es, darauf hinzuweisen, daß es sich nach unsern Erfahrungen bei einer neuen Expedition darum handeln müßte, über größere Entfernungen eine Laufzeitkurve zu gewinnen, die Auskunft darüber gibt, ob man die Geschwindigkeit der Wellen im Inlandeis von einer bestimmten Tiefe ab als konstant annehmen darf, daß aber die Gewinnung von Reflexionen mit geringen Mitteln in kurzer Zeit durchzuführen ist, da hierfür, wenn man kein Radio benutzen will, nur etwa

500 m doppeladriges Kabel notwendig ist und die Sprengstoffmenge für eine Station 15 kg nicht zu überschreiten braucht, zumal man ohne Gefahr mit höherer Vergrößerung arbeiten kann. Da für eine Station etwa drei bis vier Tage, Liegetage wegen schlechten Wetters mit eingerechnet, nötig sind, könnten jetzt vom Anfang Mai bis Ende August bei guter Organisation der Reisen an zahlreichen Punkten Reflexionen gewonnen werden. Auch auf die benutzten Registrierfilme sei hier nochmals eingegangen. Wölcken benutzte Bromsilberpapier der Firma Stolze, das er zu Anfang 1930 mit auf die Expedition nahm, Brockamp brachte 1931 für seine Arbeiten Bromsilberpapier der Firma Palaphot mit. Mit dem Papier von Stolze erhielt Wölcken am Winterhaus und auf dem Nordprofil gute Seismogramme. Von da an ließ die Zeichnung der Seismogramme sehr nach, und alle Filme wurden mehr oder minder grau, so daß sich der jetzt auch meist breite Lichtpunkt nicht mehr scharf abhebt. Ob dieses durch das Alter der Filme bedingt ist oder dadurch, daß vielleicht der Lichtschreiber zu stark geheizt wurde, läßt sich nicht entscheiden. Brockamps Filme waren alle bis auf einen bei 120 km gut. Von diesem Film, der die Schüsse von 10—200 m Entfernung enthielt, sind nur vier Seismogramme zu benutzen. Die Filme wurden nach dem Wässern im Wohnzelt, in dem doch nach Beendigung der Arbeiten gekocht und einige Stunden geheizt wurde, auf die Firstleine aufgehängt, an der sonst unsere Kamikker zum Trocknen hingen. Die gesamten Filme waren, da nicht immer alle Filme auf einmal getrocknet werden konnten, in ein bis zwei Stunden trocken. Nach dem Entwickeln, Fixieren, Wässern und Trocknen weisen die Filme in Länge und Breite eine Verzerrung auf, die unter anderm davon abhängig ist, wie das Bromsilberpapier beim Trocknen gehangen hat. Während der Film auch in seiner Längerstreckung im allgemeinen eine Schrumpfung aufweist, zeigt der Film, der der Aufhängestelle nahe liegt, eine Dehnung infolge des Gewichts des nassen, hängenden Films, die die Schrumpfung zum Teil überkompensiert. Da die Längsverzerrung aber nicht über die ganze Breite des Films gleich ist, die Zeitmarkierung und der Abriß sich am Rande, die Seismographenkurven sich aber nahe der Mitte des Papiers befinden, muß untersucht werden, von welcher Größe die Filmverzerrung ist.

Die Tabelle zeigt die Abhängigkeit der Verzerrung von der Breite.

Abstand von Aufhänge-stelle in mm	Abstand vom oberen Rande des Papiers 6 cm breit			
	4,5 mm	17,9 mm	29,2 mm	42,2 mm
80	— 0,5	— 0,4	— 0,5	— 0,5
180	— 1,0	— 1,0	— 1,0	— 1,1
280	— 1,4	— 1,8	— 1,8	— 1,6
500	— 2,5	— 2,9	— 3,0	— 2,8

Hieraus ergibt sich bei einer Registriergeschwindigkeit von 80 cm/sec. ein Zeitfehler von:

Abstand von Aufhängstelle	Abstand vom Rand	
	17,9 mm	29,2 mm
80 mm	+0,001 sec.	+0,001 sec.
180 mm	0,000 „	0,000 „
280 mm	-0,005 „	-0,005 „
500 mm	-0,005 „	-0,006 „

Die Filme wurden beim Trocknen willkürlich aufgehängt, so daß die Schußstellen unterschiedliche Verzerrungen aufweisen. Da in unsrern Fällen die Zeit zwischen Abriß und erstem Einsatz 0,5 Sekunde kaum übersteigt, so ergibt sich infolge der Filmverzerrung für den ersten Einsatz eine Ungenauigkeit von etwa $\pm 0,001$ Sekunde, für die reflektierten Wellen mag der Fehler $\pm 0,002$ Sekunde betragen.

Bei späteren Untersuchungen würde es sich empfehlen, die Zeitwippe so zu gestalten, daß man 10 bis 20 Abblendungen in der Sekunde erhält. Es müßte allerdings die Temperaturabhängigkeit der Wippe bestimmt werden. Es würde so die zwar zuverlässigere, dafür aber auch beschwerlichere Stimmgabel in Fortfall kommen.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen, die wir im Hinblick auf spätere, ähnliche Unternehmungen in solcher Ausführlichkeit gemacht haben, folgt jetzt die Besprechung der gewonnenen Ergebnisse, und zwar in diesem Teil nur insoweit, als sie für die Tiefenbestimmung erforderlich ist. Es wird auch jetzt schon auf die Transversalwellen eingegangen. Zusammenfassend werden die erhaltenen Tiefenwerte besprochen.

Die Registriergeschwindigkeit betrug bei Wölckens Registrierapparat durchschnittlich 10 cm/sec., bei Brockamp 8 cm/sec. Es wird aber für die Wölckenschen Werte im allgemeinen keine größere Genauigkeit zu erreichen sein, da, wie oben erwähnt, die Lichtkurve nicht so scharf ist wie im andern Falle. Für die Auswertung wurde eine $1/2$ -mm-Strichplatte benutzt und die Abstände zwischen Abriß und Einsatz, ebenso die Parallaxe der Abrißkurve zu den Seismographenkurven möglichst auf $1/10$ mm unter der Lupe abgelesen. Für die Laufzeit des ersten Einsatzes ergibt sich so eine Genauigkeit von etwa $\pm 0,002$ Sekunde, für die Reflexion ist diese Genauigkeit in den meisten Fällen geringer, da sie vielfach mit kleinen Amplituden im bewegten Seismogramm auftauchten ($\pm 0,03 - \pm 0,005$ Sekunde). Die Einsatzzeiten der großperiodischen Wellen sind meistens mit einem noch größeren Fehler (bis $\pm 0,03$ Sekunde) behaftet, zumal ihr Einsatz besonders bei großen Entfernungen mit einem Auftauchen beginnt. Um eine möglichst einwandfreie und unabhängige Auswertung zu garantieren, wurde dreimal nach obiger Methode in etwa einmonatigem Abstand ausgewertet, nachdem jedesmal nach der Auswertung alle Zeichen auf den

Kurven entfernt waren. Die Ablesung ergab eine Übereinstimmung von $\pm 0,002$ Sekunde. In zwei Fällen war die Abweichung bedeutend größer. Sie betrug in dem einen Fall $+0,006$ Sekunde und in dem andern Fall $+0,004$ Sekunde. Beim Auswerten der Perioden wurde ein Komparator mit einer direkten Trommelablesung von 0,01 mm benutzt. Mit diesem Komparator wurden auch einige Registerstreifen ausgewertet und bei dieser Auswertung innerhalb der Fehlergrenze dieselben Werte wie bei den andern Auswertungen erhalten. Die Sprengentfernungen sind bis 1000 m sicher auf ± 1 m, bei größeren Entfernungen bis auf ± 2 m. Für 120 km liegt eine maßstäbliche Karte von Weiken vor, aufgestellt nach dem Trigonometrischen Sondernivellement für 120 km. Die aus der Karte entnommenen Entfernungen stimmen mit den direkt gemessenen auf 2 m überein, mit Ausnahme des Schußpunktes 1228 m, der nach dem Nivellement nur 1223 m ergibt.

5. Die Beobachtungsergebnisse (Laufzeitkurven).

a) In der Nähe der Weststation.

Diese Sprengungen wurden im Frühjahr — März bis Mai — von Wölcken und Herdemerten ausgeführt. Band I, S. 166, zeigt die Übersichtskarte der Weststation. Im Sommer durchziehen zahlreiche, tief eingeschnittene Bäche die Oberfläche des Eises, und auf Spalten und Klüften dringt Schmelzwasser in die Tiefe. Wie weit es eindringt, hängt von der Temperatur des Gletschers, von seiner Mächtigkeit und von der Menge des einstürzenden Schmelzwassers ab. Zum mindesten wird das Eis in seiner Gesamtheit hierdurch eine wesentlich höhere Temperatur erhalten, als es sonst als arktischer Gletscher haben würde. Beim Gefrieren des Wassers werden 80 Kal. frei, die zur Erwärmung des Gletschers dienen. Die spezifische Wärme des Eises beträgt 0,5 Kal., so daß eine erhebliche Durchwärmung des Gletschers im Herbst vor sich geht. Das grobkörnige Gletschereis wird da, wo das Wasser in abflußlose Spalten stürzte, blasenreiches Blaueis einschließen. — Das Winterhaus selbst lag in einem ziemlich abflußlosen Gebiet ohne große Bewegung. Der Kangerdluarsuk hat große Geschwindigkeiten und ist von zahlreichen Spalten durchzogen. Das Eis auf dem Scheideebuckel zeigt nur wenig Bewegung. Temperaturablesungen im Schacht ergeben bei einer Jahresmitteltemperatur von etwa -11° im Januar bis Mai Temperaturen von etwa -5 bis -6° zwischen 6 und 20 m Tiefe. Im gleichen Sinne zeugt für hohe Temperaturen des Gletschers, daß der im Juni voll Wasser gelaufene 20 m tiefe Schacht erst Mitte September an seiner Basis große Eisnadeln zeigte. Wir haben also in den küstennahen Eisgebieten Grönlands, besonders in Gebieten geringer Bewegung, in die kaum Nachschub vom Inlandeis kommt, ein Eis, das in mancher Beziehung an die Alpengletscher erinnert. Der größte Durchmesser von Gletscher-

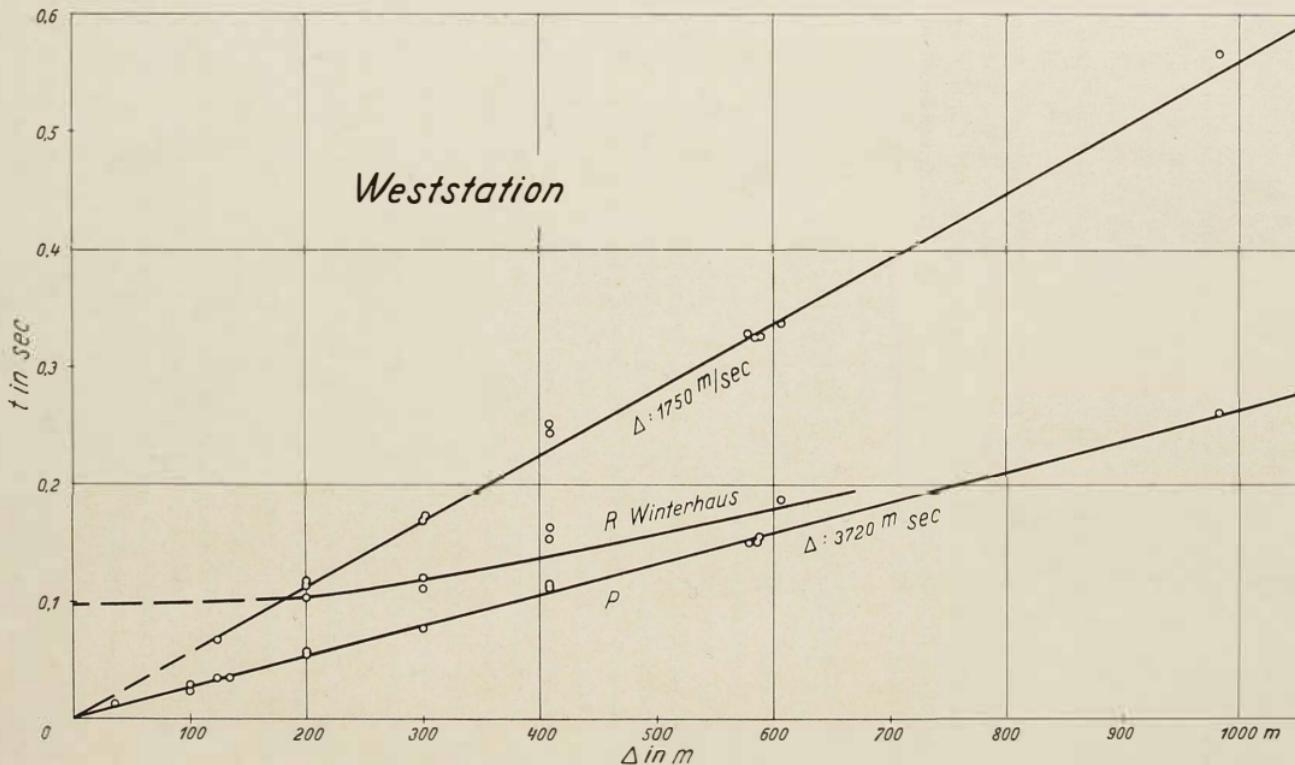


Fig. 7. Laufzeitkurven aus der Nähe der Weststation.

körnern aus der Schachtsohle betrug nach meinen Messungen 20 mm. Die Dichte des Eises von verschiedenen Stücken liegt unter 0,91; im Mittel betrug die Dichte 0,900—0,895. Seismogramm Nr. I 1 bis I 8 sind beim Winterhaus gewonnen, Seismogramm Nr. II auf dem Scheideckrücken, Seismogramm Nr. III 1 bis III 7 auf dem Kangerdluarsuk-Gletscher. Ihr Aussehen erinnert an die in den Alpen gewonnenen Seismogramme. In Fig. 7 ist die Laufzeitkurve der longitudinalen und transversalen Wellen gezeigt. Des weiteren ist eingetragen die Laufzeitkurve der Reflexionen aus der Nähe des Winterhauses. Bei der Auswertung ist Brockamp von den durch Wölcken angegebenen Registrergeschwindigkeiten ausgegangen. Tabelle 2 gibt die beobachteten und die berechneten Werte der longitudinalen Wellen. Hieraus ergibt sich, daß die Laufzeitkurve, die sich bis 900 m erstreckt, am besten wiedergegeben wird durch $t = \Delta / 3720$ m/sec. Die Geschwindigkeit der Transversalwellen, deren Einsatz wesentlich schwieriger zu erkennen ist, da mit ihnen mehrere Wellenarten (Oberflächenwellen) mit nahezu gleicher Fortpflanzungsgeschwindigkeit auftreten, beträgt 1750 m/sec.

Tabelle 2.

Laufzeiten der P-Wellen und Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten.

Weststation.

Spreng- entfernung Δ m	Station	T. beobachtet sec.	T. berechnet sec.	T. berechnet — T. beobachtet sec.
				$\Delta: 3720$ m/sec.
35	Winterhaus	0,014	0,009	— 0,005
100	„	0,029	0,027	— 0,002
100	„	0,026	0,027	+ 0,001
100	Scheideck	0,025	0,027	+ 0,002
122	„	0,036	0,033	— 0,003
135	„	0,035	0,036	+ 0,001
200	„	0,056	0,054	— 0,002
200	Winterhaus	0,057	0,054	+ 0,003
300	„	0,078	0,081	+ 0,003
300	„	—	—	—
302	„	—	—	—
408,2	„	0,112	0,110	— 0,002
408,2	„	0,115	0,110	— 0,005
579	Kangerdluarsuk *	0,152	0,155	+ 0,003
586,7	„	0,151	0,158	+ 0,007
588,2	„	0,156	0,158	+ 0,002
982,5	„	0,263	0,264	+ 0,001

* Die Frequenz der Stimmgabel betrug 50 Schw/sec für alle vier Sprengungen auf dem Kangerdluarsuk-Gletscher.

b) Bei 62 und 82 km Randabstand.

Das Gebiet bei 62 km ist schwach gewellt. Breite Sättel wechseln mit weitspannigen Mulden, vielfach von kleinen und großen Spalten, die bei unserer Arbeitszeit noch zum größten Teil verweht waren, durchzogen. Beim Graben der Sprenglöcher stellten sich die äußeren Schichten als eine Wechsellagerung von Eis und Schnee dar. Vielfach waren unter den Eisbänken Hohlräume, in denen sich nur einige große Schnee- bzw. Eiskristalle befanden. Da diese Hohlräume in weiten Gebieten unter gleichen Eishorizonten gefunden wurden, glauben wir, neben verdeckten Spalten es auf sie zum Teil zurückführen zu können, daß die Einsätze sowohl der direkten Longitudinalwellen als auch der Reflexionen so klein ausgefallen sind. Die Station 2 km SO lag neben einer 8 m breiten Spalte. Wir versuchten, die Tiefe dieser Spalte durch Lotungen zu bestimmen. Bei den beiden Lotungen, die wir ausführten, blieb der 2 m lange Bohrer, der als Senklei diente, in 45 m stecken. Herdemerten und Brockamp gingen an Strickleitern in die Spalte. Es zeigten sich in 17 und 20 m Tiefe — von oben schon zu erkennen — zwei dunkle braungelbe Eishorizonte. Wir wollten von diesen Schichten Eisproben erhalten, konnten aber nicht richtig an die Schicht herankommen. Wir mußten uns mit einem kleinen Stück von diesem Eis begnügen. Das Eis zeigte sich durchgehend als schwach gelblich gefärbt, ohne daß irgendwelche Fremdkörper zu erkennen gewesen wären. Die Probe war so klein, daß ein messbarer Rückstand beim Schmelzen nicht zurückblieb. So weit wir blicken konnten, setzte sich die Wechsllagerung von Eis und Schnee nach unten fort. Es folgt hier eine kleine Zusammenstellung des in dem oberen Teil der Spalte gefundenen Profils.

Profil aus der Spalte bei 62 km.

Richtung von oben nach unten:

60 cm Schnee mit 6 dünnen, blasenreichen Eishorizonten (letzte Tauperioden)	7 cm Schnee (mittelfest)
1—2 cm Hohlräum mit großen Kristallen	1 cm Blaeis
45 cm Schnee mit 5 cm starkem Eishorizont	5 cm Schnee (lose)
1,10 m Schnee mit 9—10 Eishorizonten; 0,5—2 cm stark	3 cm Eis mit großen Blasen
11 cm Eishorizont mit Schneiplättchen	10 cm Schnee (mittelfest)
38 cm Schnee mit dünnem Eishorizont	4 cm Blaeis
10 cm Eishorizont (blasenarm)	4 cm Schnee
30 cm Schnee	7 cm Eis (blasenreich)
5 cm Eis	7 cm Schnee
25 cm loser Schnee mit einem Eishorizont	10 cm Eis in einzelnen Horizonten
5 cm Eis mit Schneelinsen	10 cm Schnee
8 cm loser Schnee	1 cm Eis
11 cm Eis	12 cm Schnee
	3 cm Eis und
	11 cm Schnee (fest).

Westlich der Spalte liegt eine Mulde, deren tiefster Punkt etwa 2,5 km vom Beobachtungszelt entfernt ist. Aus den Aneoridablesungen ergibt sich,

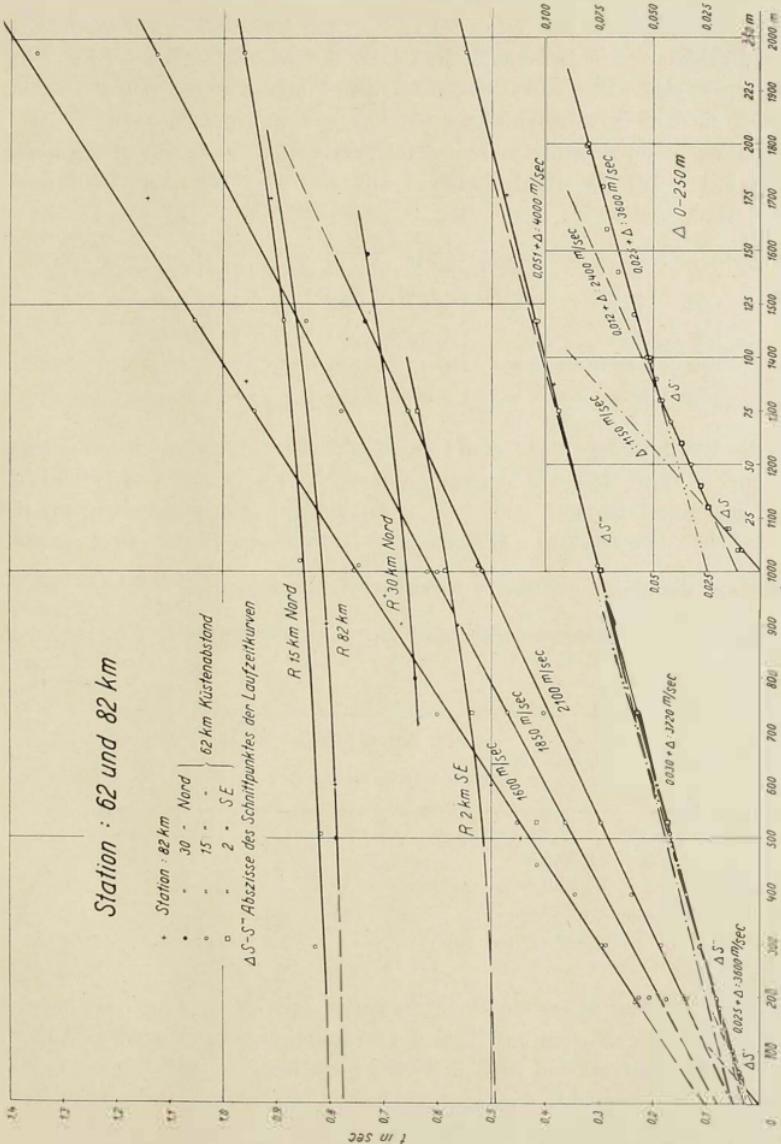


Fig. 8. Laufzeitkurven aus 62 und 82 km Randabstand.

wurden nur zwei Kurven mit Reflexionen erhalten) auf einem Buckel. Westlich der Station 60 km Nord lagen mächtige Firnbrüche.

Für die Aufstellung der Laufzeitkurven* wurden von den Stationen in 62 km Küstenabstand nur 2 km SO und 17 km Nord benutzt. Fig. 8 zeigt die Laufzeitkurven, in denen auch die Laufzeitkurven der Station 82 km (+) eingetragen sind. Das Auffallende bei den Laufzeitkurven der P-Wellen ist, daß sie sich aus geradlinigen Stücken zusammensetzen. Eine Gegenüberstellung der beobachteten Zeiten und der dieser am besten genügenden Werte zeigt, daß die Laufzeitkurven aus einzelnen Geraden zusammengesetzt sind, und zwar:

$$\begin{aligned} \text{von } 10-20 \text{ m resp. } 30 \text{ m durch } t = \Delta / 1150 \text{ m/sec} \\ \text{von } 30-70 \text{ m } t = 0,012 \text{ sec} + \Delta / 2400 \text{ m/sec} \\ \text{von } 80-200 \text{ m } t = 0,025 \text{ sec} + \Delta / 3600 \text{ m/sec} \\ \text{von } 300-1000 \text{ m } t = 0,030 \text{ sec} + \Delta / 3720 \text{ m/sec} \\ \text{von } 1300-1972 \text{ m } t = 0,051 \text{ sec} + \Delta / 4000 \text{ m/sec.} \end{aligned}$$

Daß die Laufzeitkurve nicht eine Gerade ist, ist nicht überraschend. Überraschend ist aber, daß die Laufzeitkurve wenigstens im unteren Teil nicht stetig gekrümmmt ist, um dann in eine Gerade mit konstanter Neigung in die X-Achse überzugehen. Mehrmaliges Nachprüfen führte aber immer wieder auf die gleichen Kurven. Wenden wir die Formel $h = \frac{\Delta s}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$ für die Tiefenberechnungen mehrmals an, so erhalten wir für die einzelnen Schichten

Eine Mächtigkeit von	Die Einfallwinkel i für die einzelnen Schichten ergeben sich aus $\sin i = \frac{v_1}{v_2}$ zu
Schicht 1 7,9 m	$i \approx 29^\circ$
" 2 20,8 m	$i \approx 42^\circ$
" 3 34,0 m	$i \approx 76^\circ$
" 4 150,0 m	$i \approx 68^\circ$
$\sim 215 \text{ m}$	

Auf die Bedeutung dieser einzelnen Schichten soll hernach im Zusammenhang mit den Ergebnissen auf Station 120 km eingegangen werden. Außer den P-Laufzeitkurven sind in Fig. 8 auch noch weitere Laufzeitkurven eingetragen, von denen eine die Geschwindigkeit von 1850 m/sec, die andere von 1600 m/sec. aufweist. Die oberste Laufzeitkurve könnte — besonders unter Berücksichtigung der Werte von 82 km — etwas flacher gezogen

* Bei den Sprengungen in 62 km Randabstand wurde kein besonderer Schallsprengstoff benutzt; das Abrißkabel lag um den Seismiksprengstoff.

werden, so daß sich eine Geschwindigkeit von 1670 m ergibt. Die acht Werte der Station 82 km für Entfernungen von 300 bis 1704 m sind mit in die Laufzeitkurven eingetragen. Diese Werte fügen sich gut in die Werte von 62 km ein. Tabelle Nr. 3 gibt die Laufzeitkurve der berechneten und beobachteten Laufzeiten für 62 und 82 km. Von 300 bis 954 m sind die beobachteten Werte von 82 km am besten wiederzugeben durch $t = 0,03 \text{ sec} + \Delta / 3720 \text{ m/sec}$. Darüber ist nur ein sicherer Punkt erhalten, der sich — wie schon oben gesagt — der Laufzeitkurve von 62 km gut einfügt.

Tabelle 3.

Laufzeiten der P-Wellen und Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten.

Stationen 16,8 km N und 2,5 km SO in 62 km Küstenabstand.

Spreng-entfernung Δ m	Station	T. beobachtet sec.	T. berechnet sec.	T. berechnet – T. beobachtet sec.
			$\Delta : 1150 \text{ m/sek.}$	
10	15 km N	0,009	0,009	0,000
10	2 » SO	0,011	0,009	-0,002
20	15 » N	0,016	0,017	+0,001
20	2 » SO	0,015	0,017	+0,002
			$0,012 + \Delta : 2400$	
30	15 km N	0,025	0,025	0,000
30	2 » SO	0,025	0,025	0,000
40	15 » N	0,028	0,029	+0,001
40	2 » SO	0,028	0,029	+0,001
50	15 » N	0,032	0,033	+0,001
60	15 » N	0,037	0,037	0,000
60	2 » SO	0,037	0,037	0,000
70	15 » N	0,042	0,041	-0,001
			$0,025 + \Delta : 3600$	
80	15 km N	0,046	0,047	+0,001
80	2 » SO	0,047	0,047	0,000
90	15 » N	0,049	0,050	+0,001
98,3	15 » N	0,052	0,052	0,000
100	15 » N	0,053	0,053	0,000
100	2 » SO	0,053	0,053	0,000
100	15 » N	0,052	0,053	+0,001
120	2 » SO	0,059?	0,058	-0,001
140	2 » SO	0,066	0,064	-0,002
160	2 » SO	0,072	0,070	-0,002
180	2 » SO	0,073	0,075	+0,002
196,3	15 » N	0,080	0,080	0,000
199	15 » N	0,081	0,080	-0,001
200	2 » SO	0,080	0,081	+0,001

Spreng-entfernung Δm	Station	T. beobachtet sec.	T. berechnet sec.	T. berechnet — T. beobachtet sec
			0,030 + $\Delta : 3720$	
296	15 km N	0,112	0,110	-0,002
300	15 » N	0,109	0,111	+0,002
395,5	15 » N	0,136	0,136	0,000
508	15 » N	0,168	0,167	-0,001
530	2 » SO	0,172	0,173	+0,001
735	2 » SO	0,228	0,228	0,000
1002	2 » SO	0,298	0,300	+0,002
1011	15 » N	0,304	0,302	-0,002
			0,051 + $\Delta : 4000$	
1300	2 km SO	0,376	0,376	0,000
1469	15 » N	0,410 - 0,420	0,418	-
1972	15 » N	0,544	0,543	-0,001

Laufzeiten der P-Wellen und Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten.

Station 82 km Küstenabstand.

Spreng-entfernung Δm	T. beobachtet sec.	T. berechnet sec.	T. berechnet — T. beobachtet sec.
		0,031 + $\Delta : 3720$	
300	0,111	0,112	+0,001
450	0,153	0,152	-0,001
500	0,165	0,165	0,000
600	0,193	0,192	0,01
902	0,268	0,273	+0,005
954	0,287	0,287	0,000
		0,044 + $\Delta : 4000$	
1350	0,382?	0,381	-0,001
1704	0,471	0,471	0,000

c) Bei 120 km Randabstand.

Bei 120 km ist die Oberfläche schwach gewellt. Der Firn besteht auch in einer Höhe von 2100 m aus einer Wechsellagerung von Eis- und Schneehorizonten, wie folgendes kleines Profil aus einem 5 m tiefen Schacht zeigt:

Von unten nach oben:

35 cm Eis	7 cm Schnee, grobkörnig
4 cm Schnee	1 cm Eis
35 cm Eis, nach oben vorherrschend Schnee mit Eislinsen	3 cm Schnee
	33 cm Schnee

0,5 cm Tauhorizont	60 cm Schnee (dicht)
60 cm grobkörniger Schnee, nach oben hin locker werdend	2 cm Eishorizont
2 cm Eishorizont	101 cm Schnee mit dünnen Trennhorizonten, darüber
30 cm Schnee mit Trennhorizont	20 cm Neuschnee.
2 cm Eishorizont mit grobkörnigen hori- zontal liegenden Schneekristallen	

Die Dichte betrug in 2 m Tiefe 0,37, in 3 m Tiefe 0,49. Die Dichte wechselt schnell, und ihr Wert ist ein rein zufälliger je nach dem, ob in dem zu messenden Block mehr oder minder viel Eishorizonte enthalten sind. Die Temperatur lag in 4,5 m Tiefe bei -19° . Fig. 9 zeigt die Laufzeitkurve 120 km.

Der Film, der die Schüsse von 10 bis 200 m enthält, versagte (siehe oben), und so erstreckt sich die Sprengentfernung von 150 bis 2100 m. Die Laufzeitkurve zeigt im wesentlichen den gleichen Verlauf wie die von 62 und 82 km. Tabelle Nr. 4 gibt die beobachtete und die berechnete Laufzeit. Die Gleichungen für die einzelnen Geraden lauten:

$$\begin{aligned} 0 & - 150 \text{ m (nachgebildet der Station in 62 km Abstand)} \\ 150 & - 200 \text{ m } t = 0,026 \text{ sec} + \Delta / 3600 \text{ m/sec} \\ 260 & - 500 \text{ m } t = 0,033 \text{ sec} + \Delta / 3700 \text{ m/sec} \\ 600 & - 1100 \text{ m } t = 0,044 \text{ sec} + \Delta / 3850 \text{ m/sec} \\ 1230 & - 2100 \text{ m } t = 0,058 \text{ sec} + \Delta / 4000 \text{ m/sec.} \end{aligned}$$

Hierbei kommt den beiden letzten Punkten eine geringere Genauigkeit zu, da bei 1600 m der Lichtpunkt sehr dick ist und die Registriergeschwindigkeit nur 64 cm beträgt. Bei 2100 m fehlt die Zeitmarke. Bei 120 km gibt es von 500 m Entfernung an noch eine Gerade mit der Geschwindigkeit von 3850 m/sec. Die Geschwindigkeit an dem vorliegenden Stück der Laufzeitkurve ist 3700 m gegen 3720 m bei 62 und 82 km. Die gleichen Verhältnisse wie bei 62 km für die oberen Schichten angenommen, ergibt folgende Tiefenwerte und Einfallwinkel:

Tiefe:	Einfallwinkel:
Schicht 1 } 30 m?	—
„ 2 } „	—
„ 3 40 m	i = 76°
„ 4 66,5 m	i = 75°
„ 4a 148 m	i = 74°
<hr/> $\sim 285 \text{ m}$	

Daraus ergibt sich eine Tiefenlage der 4000-m/sec-Schicht — 30 m für die fehlende oberste Laufzeitkurve eingesetzt — von rund 280 m gegenüber 210 m bei 62 km. Die beiden obersten Laufzeitkurven führen auf eine Geschwindigkeit von 1850 und 1700 m/sec.

Tabelle 4.

Laufzeiten der P-Wellen und Differenzen zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten.

Station 120 km Küstenabstand.

Spreng- entfernung Δm	T. beobachtet sek.	T. berechnet sek.	T. berechnet — T. beobachtet sek.
$0,026 + \Delta : 3600$			
150	0,074	0,068	-0,006
180	0,088	0,076	-0,004
196	0,081	0,081	0,000
200	0,083	0,082	-0,001
210	0,085	0,084	-0,001
$0,033 + \Delta : 3700$			
240	0,096	0,098	-0,002
260	0,102	0,103	+0,001
290	0,112	0,112	0,000
300	0,113	0,114	-0,001
320	0,118	0,119	+0,001
350	0,128	0,127	-0,001
380	0,135	0,136	+0,001
500	0,168	0,168	0,000
$0,044 + \Delta : 3850$			
600	0,197	0,200	+0,003
750	0,241	0,239	-0,002
893	0,277	0,276	-0,001
1000	0,304	0,304	0,000
1100	0,330	0,330	0,000
$0,058 + \Delta : 4000$			
1230	0,364	0,365	+0,001
1328	0,392	0,390	-0,002
1600	0,453	0,458	-0,001
2100	0,582	0,583	+0,001

Bei 62 km, 82 km und 120 km war, wie schon oben erwähnt, mit einer kontinuierlichen Zunahme der Dichte mit der Tiefe und einem gleichsinnigen, wenn auch schnelleren Anwachsen der elastischen Eigenschaften des Firns zu rechnen. Auf Grund unserer Beobachtungen müssen wir aber mit einer sprunghaften Änderung nach unten hin rechnen. Aus dem Schnittpunkt der Laufzeitkurve mit der Zeitachse (0,012 Sekunde) ergab sich eine Mächtigkeit der 1150-m/sec-Schicht von rund 8 m. Der Übergang der 3600-m-Schicht erfolgt bei 62 km in 62 m Tiefe, in 120 km Randabstand würde die Tiefenlage — vorausgesetzt, daß der erste Teil der Laufzeitkurve mit dem bei 62 km gleich ist — zu 60—70 m führen. Der Übergang der Geschwindigkeit von 2400 auf 3600 m erfolgt bei 62 km in 30 m Tiefe. An dieser Stelle haben wir es

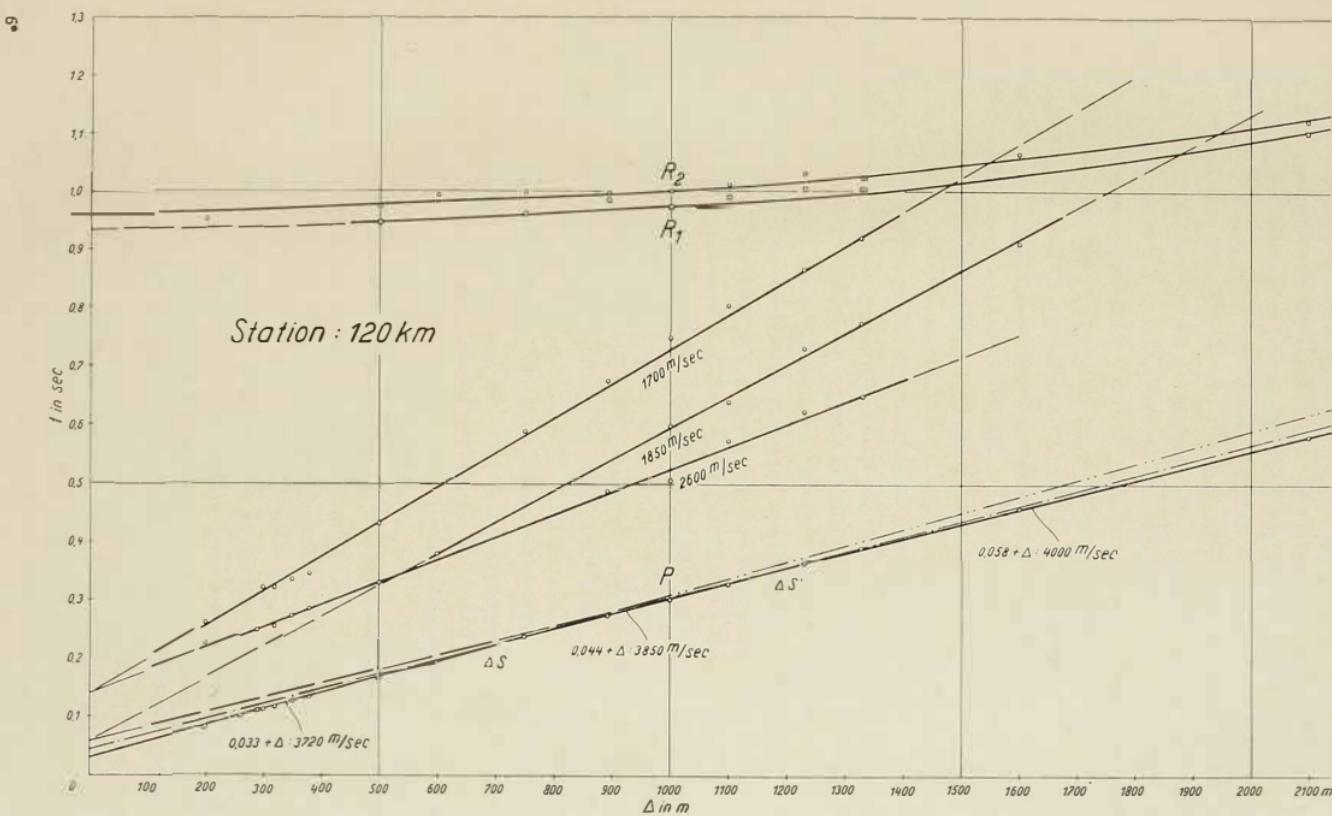


Fig. 9. Laufzeitkurven aus 120 km Randabstand.

mit einem starken Sprung der elastischen Eigenschaften zu tun. Zur Deutung dieser Schichten greifen wir auf die Dichtebestimmungen Sorges in dem 15 m tiefen Schacht in Eismitte zurück²⁹. Extrapolieren wir die von Sorge gegebene Kurve, so wird die Dichte von 0,90 in der Tiefe von 90 m ± 10 m erreicht. Hiernach erscheint es als sehr wahrscheinlich, daß die 60- bzw. 70-m-Schicht mit der Firngrenze zusammenfällt. Hierfür spricht in gewisser Weise auch die auf der Weststation im festen Eis gemessene Geschwindigkeit von 3720 m/sec und die gemessene Tiefe der Spalte bei 62 km. Die oberste Sprungfläche ist vielleicht so zu erklären: Unter normalen Verhältnissen wird die Dichte unter dem auflastenden Druck kontinuierlich nach unten hin zunehmen. Aber durch einen Firnstoß kann eine plötzliche Verdichtung eintreten. Die elastischen Konstanten müssen stark anwachsen. Sorges Dichtekurve zeigt aber nichts von einer größeren Dichte in 7 m Tiefe; von 7 m an ist vielmehr ein langsameres Zunehmen mit der Tiefe bemerkbar. Während die Dichtezunahme bis 7 m etwa 0,02 m beträgt, ist die Dichtezunahme unterhalb bis 15 m nur noch die Hälfte davon. In der Spalte von 62 km war in 7 m Tiefe nichts Auffälliges zu bemerken. — Es könnte aber für die obere Schicht noch eine andere Erklärungsmöglichkeit in Frage kommen. Die Messungen auf See-Eis haben ergeben, daß die elastischen Wellen bei Wellenlängen von 80 m in der 30 cm starken Eisschicht sehr gut geführt werden. Es wäre durchaus denkbar, daß solche bevorzugten dichteren Schichten im Firn vereinzelt die Energieleitung übernehmen. — Einen ähnlichen Schichtsprung wie bei Schicht 1 und 2 finden wir beim Übergang von Schicht 2 zu 3, nämlich von 2400 m/sec auf 3600 m/sec. Unterhalb nimmt die Geschwindigkeit wesentlich langsamer zu.

Die Geschwindigkeit der longitudinalen Wellen beträgt im Kunstein 3230 m/sec ($\rho = 0,917$), im See-Eis 3200 m/sec ($\rho = 0,917$), auf Gletschern (Alpen) 3450—3600 m/sec. Der Dehnungsmodul E ergibt sich aus den statischen Messungen von Koch zu 630 kg/mm^2 , 860 kg/mm^2 , 957 kg/mm^2 . Diese Werte beziehen sich auf See-Eis. Aus den seismischen Beobachtungen berechnete Köhler einen Dehnungskoeffizienten von 700 kg/mm^2 ($\rho = 0,917$) und die Poissonsche Konstante σ zu 0,30. Die entsprechenden Werte sind nach den Messungen von Brockamp und Mothes: Dehnungskoeffizient $E = 692 \text{ kg/mm}^2$ und die Poissonsche Konstante $\sigma = 0,36$. Die Laméschen Koeffizienten λ und μ ergaben sich für Alpengletscher zu $6 \cdot 6 \cdot 10^{10}$ bzw. $2 \cdot 6 \cdot 10^{10}$. Das Geschwindigkeitsverhältnis a/b beträgt in den Alpen 2,14. Aus den Geschwindigkeiten der longitudinalen Wellen von 3720 m/sec und der transversalen Wellen von 1750 m/sec ergeben sich die entsprechenden Werte für die Weststation: $\lambda = 7,11 \cdot 10^{10}$, $\mu = 2,8 \cdot 10^{10}$, $\sigma = 0,36$. Der Dehnungskoeffizient ist 790 kg/mm^2 . Das Verhältnis der Geschwindigkeiten = 2,12. Bei 62 km sind außer den P-Wellen noch zwei Laufzeitkurven mit den Geschwindigkeiten 1850 und 1650—

1700 m/sec eingetragen. Die zur oberen Kurve gehörige Geschwindigkeit ist 0,9 der unteren. Die Deutung, daß die untere Laufzeitkurve die Laufzeitkurve der transversalen Wellen ist, ergibt sich aus folgendem:

für $b =$

1850 m/sec wird:

$$\mu = 3,1 \cdot 10^{10}$$

$$\sigma = 0,365$$

$$a/b = 2,16$$

$$E = 850 \text{ kg/cm}^2$$

1700 m/sec wird:

$$\mu = 2,6 \cdot 10^{10}$$

$$\sigma = 2,6$$

$$a/b = 2,35$$

$$E = 660 \text{ kg/cm}^2$$

Der Elastizitätsmodul nimmt im allgemeinen mit steigender Temperatur ab. Für Alpengletscher haben wir gefunden $E = 690$. Bei Alpengletschern soll nach Heß und andern der ganze Gletscher eine Temperatur von 0° haben. Er soll sich in jedem Punkte auf dem dem jeweiligen Druck entsprechenden Schmelzpunkt befinden*; seine Temperatur wird jedenfalls nur wenig unterhalb 0° liegen. Beim Winterhaus wurden im Schacht Temperaturen von -6° gefunden. E liegt entsprechend der tieferen Temperatur bei 790 kg/mm². Bei 120 km ist die Temperatur in 4,50 m Tiefe -19,2°. Die Temperatur in den oberen Eisschichten dürfte etwa bei -15° liegen. Entsprechend dieser tieferen Temperatur liegt E auch noch höher als bei 62 km. Sein Wert ist 850 kg/mm². Unter Annahme, daß die 1700-m-Welle die Transversalwelle sei, ergäbe sich E zu 660 kg/mm², also kleiner als bei Eis von 0°. Die Welle 5 möchten wir als Oberfläche ansprechen, einmal wegen des Geschwindigkeitsverhältnisses, dann aber auch wegen ihrer Perioden, die — das sei jetzt schon vorweggenommen — von 0,038 bei 400 m auf 0,12 sec bei 1900 m ansteigen. Wegen der größeren Streuung der S-Laufzeiten wurde es bis jetzt noch nicht untersucht, ob die S-Wellen mit wachsender Entfernung steigende Geschwindigkeitswerte besitzen. Falls es gelingt, bei späteren Arbeiten die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen in den zugehörigen Tiefen zu bestimmen, und wenn man die Änderung des Elastizitätsmoduls von Eis mit der Temperatur im Laboratorium experimentell bestimmt, kann man umgekehrt aus den gefundenen Geschwindigkeiten den Elastizitätskoeffizienten berechnen und die im Inlandeis herrschende Temperatur bestimmen. Bei der großen Mächtigkeit des grönlandischen Inlandeises von 1800 bis 2000 m darf natürlich der Druck, der an der Basis rund 180 Atmosphären beträgt, nicht vernachlässigt werden. Aber auch diesen Einfluß wird man wahrscheinlich im Laboratorium statisch bestimmen können. Ein anderer Weg wäre der, daß man in einem großen Block Gletschereis unter verschiedenen Drucken und bei verschie-

* Der Elastizitätsmodul ist im ganzen Gletscher konstant. In Übereinstimmung hiermit wurde von Brockamp und Mothes auf der Pasterze die Geschwindigkeit der an der Grenzfläche Eis—Fels im Eis geführten longitudinalen Wellen (U_p) gleich der Geschwindigkeit der direkten longitudinalen Wellen gefunden.

denen Temperaturen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit bestimmt und mit diesen Werten in die in Grönland gefundenen Werte für die Geschwindigkeit eingeht. Es wurde eingangs betont, daß zur Entscheidung der Frage, ob wir berechtigt sind, die Geschwindigkeit im ganzen Inlandeis als konstant anzusehen, es nötig ist, bei kommenden Expeditionen Schüsse in größeren Entfernungen anzusetzen. Aus obigen Überlegungen finden wir, daß Laufzeitkurven für große Entfernungen sowohl für P- als auch für S-Wellen von Interesse sind zur Entscheidung der Frage, welche Temperatur in der Tiefe herrscht, die der jeweilige Strahl durchläuft. Da die Temperatur des Inlandeises aller Voraussicht nach mit der Tiefe steigt, ist, wenn der Druck nicht kompensierend (eingeschlossene Luft) wirkt, nach unten mit kleineren Geschwindigkeiten zu rechnen.

6. Die Reflexionen.

Die Besprechung der Reflexionen braucht hier nur kurz zu sein. Sie soll nur die Eismächtigkeiten enthalten. Weder die wirkliche Höhe des Untergrundes noch die Frage, inwieweit die Untergrundformen sich an der Oberfläche ausprägen, sollen hier diskutiert werden. Die Reflexionen auf dem Inlandeis heben sich auf den Seismogrammen ersichtlich trotz ihrer kleinen Amplitude durch ihre kurze Periode, die gleich der Periode des ersten Einsatzes ist, gut hervor. Aus den Laufzeitkurven, die sämtlich einen Hyperbelast darstellen, also einer Reflexionslaufzeit genügen, ergibt sich die richtige Deutung der Einsätze.

a) Beim Winterhaus.

Das Aussehen der Reflexionen in der Nähe der Küste unterscheidet sich kaum von dem der Reflexionen in den Alpen. Die in der Nähe des Winterhauses erhaltenen Laufzeiten der Reflexionen und die hieraus berechneten Tiefen sind in Tabelle 5 dargestellt. Für das etwa 5 km lange Profil beim Winterhaus ist ein Querschnitt durch den Gletscher gezeichnet (Fig. 10). Bei der Berechnung der Tiefen haben wir uns begnügt mit der Annahme, daß Schußpunkt, Reflexionspunkt und Aufnahmestation in einer vertikalen Ebene liegen und Spiegelfläche und Oberfläche einander parallel sind. Eine Tiefenbestimmung mit Hilfe einer Hyperbel oder des Spiegelpunktes, wie es Brockamp und Mothes auf Veranlassung von Professor Angenheister für die Pasterze getan haben, ist hier nicht erfolgt, da der Auftauchwinkel doch nicht bekannt ist. Jetzt, wo das Querprofil des Kangerdluarsuk-Gletschers und sein Gefälle bekannt sind, des weiteren seine Oberflächengeschwindigkeit gemessen wurde, kann der Abfluß dieses, wenn auch nicht sehr bedeutenden Gletschers berechnet werden. Sorge hat auf der Vorexpedition für den Kangerdluarsuk Tiefen erhalten, die mit den von Wölcken gewonnenen gut übereinstimmen. Loewe und Sorge fanden

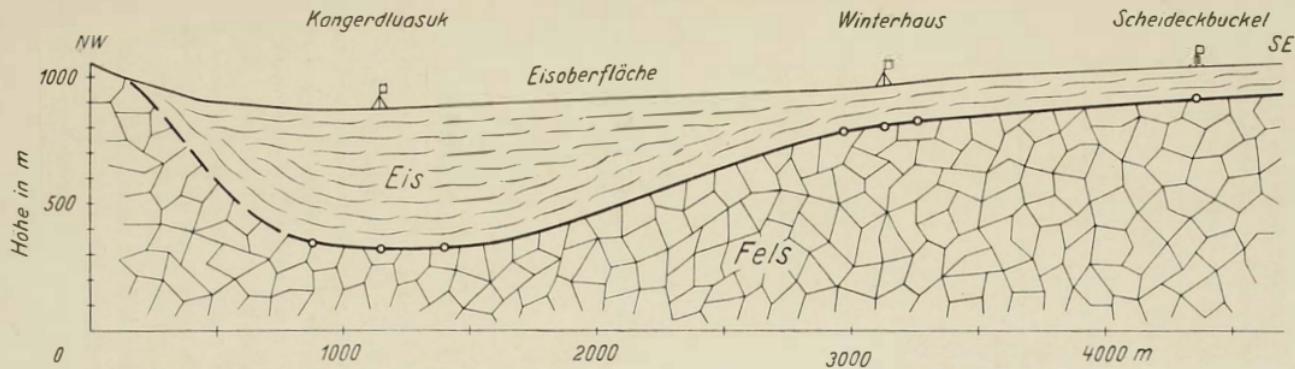


Fig. 10. Querprofil Kangerdluarsuk-Scheideckbuckel.

bei 42 km Randabstand (39 km) eine Eisdicke von 1220 m unter Zugrundelegung einer Geschwindigkeit der Longitudinalwellen von 3467 m/sec. Der Geschwindigkeitswert ist bestimmt zu klein. Für 3720 m (Wert der Weststation) ist die Tiefe $h = 1320$ m.

Tabelle 5.

D. Winterhaus.

Δ m	R_1	R_2	Tiefen in m	
	t. sec.	t. sec.	R_1	R_2
200 N	0,104	—	165	—
300 E	0,121	—	166	—
302 S	0,110	—	137	—
408 N	0,154	—	158	—
408 N	0,164?	—	226?	—
606 N	0,188	—	176	—

E. Scheideckrücken.

14	0,066	—	123	—
100	0,068	—	119	—
135	0,069	—	118	—
200	0,090	—	134	—

F. Kangerdluarsuk-Gletscher.

576 S	0,335	—	552	—
586,7 E	0,385	—	654	—
588 W	0,322	—	524	—
982,5 N	0,386	—	552	—

b) In 62 km Randabstand.

Tabelle 6 bringt die Laufzeiten der reflektierten Wellen und die Mächtigkeit des Inlandeises in 62 km Randabstand. Auf zwei Seismogrammen der Station 39 km Nord sind Reflexionen vorhanden. Da auf diesen Kurven der Abriß fehlt, wurde die entsprechende Laufzeit für die Longitudinalwellen aus der Laufzeitkurve übernommen und die Differenz Reflexion-P-Einsatz hinzugefügt. Wir erhalten dann die obigen Werte für 39 km Nord. Es ergibt sich dann bei einer Geschwindigkeit von 3800 m/sec die Eismächtigkeit zu 1050 m. Es sei hier nochmals erwähnt, daß die Station 30 km Nord auf einem breiten Rücken liegt.

Station 16,8 km Nord liegt in einer Mulde. Fünf Reflexionen wurden auf dieser Station gewonnen. Die Laufzeitkurve ist eine Hyperbel, die Mächtigkeit des Eises schwankt zwischen 1520 und 1565 m.

Die Station 2 km Südost ergab vier Reflexionen, die zu Tiefenwerten von 750 (?), 950 bis 1050 m führen.

Tabelle 6.

C. Station 62 km Küstenabstand.

Δm	R_1 t. sec.	R_2 t. sec.	Tiefen in m	
			R_1	R_2
1. 39 km Nord.				
800	0,640	0,650	1080	—
1594	0,730	—	1080	—
2. 16,8 km Nord.				
296	0,829	—	1565	—
508	0,816	0,877	1525	—
1011	0,857	0,985	1530	—
1469	0,886	—	1520	—
1972	0,96?	—	1530	—
3. 2,5 km SE.				
530	—	0,416?	—	745
735	—	0,536	—	951
1002	—	0,586	—	990
1300	—	0,657	—	1060

c) In 82 km Randabstand.

Fünf Seismogramme zeigen deutlich Reflexionseinsätze. Auch hier ist die Laufzeitkurve ein Hyperbelast. Tabelle 7 gibt die Laufzeiten der reflektierten Wellen und die Tiefenwerte. Die Tiefenwerte schwanken zwischen 1485 und 1530 m.

Tabelle 7.

B. Station 82 km Küstenabstand.

Δm	R_1 t. sec.	R_2 t. sec.	Tiefen in m	
			R_1	R_2
500	0,790	—	1500	—
600	0,790	—	1490	—
902	0,806	0,825	1485	1520
954	—	0,861	—	1580
1704	0,911	0,948	1530	1610

d) In 120 km Randabstand.

Auf Station 120 km wurden neun Reflexionen erhalten. Ihre Laufzeitkurve ist eine Hyperbel, Tabelle 8 bringt Laufzeiten und Tiefen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1850 und 1920 m. Auf der Station 120 km zeigen die Reflexionen eine deutliche Gliederung. Die Reflexionen setzen ein mit klein-amplitudigen, kurzperiodischen Schwingungen von der

Tabelle 8.

Laufzeiten der reflektierten Wellen und Eismächtigkeiten
für $v_m = 3800$ m/sec.

A. Station 120 km Küstenabstand.

Δ m	R_1	R_2	Tiefen in m	
	t. sec.	t. sec.	R_1	R_2
200	0,952	0,991?	1807	1880
500	0,946	0,974	1785	1830
600	(0,96?)	0,993	—	1860
750	0,962	0,999	1790	1870
893	0,985	0,997	1820	1840
1000	0,974	0,998	1810	1830
1100	0,991	1,012	1800	1850
1230	1,003	1,031	1800	1860
1328	1,005	1,022	1790	1830
1600	—	1,064	1850	1850
2100	1,103	1,123	1820	1860

Größenordnung 0,008 Sekunde, also gleich der Periode der Longitudinalwellen. Innerhalb dieser kurzperiodischen Schwingungen setzen plötzlich groß-amplitudige Schwingungen ein, deren Periode 0,012—0,014 Sekunde beträgt. Die Laufzeitkurve auch dieser Einsätze ist, wie Fig. 9 zeigt, ein Hyperbelast. Die Deutung dieser großperiodischen Reflexionen ist nicht sicher. Es sei hier zunächst einmal angenommen, daß das Inlandeis von einer Moränenschicht unterlagert sei und daß die ersten Reflexionen an der Grenzschicht Eis—Moräne, die zweite an der Grenzschicht Moräne—fester Fels erfolgt ist. Die Geschwindigkeit in nicht gefrorenem, stark durchfeuchtem Sand ist etwa 1400—1500 m/sec. Unter dieser Annahme ergibt sich die Mächtigkeit der Grundmoräne zu 15—30 m. Falls die hypothetische Grundmoräne gefroren ist, liegen ihre Mächtigkeitswerte wesentlich höher. Dagegen, daß unter dem Inlandeis größere Wassermassen angestaut sind, spricht das Aussehen der Seismogramme, sowohl das bei Schüssen als auch bei Windunruhe. Da ja irgendwo auf dem Inlandeis immer stärkerer Wind herrscht, müßte, falls Wasser in größeren Mengen vorhanden ist, das Inlandeis in starke Eigenbewegung geraten. Die Perioden dieser Eigenschwingungen müßten sehr großperiodisch sein. Von starker großperiodischer Bodenunruhe — die geringe Vergrößerung unserer Apparate für großperiodische Wellen mit berücksichtigt — ist in keinem Seismogramm etwas zu sehen. Auch auf diesen zweiten Einsatz innerhalb der Reflexionen muß bei neuen Expeditionen geachtet werden.

Die vorstehenden Tiefenwerte wurden unter der Annahme paralleler Schichtung mit einer konstanten Geschwindigkeit von 3800 m/sec berechnet. Trotz der zahlreich vorliegenden Seismogramme ist es nicht ge-

lungen, zu entscheiden, ob die Annahme konstanter Geschwindigkeit berechtigt ist. Die Annahme, daß Isooberfläche und Grenzfläche Eis—Fels parallel sind, ist sicher nur eine ganz grobe Annäherung, denn die Mächtigkeitswerte auf einer Station zeigen Schwankungen bis zu 100 m auf einer Gesamterstreckung von 1000 m. In Wirklichkeit wird also der Untergrund Grönlands ziemlich stark modelliert sein und obigen Werten kommt höchstens die Bedeutung von Mittelwerten zu, da wir auf keiner Station sicher sein können, den wirklich tiefsten und höchsten Reflexionspunkt erhalten zu haben.

Die Fehler, die den Tiefenwerten anhaften, sind bedingt

1) durch Nichtberücksichtigung der Relaisverzögerung. Alle Laufzeiten sind zu klein. Dadurch erscheinen die Geschwindigkeiten der Wellen zu groß und andererseits die Tiefen zu klein.

2) durch fehlerhaftes Ablesen der P-Einsätze ($\pm 0,002$ Sekunde); ein Geschwindigkeitsfehler, der aber bei genügend viel Beobachtungen herausfällt, und der R-Einsätze ($\pm 0,005$ Sekunde);

3) durch Annahme der mittleren Geschwindigkeit von 3800 m/sec, ohne Anhalt darüber, ob dieser Wert der tatsächlichen mittleren Geschwindigkeit entspricht.

4) Durch Annahme paralleler Grenzflächen und Annahme, daß Spreng-, Beobachtungs- und Reflexionspunkt in einer Vertikalebene liegen.

5) Durch Nichtberücksichtigung der Phasenverschiebung.

Die Papierverzerrung (Entwickeln, Wässern, Trocknen) kann bei kurzen Längen vernachlässigt werden.

Die gesamten Fehler, die einem Tiefenwert anhaften, dürften kaum größer sein als ± 70 m, d. h. bei einer Eistiefe von 1800 m gleich 3%.

III. Ergänzende Untersuchungen.

Von Bernhard Brockamp.

1. Oberflächenform und Felsuntergrund.

In ersten Teil dieser Arbeit wurde bei der Besprechung der Eistiefen der Weststation ein Querschnitt durch das Gebiet Scheideckbuckel-Winterhaus-Kangerduarsuk-Gletscher gegeben (Seite 87). Diese Abbildung zeigt augenfällig, wie sich der Untergrund in der Oberfläche ausprägt. Die Eismächtigkeiten sind hier nicht groß, 100—600 m. Von wesentlich größerer Bedeutung ist die Frage, wie stark sich die Untergrundsformen in der Oberfläche in nicht unmittelbarer Nähe der Küste ausprägen. Auf allen Expeditionen, z. B. Nansens, De Quervains, I. P. Kochs und A. Wegeners und auch auf der letzten Expedition Alfred Wegeners, wurde beobachtet, daß Unebenheiten auf der Eisoberfläche auftreten, die in den Randgebieten kurzspannig sind und größere Niveauunterschiede aufweisen, nach dem Inneren hin verflachen und weitspannig werden. Ein großer Teil dieser Wellen ist sicherlich, wie es bereits Nansen annimmt, vom Untergrund bedingt; es sei hier an Hand unserer seismischen Daten, an Hand von Barometerprofilen und eines Spezialnivelllements in 120 km, versucht, Zusammenhänge zwischen Untergrund und Oberflächenform aufzudecken. Mehr als ein Versuch kann dieses vorerst nicht darstellen, da zu wenig Reflexionspunkte vorhanden sind und da zu viele bisher unbekannte Faktoren eingehen. Unbekannt ist die Temperaturverteilung über das Inlandeis, mithin die Plastizität des Eises sowohl in Abhängigkeit vom Randabstand als hinsichtlich der Tiefe, unbekannt die Horizontalgeschwindigkeit in den einzelnen Randabständen und der Anteil der Verschiebung auf innere Reibung und auf diskontinuierliche Verschiebung auf Blaubändern bzw. Scherflächen, unbekannt die durch das Vorausseilen der Oberschicht gegenüber der unteren Gleitschicht bedingte Verschleppung der Untergrundsform.

a) Die Großformen. Das Nordprofil erstreckt sich von $71^{\circ} 11'$ bis $71^{\circ} 38'$ nördl. Breite und fällt zum größten Teil in Nordrichtung ($50^{\circ} 53'$ westl. Länge). Fig. 11 gibt einen Ausschnitt aus der dänischen Seekarte. Eingetragen sind auf dem Nordprofil die verschiedenen Seehöhen aus dem Barometerprofil und an den Reflexionspunkten sowohl auf dem Nord-

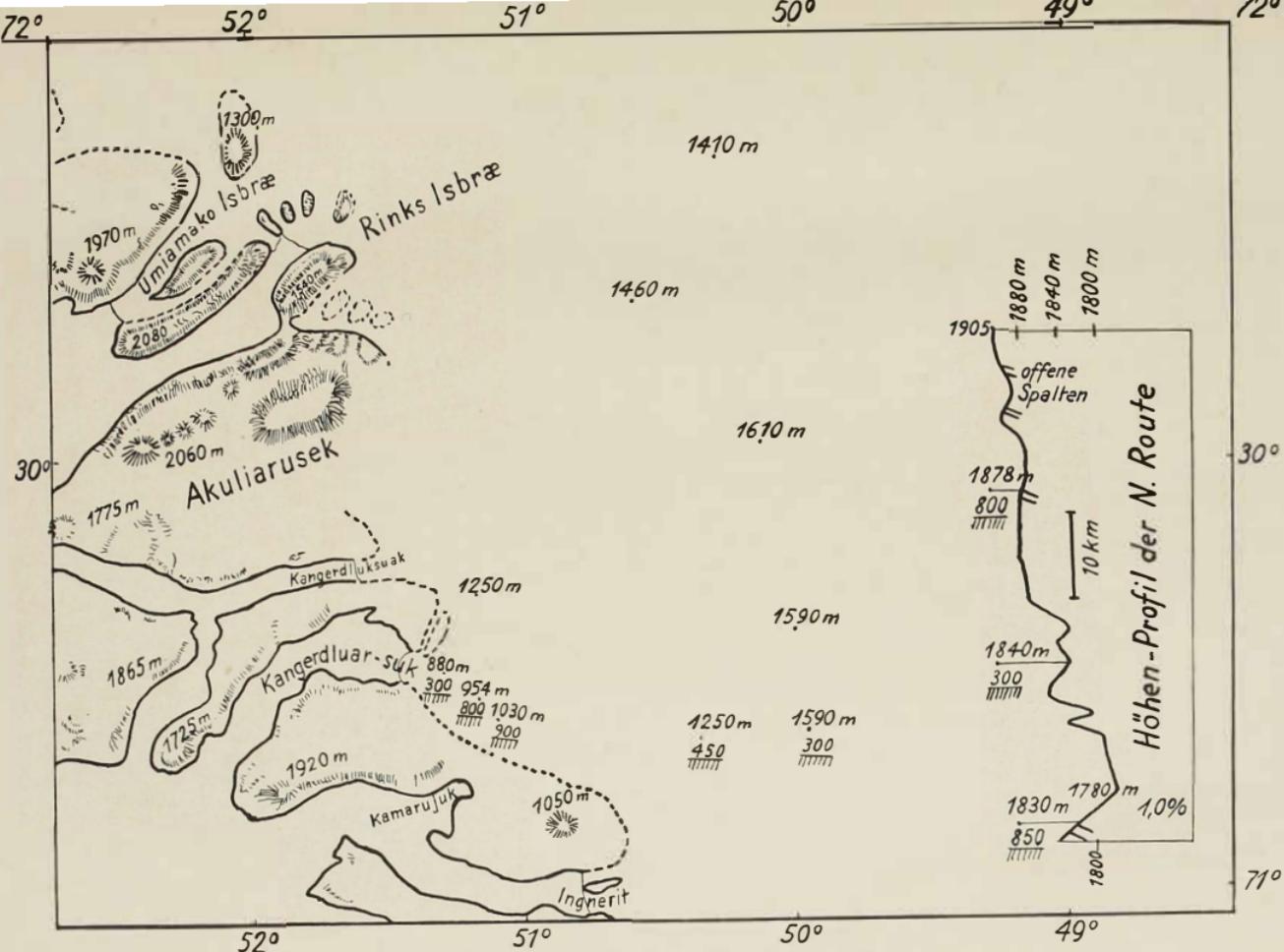


Fig. 11. Karte des Randgebietes mit Höhenprofil der N-Route.

profil als auch an allen andern Reflexionspunkten — auch an den der Vorexpedition — die Höhenlage des Felsuntergrundes (Fig. 11). Bevor auf die Diskussion der Karte eingegangen wird, sei die Gewinnung der Höhenwerte besprochen. Es standen zwei Taschenaneroide der Seismikgruppe zur Verfügung, von denen das eine (12198) von Wölcken (W) abgelesen wurde, das andere von Brockamp (B). Aneroid W zeigte große Trägheit, Aneroid B zeigte weniger Trägheit, aber zeigte einige Male Sprünge von mehreren Zehntel Millimetern. Für Aneroid W liegt eine gute Bestimmung für den Temperaturgang vor. Für den Druck basiert die Korrektur aus Vergleichsmessungen mit dem Quecksilberbarometer auf der Weststation und in Eismitte.

Aneroid Wölcken.

Temperaturkorrektion		Druckkorrektion	
+17,5° C	+7,4 mm	bei 673,1 mm	+5,5 mm
+ 9,5° C	+7,2 mm	671,1 mm	+7,7 mm
+ 5,42° C	+7,9 mm	669,8 mm	+7,5 mm
- 0,0° C	+7,9 mm	661,0 mm	+9,8 mm
- 7,9° C	+6,7 mm	515 mm	+4,0 *mm
-16,2° C	+7,6 mm		* (temperaturkorrigiert)
-20,5° C	+6,6 mm		

daraus ergibt sich die Temperaturkorrektion zu +0,02 mm/+1° C.

In Eismitte betrug der Unterschied bei 515 m Hg und -35° C +3,0 mm, unter Berücksichtigung der extrapolierten Temperaturkorrektion bei 515 mm +4,0 mm.

Aus den Werten +7,7, 7,5 mm und +4,0 mm ergibt sich eine Standkorrektion für das Nordprofil, da auf ihn der mittlere Luftdruck 610 mm beträgt: +6 mm.

Das Aneroid B zeigte nach Holzapfels Angaben, der die Vergleiche auf der Weststation auch für das Aneroid W durchgeführt hat, +0,2 mm pro +1° C. Die Standkorrektion bei +10° C und 675 mm Hg beträgt +7,2 mm. Für das Nordprofil ergibt sich eine Standkorrektion von +6 mm.

In Tabelle 9 sind die Differenzen Weststation gegenüber beiden Aneroiden mit Korrekturen angeführt. Die Höhenberechnung ist nur für Aneroid W als das mit den besten Korrekturen nach der Tabelle von Jordan durchgeführt, als Temperatur der Luftsäule Weststation-Nordprofil ist eine um 6° C höhere gewählte, als sie sich aus den Mitteltemperaturen Weststation (+2,5°) und Nordprofil (-5°) ergeben würde, also +3,5° C. (Horizontales Druckgefälle zwischen Weststation und den Nordprofilstationen ist nicht berücksichtigt.)

Tabelle 9.
Barometerprofil · Nordroute.

Ent- fernungen km	Luftdruck West- station—Luftdruck Nordprofil		Höhen in m	Ent- fernungen km	Luftdruck West- station—Luftdruck Nordprofil		Höhen in m
	West-Br.	[West-Wöl.]			West-Br.	[West-Wöl.]	
58,5	74,5	76,9	1905	21,6	69,0	70,6	1834
56,5	75,7	76,8	1904	21,0	70,7	70,5	1833
52,2	73,1	75,1	1887	20,8	70,6	71,2	1843
51,7	71,4	75,4	1886	18,1	69,4	70,0	1826
47,7	71,1	76,5	1900	16,8	69,9	70,8	1838
46,2	73,9	75,7	1878	16,8	71,2	70,2	1839
40,5	72,4	74,5	1873	14,3	71,4	71,1	1852
39,0	73,1	74,8	1878	13,5	68,3	70,6	1844
39,0	74,3	73,7	1878	12,5	64,8	67,9	1800
36,3	74,7	73,7	1878	11,0	67,3	69,3	1836
31,9	74,9	73,8	1880	11,0	68,8	70,3	1836
27,6	71,9	73,1	1869	9,6	64,3	66,8	1795
25,9	72,0	73,2	1870	4,5	63,2	65,9	1782
24,3	69,5	71,6	1844	2,5	62,2	65,6	1778
24,3	69,8	71,2	1844	0,0	63,8	67,1	1800
22,7	68,7	70,0	1826	2,5 SE	—	—	1830

Höhe: Weststation: 950 m.

Das sich ergebende Höhenprofil ist in starker Überhöhung am Rande der Karte mit eingetragen (offene Spalten sehr stark hervorgehoben). Die Oberfläche fällt von der Station 2,5 km SO (1830 m) nach Norden hin ab zu einer größeren Mulde (1780 m, Gefälle 1,5%). Die Mulde hat eine Ausdehnung von etwa 25 km. Im Nordteil weist sie einige kleinere Erhebungen auf. Der Mulde folgt nördlich ein Hochgebiet; zunächst ein etwa 8 km langer, fast ebener Rücken (1880 m), dann ein weiterer unregelmäßiger Anstieg bis 1900 m. Es liegt nahe, den Anstieg bei 2,5 km SO, der nach Süden hin noch weiter zunimmt, als Scheide aufzufassen zwischen dem Zuflussgebiet des Ingneritgletschers und dem des Kangerdlugsuak und Kangerduarsuk und in den nördlichen Höhenrücken den wesentlich breiteren Höhenrücken zwischen dem Zuflussgebiet des Kangerduarsuk und dem des Kangerdlugsuak einerseits und dem Rinks-Isbrae-Umanako-Iström anderseits, der an der Küste Höhen von über 2000 m aufweist. Es wäre dann die Mulde den beiden Gletschern Kangerdlugsuak und Kangerduarsuk zuzuordnen. Etwa 20 km westlich von unserm Nordprofil liegt das Nordprofil, das von Loewe und Sorge auf der Vorexpedition bis ins Rinks-Isbrae-Gebiet ausgedehnt wurde. Es liegen auf diesem 72 km langem Weg zwar nur vier Höhenbestimmungen vor. Aber auch sie zeigen, daß ein Rücken zwischen Rinks-Isbrae-, Isbrae- und Kangerduarsuksystem vorhanden ist. Die Höhenunterschiede sind recht beträchtlich: im Rinks-Isbrae-System 1410 und 1460 m, in der Kangerduarsukmulde 1590 m,

auf dem Höhenrücken 1610 m. Unsere Annahme, daß der Rücken im Nordprofil der breiteren Scheide zwischen Rinksbrae und Kangerdluarsuk zuzuordnen ist, wird durch diesen Befund weiterhin gestützt.

Die Oberfläche scheint die Großform des Untergrundes anzudeuten. Auf dem Nordprofil liegen Eistiefenmessungen an 3 Punkten vor. Eine auf dem nördlichen Höhenrücken: Eismächtigkeit 1080 m, Felsuntergrund 800 m. Eine im nördlichen Muldenteil, aber noch im Bereich der kleineren Rücken: Eismächtigkeit 1530 m, Untergrund in 300 m Höhe, und eine auf dem Anstieg zum Rücken zwischen Kangerdluarsuk und Ingnerit, mittlere Eismächtigkeit 1000 m, Untergrund 830 m. Diese drei Werte reichen nicht aus, um ein Untergrundprofil zu konstruieren. Sie stehen aber in guter Übereinstimmung mit der Oberflächenform: auf dem Rücken starke Emporwölbungen des Untergrundes, in der Mulde eine große Tiefenlage des Untergrundes; die von Sorge bei Lager Abschied bestimmte Eismächtigkeit von etwa 1300 m führt auf eine Seehöhe des Untergrundes von 300 m, also auf die gleiche Höhe, die die Eisdickenmessungen auf Punkt zwei des Nordprofils ergibt. Diese beiden Werte in Verbindung mit der Felshöhe an einigen Punkten des Kangerdluarsuk-Gletschers (300 m) könnte dazu verleiten, für dieses Abzugsgebiet gleiche Höhenlage des Untergrundes abzuleiten und auf ein sehr einförmiges Hinterland zu schließen. Dem ist aber auf keinen Fall so.

Die Eisdickenmessungen bei 17 km Randabstand führen auf eine Felshöhe von 450 m, und mehrere größere und kleinere Oberflächenerhebungen zwischen Küste und 62 km Randabstand zeigen an, daß der Untergrund größere Niveaunterschiede besitzen muß.

Zusammenfassend kann man sagen, daß in dem Gebiet bis 62 km Randabstand größere Höhenunterschiede im Felsuntergrund auftreten und daß diese in der Oberflächenform zum Ausdruck kommen. Gestützt wird diese Aussage durch die seismisch bestimmten Höhenlagen des Felsuntergrundes an verschiedenen Punkten. Zur Ableitung einer gesetzmäßigen Abhängigkeit von Untergrundform und Oberfläche reichen die vorliegenden Messungen nicht aus. Wohl aber kann man aus einer ausgedehnten Erhebung bzw. Senke in der Oberfläche auf ein entsprechendes Gebilde im Felsuntergrund schließen.

b) Die Kleinformen. Neben diesem Versuch, durch Vergleich mehrerer entfernter Stationen die Großformen der Eisoberfläche auf einen Zusammenhang mit dem Felsuntergrund hin zu untersuchen, wurde auch an jeder Station die Form der Oberfläche aufgenommen und untersucht, ob ein Zusammenhang besteht zwischen Untergrundform und Oberfläche im kleinen. Zu diesem Zweck wurden auf Station 16,8 km N, 2,5 km SO und 82 km Barometerprofile der Oberfläche aufgenommen, außerdem wurde bei 120 km ein trigonometrisches Nivellement von Weicken durchgeführt.

α) Station 16,8 km N. Die Oberfläche fällt auf dieser Station schwach nach Nordwesten, und zwar um 10 m vom Zelt Wölcken bis 1000 m (Gefälle 1%), um von hier an bis 1900 m nahezu horizontal zu verlaufen. Die seismischen Tiefenwerte führen auf vier recht gut übereinstimmende Werte von 1520 bis 1530 m. Oberfläche und Untergrund verlaufen nahezu parallel.

β) 2,5 km SO. Wie schon oben erwähnt, liegt diese Station am Anstieg zur Igneritscheide. Westlich ist ihr vorgelagert die ebenfalls erwähnte Mulde, die im Süden geschlossen ist und nach Norden hin in die große Kangerdlugsuak-Kangerduarsuk-Mulde übergeht. Durch die zahlreichen großen Spalten zwischen seismischer Station und dieser Mulde wird die starke Untergrundstörung noch besonders betont.

Station 2,5 km SE. Randabstand 62 km

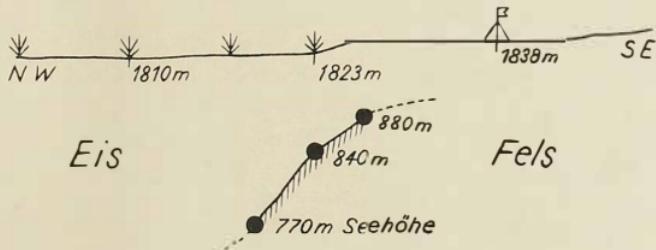


Fig. 12. Oberfläche und Untergrund bei Station 2,5 km SO und 62 km Randabstand.

Fig. 12 gibt die aus Barometerwerten gewonnene Oberflächenform und den seismisch abgeschlossenen Untergrund (Ellipsenkonstruktion). Vom Zelt bis 400 m fällt die Oberfläche schwach nach Südwesten, um bei 500 m mit einer Schleppung in ein Gebiet stärkerer Neigung überzugehen. Der Höhenunterschied ist von 500 m bis 1300 m 15 m. Es liegen leider nur drei sichere Reflexionspunkte vor mit den Tiefen 950 m bei 375 m, 990 m bei 500 m, 1070 m bei 650 m. Die entsprechenden Steigungen sind:

Oberfläche	Untergrund
von 0—400 m 1%	
400—500 m 7%	375—500 32%
500—1300 m 2%	500—650 40%

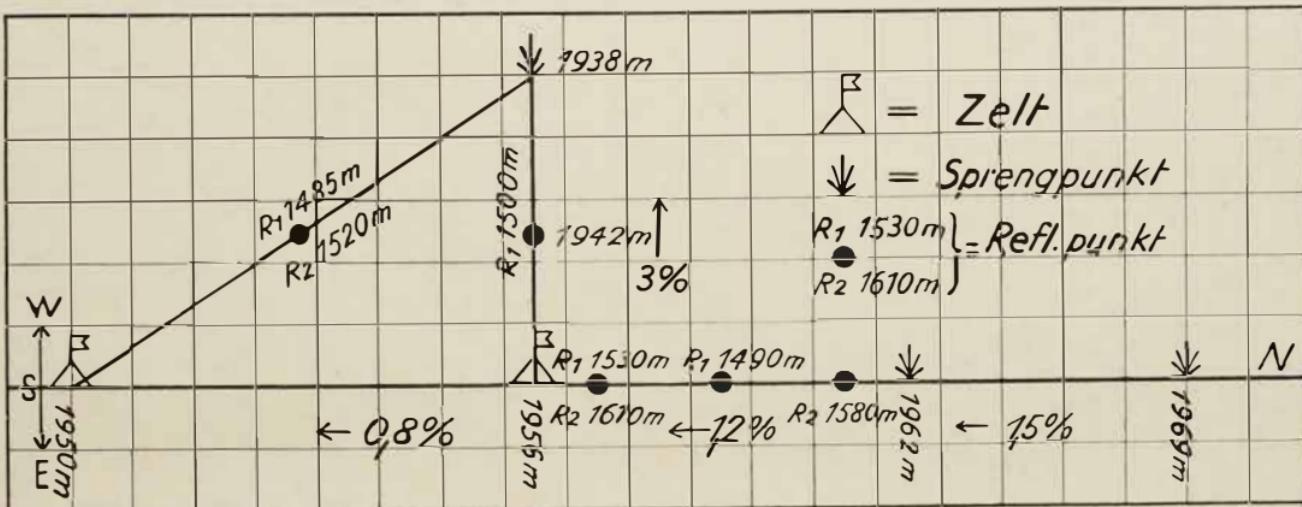


Fig. 13. Übersichtskarte der Station 82 km.

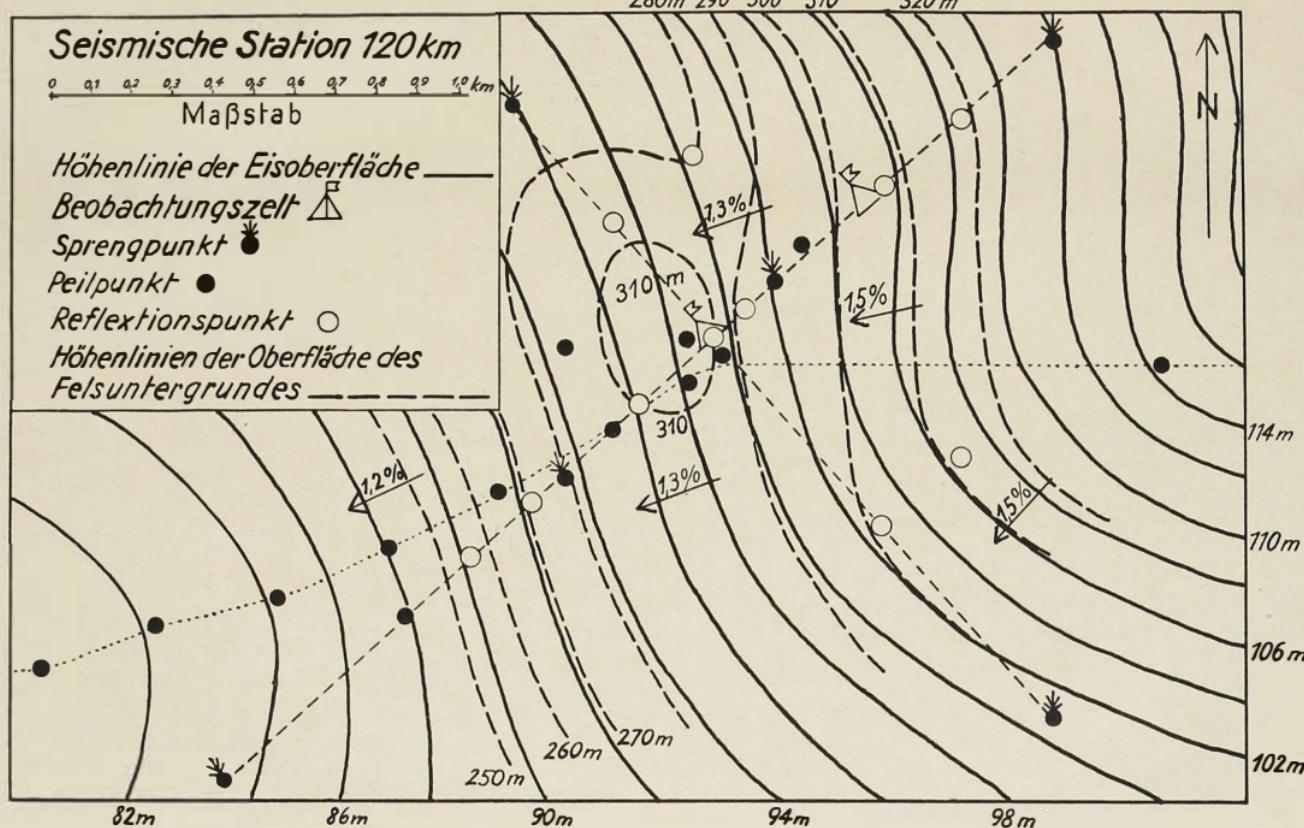


Fig. 14. Karte der Seismischen Station 120 km.

Eine Neigung der Eisoberfläche von 7% ist in dem Gebiet bis 60 km sehr beträchtlich. Wenn die Eisoberfläche vom Winterhaus (900 m) bis zur Höhe 1800 m bei 60 km gleichmäßig ansteigen würde, ergäbe sich eine mittlere Steigung von 1,5%. Eine Zuordnung Oberfläche-Untergrund lässt sich mit drei Reflexionspunkten nicht durchführen. So viel geht aber mit Sicherheit aus diesem Profil hervor, daß Neigungen von mehr als > 2% (bei 60 km) auf Untergrundstörungen hindeuten. —

γ) 82 km: Figur 13 zeigt einen Übersichtsplan der seismischen Station 82 km. Eingetragen sind Sprengpunkte, Beobachtungspunkte, Reflexionspunkte mit berechneten Eistiefen, die Seehöhen und die Neigung der Oberfläche. Die Oberfläche steigt schwach nach Norden, fällt stark (etwa 3%) nach Westen, so daß auch hier mit einer Untergrundsstörung, einem nach Westen abfallenden Höhenzug zu rechnen ist. Die seismischen Werte geben keine sicheren Anhalte über die Untergrundsform. Die Einsätze sind auf einigen Seismogrammen nicht scharf, und so möchte ich aus diesen Werten für unsere Frage keine Folgerungen ableiten. Wohl ergeben sie einwandfreie mittlere Eismächtigkeiten für diese Station. Die fünf Werte führen auf 1500 m + 30 m.

δ) 120 km: Station 120 km ist die beste und größte seismische Station auf dem Inlandeis. Es wurden elf gute Reflexionen erhalten. Im Hinblick auf unsere Frage wurde auf Station 120 km von Weicken ein trigonometrisches Sondernivellement durchgeführt und von ihm die in Figur 14 wiedergegebene Karte entworfen. Die Kreise stellen die Reflexionspunkte dar. Die Oberflächenhöhenlinien sind im Abstand von 2 m (ausgezogen), die Höhenlinien des Untergrundes sind im Abstand von 10 m gezogen (dick gestrichelt; unter der Annahme, daß die Höhenlinie 100 gleich 2100 m ist). Die punktierte Linie markiert die Reiseroute. Das Gebiet fällt von dem Buckel E nach Nordwesten. Das Gefälle liegt zwischen 1,2—1,8°. Als normale Steigung zwischen 60 km (1800 m) und 120 km (2100 m) ergäbe sich eine Steigung von 0,5%.

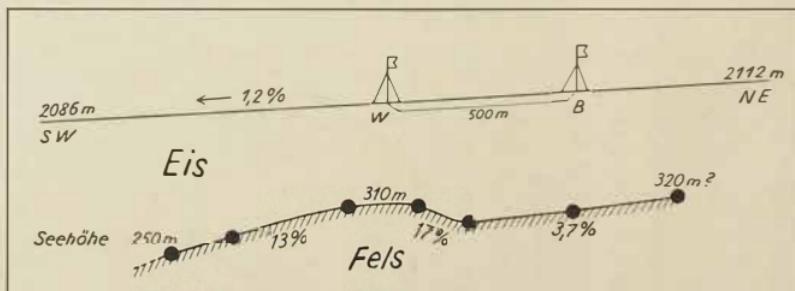


Fig. 15. Oberfläche und Felsuntergrund bei Station 120 km.

In Figur 15 ist ein Querschnitt durch die Gletscheroberfläche und dem Felsuntergrund gegeben. Es mußten bei der Darstellung verschiedene

Überhöhungen von Untergrund und Oberfläche gewählt werden, wie die einpassenden Höhenzahlen zeigen. Die Oberfläche fällt von Nordosten nach Südwesten, und zwar auf der Strecke von 1600 m, auf der der Untergrund von 330 m auf 250 m um rund 80 m fällt, um 18 m = 1,1%. Die Neigung der Oberfläche ist recht gleichmäßig. Anders die Neigung des Untergrundes. Diese beträgt im einzelnen:

Untergrund	Oberfläche
Neigung von A—B 42 m auf 800 m = 5%	
Steigung von B—C 30 m auf 250 m = 12%	1,1%
Neigung von C—B 70 m auf 550 m = 13%	

Von einer unterschiedlichen Neigung des Untergrundes ist in der Oberfläche nichts zu merken. Wohl aber ist die allgemeine Tendenz des stärkeren Anstieges im Untergrund nach Nordwesten auf der Oberfläche ange deutet.

Die bisherigen Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen Untergrundform und Oberfläche ergeben, daß die Großform des Untergrundes — gemeint sind die Formen mit mehreren Kilometern Horizontalausdehnung und mehr als 100 m Höhendifferenz — sich auch im Inlandeise bei 1000—2000 m mächtigem Eis in der Oberfläche anzeigen, daß aber kleinere Einzelheiten des Untergrundes nicht mehr zu erkennen sind. Bis 120 km kann man drei Gebiete unterscheiden. Das 1. ist der ins Meer oder tot endende Gletscher mit gleicher Talform, wie sie die Alpengletscher zeigen (Längsprofil Scheideckbuckel-Winterhaus-Kangerdluarsuk-Gletscher).

Das 2. Gebiet ist das weitere Einzugsgebiet der Gletscher. Dieses wird sich je nach der Größe des Eisstromes verschieden weit ins Land hinein verfolgen lassen. In unserem Falle war dieses Gebiet sicher bis 60 km Randabstand zu verfolgen. Auf der Expedition De Quervains zeigten sich noch Spalten im Hinterland des Jakobshavener Eisstroms bis 145 km Randabstand. Innerhalb dieses Systems sind noch zahlreiche Einzelemente im Untergrund vorhanden, die sich auch in der Oberfläche bemerkbar machen (Steigungen >2%; Nordprofil).

3. Jenseits von 60 km folgt ein Gebiet, in dem Einzelemente in der Oberfläche mehr und mehr zurücktreten. Die ungestörte Steigung würde von 60 km bis 120 km 0,5% betragen, und Steigungen von mehr als 1% dürften auf größere Untergrundstörungen hinweisen. Das Gefälle beträgt bei 82 km 3%, bei 120 km 1,1—1,5%. Aus den vorliegenden — noch vereinzelten Messungen — läßt sich mit Sicherheit schließen, daß der Untergrund Grönlands in dem untersuchten Teil keine einförmige Tafel darstellt, wie man es für einen alten Schild erwarten könnte, daß er vielmehr stärker modelliert ist. Daß nur die erudierende Tätigkeit des Eises die Höhen und Senken geschaffen hat,

erscheint unwahrscheinlich. Ein Teil der Unebenheiten wird schon als alte Strukturelemente des Nordgrönlandblocks vor der Eisbedeckung vorhanden gewesen sein und mag durch die Wirkung des Eises eine neue Herausarbeitung erfahren haben. Für einen Teil der Höhen, besonders für die, die der Küste nahezu parallel verlaufen, wird man wohl diskontinuierliches Einsinken von Schollen an alten Verwerfungen unter der Eisbelastung annehmen müssen.

2. Die Perioden der direkten und reflektierten longitudinalen Wellen.

Nachstehend sind die Perioden der direkten und reflektierten longitudinalen Wellen einer Untersuchung unterzogen. Vorausgenommen sei, daß es sich bei beiden Wellen um außerordentlich kurzperiodische Schwingungen handelt, von der Größenordnung 0,008 sec. — Auf dem Pasterze-gletscher ergab sich als Periode dieser Wellen, aus den Untersuchungen von Brockamp $\sim 0,02$ sec. Dieselbe Periode stellten Gericke und Müller auf dem Rhonegletscher fest. Im ersten Fall beträgt die Eismächtigkeit Mittel 300 m, im zweiten Fall 200 m. Man darf wohl sagen, daß 0,02 sec. die Periode der longitudinalen Wellen im ungeschichteten Gletschereis, das sich auf dem Schmelzpunkt befindet, ist.

Der große Unterschied zwischen den auf Alpengletschern und in Grönland gefundenen Werten einerseits, die Wichtigkeit der Perioden für die Identifizierung der Wellen anderseits — besonders in Grönland —, erfordert, daß hier etwas mehr über die Periodenaufzeichnung der benutzten Seismographen gesagt wird.

a) Der Wiechertsche Vertikalseismograph (G. Z.).

K. Wölcken benutzte dasselbe Instrument, daß B. Brockamp und H. Mothes auf dem Pasterze-Gletscher zur Verfügung gestanden hatte. Die Eigenperiode dieses Instruments betrug während der Expedition etwa 0,056 sec. Von Mal zu Mal änderte sich die Eigenperiode ein wenig, je nach der herrschenden Temperatur. Kurzperiodische Schwingungen könnten an dem Apparat ausführen, die Spiegelachse mit Stoßstange bei nicht richtiger Einspannung, d. h. wenn die Spiegelachse in den Lagern zuviel Spiel hat und der Stoßdraht (0,1-mm-Stahldraht) zu kurz oder zu lang ist, der letzte Drehhebel, der als solide Konstruktion aus Messingdraht hergestellt ist und einen gespannten Draht als Drehachse hat, und ferner noch der Dämpfungskolben. Um nachzuprüfen, welche Schwingungen diese Systeme aufweisen, wurde bei arretiertem Kreuzfederhebel die Spiegelachse, die Drahtachse des Drehhebels und der Dämpfungskolben angezupft, letzteres geschah bei enttarriertem Kreuzfederhebel. Die Periode beträgt bei den ausgezählten Schwingungen:

	T	n
Beim Anzupfen der Spiegelachse	0,006 sec	162 Schw/sec
Beim Anzupfen der Drehachse	0,006 sec	161 Schw/sec
Beim Anzupfen des Dämpfungskolbens	0,006	163 Schw/sec

Es wird offenbar bei dem recht kräftigen Anzupfen immer nur ein und derselbe Teil zu Schwingungen angeregt.

Diese Periodenlänge liegt unter der in den Seismogrammen auftretenden von 0,08 sec ($n=125/\text{sec}$).

Beim Bestimmen der Eigenperiode und der Dämpfung, wobei recht große Ausschläge erreicht werden, treten weder auf dem Inlandeise noch auf dem Gletscherbecken in Kamarajuk irgendwelche kurzperiodischen Schwingungen auf. Sie sind in keinem Falle auch nur angedeutet.

b) Der Askania-Seismograph (Z und H).

Die Eigenperiode ist für beide Komponenten gleich, sie beträgt: 0,07 sec.

Kurzperiodische Schwingungen können vor allen bedingt sein durch nicht richtige Spannung des um die Spiegelachse gelegten Haares, das mit dem einen Ende an dem Seismographenhebel befestigt ist, mit dem andern Ende über eine kleine Spiralfeder an dem Gehäuse. Die Spannung des Haares kann leicht über die Spiralfeder reguliert werden. In mehreren Fällen treten diese Spiegelgehänge-Schwingungen auf, in zahlreichen Fällen waren sie vollständig unterdrückt. Beim Bestimmen der Eigenperiode treten diese kurzen Schwingungen als Überlagerungen auf. In einem Fall betragen sie für Ask. Z 0,009 sec, für Ask H 0,0098 sec.

c) Der Horizontalseismograph nach Professor Angenheister (G. H.).

Die Eigenperiode dieses Apparates beträgt 0,097 sec. Zum Unterschied der Haarbefestigung bei dem Askania-Seismograph sind hier die Enden des um die Spiegelachse gelegten Kokonfadens an den gabelförmig gestalteten Hebel selbst befestigt, ohne Zwischenschaltung einer Spiralfeder. Bei dieser Art der Spiegelübertragung treten innerhalb dieser keine Rückstellkräfte auf.

Gründe, die dafür sprechen, daß die aufgezeichneten Bewegungen von P und R periodengetreu aufgeschrieben sind.

Einige Seismogramme des G. Z geben uns direkt Material in die Hand, um uns von der getreuen Wiedergabe der Perioden zu überzeugen. In manchen Fällen schwang die Stimmgabel so kräftig, daß der Untergrund in erzwungene Schwingungen versetzt wurde, die von dem Seismographen aufgeschrieben wurden. Auf das gleiche Stück Registrierfilm entfallen gleichviel Schwingungen des Seismographen neben den mitregistrierten Stimmgabelschwingungen, Frequenz 50. Störungen von der

Periode 0,02 sec werden also von dem Wiechertschen Vertikalapparat periodengetreu aufgeschrieben*.

Die kurzperiodischen Störungen treten beim G. Z nur anfangs des Bebens (also in P) und noch an einer späteren Stelle, die wir auf Grund der Laufzeitkurven als R bezeichnet haben, auf. Sonst im ganzen Seismogramm nicht wieder. (In einzelnen nahen Schüssen noch im Schall.)

In Grönland wurden auch noch einige seismische Beobachtungen auf dem ebenen Becken zwischen der Endmoräne des Kamarajuk-Gletschers und seinem jetzigen Ende ausgeführt. In diesen Seismogrammen treten die kurzperiodischen Schwingungen in der Erdbewegung nicht auf, wohl im Schall. Die Periode der ersten Bewegung beträgt für diese Seismogramme $\sim 0,019$ sec bis 0,020 sec.

Der Horizontal-Seismograph nach G. Angenheister ist so gebaut, daß in ihm kurzperiodische Apparatschwingungen nicht auftreten. Auch von ihm werden in P dieselben kurzen Schwingungen aufgeschrieben, ebenso an einer Stelle, an der R deutlich mitregistriert ist.

Beim Askania-Seismographen treten vielfach die kurzen Haarschwingungen auf, aber zu Anfang in P und in R tritt dieselbe Periode wie bei G. Z und G. H auf, und außerdem zeigt sich diese Schwingung klar in den Seismogrammen, in denen die Haarschwingungen vollständig unterdrückt waren. Die mit dem Askania-Apparat auf dem Kamerajuk-Gletscherbecken gewonnenen Seismogramme zeigen dieselben Perioden wie der G. Z. Für die ersten Bewegungen betragen sie für Ask. Z und H 0,018 bis 0,020 sec. (Kurze Perioden treten als Überlagerungen erst auf im Schall: 0,005 bis 0,010 sec.)

Für die getreue Aufzeichnung spricht beim Göttinger Z wie beim Askania Z und H noch das Auftreten eines zweiten Einsatzes innerhalb von R mit der größeren Periode 0,012—0,014 sec.

Fassen wir dieses alles zusammen, so folgt, auch wenn keine weiteren experimentellen Untersuchungen über die getreue Aufschreibung kurzperiodischer Schwingungen für die vier benutzten Seismographen von uns durchgeführt sind, daß von den ganz verschiedenen gebauten Seismographen G. Z, G. H, Ask. H und Z die kurzperiodischen Schwingungen in P und R periodengetreu aufgeschrieben sind und, wie wir auch erwähnen wollen, mit einer dynamischen Vergrößerung $B=0,9$ V der statischen Vergrößerung.

Das Verhältnis der Perioden der Bodenbewegung zur Eigenperiode

* Im Geodätischen Institut, Kopenhagen, wurde innerhalb größerer Arbeiten dieses Institutes zur experimentellen Seismik für einen gleichen Wiechertschen Feldseismographen die Resonanzkurve aufgenommen, die im Frequenzbereich $n=25$ —350 ein Maximum bei $n=150$ —170 aufweist (zu erwarten bei $n=162$); hieraus folgt, daß die in P und R auftretenden Perioden von 0,008 sec ($n=135$) nicht von schwingenden Apparateilen herühren können.

beträgt im Fall G. Z: $T/T_0=0,14$; G. H: $T/T_0=0,09$; Ask. Z: $T/T_0=0,11$; Ask. H: $T/T_0=0,11$. Für harmonische Schwingungen ergäbe sich nach Wiechert für alle drei Fälle unabhängig von der Dämpfung $\mathfrak{V}=V$.

Nach Nakamura ergibt sich als dynamischer Vergrößerungsfaktor \mathfrak{V} für das erste Maximum der Bewegung, für harmonische Schwingungen $\xi = \xi_0 \sin \omega t$:

$$\begin{array}{ll} \text{Für ungedämpftes Pendel im Falle} & T/T_0=0,14 \quad \mathfrak{V}=0,98 \text{ V} \\ & T/T_0=0,09 \quad \mathfrak{V}=0,99 \text{ V} \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} \text{Für kritisch gedämpftes Pendel} & T/T_0=0,14 \quad \mathfrak{V}=0,78 \text{ V} \\ & T/T_0=0,09 \quad \mathfrak{V}=0,88 \text{ V} \end{array}$$

Nach Berlage ergibt sich als dynamischer Vergrößerungsfaktor unter Annahme, daß die Bodenbewegung dem Gesetz: $\xi = A t e^{-at} \sin \omega t$ genügt, für das Dämpfungsverhältnis: 5:1:

$$\begin{array}{ll} \text{für } T/T_0=0,14 & \mathfrak{V}=0,88 \text{ V} \\ & T/T_0=0,09 \quad \mathfrak{V}=0,93 \text{ V} \end{array}$$

Dieser letzte Ansatz entspricht sicher recht gut der ersten Bewegung im Seismogramm. Für unsern Fall, in dem wir mit allen drei Komponenten gearbeitet haben (G. H=0,09, Ask. Z und H=0,11 sec), könnten wir wohl mit hinreichender Genauigkeit mit $\mathfrak{V} \sim 0,9$ V rechnen. Die Auswertung der Perioden von P und R erfolgte mit einem Komparator. Es wurde in den Stücken der Registrierung, in denen eine große Anzahl regelmäßiger Schwingungen vorlagen, diese in der Gesamtheit ausgewertet. Wo stärkere Störungen im Seismogramm auftreten, wurden eine bis drei Perioden ausgemessen. Da keine Periodenabhängigkeit von der Entfernung festgestellt wurde, erübrigt sich eine vollständige Wiedergabe der Auswertung.

Das Ergebnis dieser Auswertung ist:

1. Die Periode der direkten longitudinalen Wellen ist gleich der reflektierten longitudinalen Wellen, wie aus den Registrierungen von vier Seismographen, von denen drei ganz unterschiedlich konstruiert waren, hervorgeht, und unabhängig von der Entfernung. Ihr Betrag ist 0,08 sec (125 n). Beim Winterhaus wie auch bei 120 km Randabstand wurde für P und R dieselbe Periode gefunden.

2. Innerhalb der reflektierten Wellen treten mehrfach großamplitude Einsätze auf, mit der Periode 0,012—0,014 sec sowohl in den Registrierungen G. Z als auch Ask. H und Ask. Z.

3. Wir haben in der Periodenauswertung ein Mittel in der Hand, longitudinale Wellen im Eis, auch wenn sie verschiedene Wege genommen haben, zu identifizieren, d. h. in unserm Falle die reflektierten longitudinalen Wellen in den Seismogrammen als solche zu erkennen.

Der Unterschied der Periode auf Alpengletschern und in Grönland ist recht beträchtlich, ob dieser Unterschied nur durch die Temperatur be-

dingt ist, erscheint fraglich, da die berechneten Elastizitätsmodul nicht so stark voneinander abweichen. Vielleicht spielt die Schichtung im Firn eine ausschlaggebende Rolle.

3. Amplituden und Auftauchwinkel der direkten und reflektierten longitudinalen Wellen.

Im vorhergehenden Paragraphen (Periode von P und R) war bereits erwähnt, daß der Vergrößerungsfaktor von P- und R-Wellen ($T=0,008$ sec) bei einer Eigenperiode T_0 von G. H = 0,09 sec, Ask. Z und H = 0,11 sec $\mathfrak{B} \sim 0,9$ V ist. Unter dieser Voraussetzung sind die Amplitudenbetrachtungen von P und R durchgeführt. Die Auswertung geschah, da die Amplitude des ersten Einsatzes von P und R vielfach nur einige Zehntel Millimeter beträgt, mit einem Komparator, der mir im Geodätischen Institut, Kopenhagen, freundlichst zur Verfügung gestellt wurde. Um bei dem geringen Betrage der Amplitude den Fehler möglichst herabzudrücken, wurde immer die Doppelamplitude ausgewertet. Die Grenze der Ablesegenauigkeit ist vor allem gegeben durch die Breite des Lichtpunktes; es wurde nach Möglichkeit immer von der Mitte der Kurvenlinie ausgegangen. Der Ablesefehler dürfte 0,05 mm nicht übersteigen. Aber auch dieser Fehler behaftet die Amplitudenauswertung und die daraus gezogenen Folgerungen, besonders die quantitativen, mit einem beträchtlichen Fehler (10—20%), zumal hinzukommt, daß nicht immer die zeitlich einander zu ordnenden Ausschläge exakt erfaßt sind (vor allem beim Göttinger H, dessen V um die Hälfte unter der von Ask. Z und H lag). Beschränkt habe ich mich bei der Auswertung auf die Stationen 82 und 120 km; der Bereich erstreckt sich für die drei Komponentenbeobachtungen auf $\Delta = 500$ m bis $\Delta = 2100$ m, für die Amplituden von P und R in der vertikalen Komponente von $\Delta = 200$ m bis $\Delta = 2100$ m.

Aus den Amplituden-Anteilen der Horizontalkomponenten ist zunächst die Schwingrichtung der Eisteilchen an der Oberfläche in der Horizontalen bestimmt: $\tan \alpha = \frac{H_{\parallel}}{H_{\perp}}$.

Dann aus der Totalverrückung in der Horizontalen und dem Bewegungsanteil in der Vertikalen der scheinbare Emergenzwinkel $\bar{\epsilon}$; $\tan \bar{\epsilon} = Z / \sqrt{H_{\parallel}^2 + H_{\perp}^2}$. Der scheinbare Einfallswinkel \bar{i} ist $\bar{i} = 90^\circ - \bar{\epsilon}$. Es gibt dann nach E. Wiechert $\bar{i} = z_i$ (i der Austrittswinkel des an der Reflexionstelle erzeugten transversalen Strahls). Daraus ergibt sich: $\cos e = \gamma \sqrt{\frac{1 - \sin \bar{\epsilon}}{2}}$, wo γ gleich dem Verhältnis der Geschwindigkeiten der longitudinalen und transversalen Wellen in der obersten Schicht ist. Setzen wir $\gamma \approx 2$, was wohl erlaubt scheint, so erhalten wir $\cos e = \sqrt{2(1 - \sin \bar{\epsilon})}$.

Tabelle 10.

Amplituden, Amplitudenverhältnisse und Auftauchwinkel.

120 km

Δ m	P			R ₁			R ₂			P			R		R ₁ /P	R ₂ /P
	Z	H II	H I	Z	H II	H I	Z	H II	H I	$\bar{\alpha}$	\bar{e}	i	\bar{e}	i		
	mm															
200	12,0	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—
500	5,8	—	—	1,3	—	—	3,2	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,55
600	1,16	0,4	0,15	0,75	0,2	—	0,9	0,4	—	37°	67°	24°	75°	16° (8°)	0,65	0,78?
750	2,25	—	—	0,55	—	—	1,5?	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,67
900 45°	0,6	0,4	0,3	0,9	0,1	0,1	?	?	—	57°	48°	45°	72°	19° (14°)	1,5	—
1000	1,1	0,5	0,15	0,5	0,2	—	1,5	0,5	—	32°	61°	31°	68°	22° (16°)	0,5	1,35
1100	0,9	—	—	0,6	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	0,67	—
1230	0,9	—	—	0,5	—	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	0,56	1,35
1328 45°	0,3	0,15	0,1	0,2	—	—	—	—	—	53°	60°	52°	—	—	0,7	—
1600	0,9	—	—	1,0	—	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	1,1	2 2
2100	0,3	0,2	—	0,7	0,4	—	—	—	—	57°	36°	59°	38° (30°)	2,3	—	—

82 km

500	1,2	0,5	0,3?	1,05?	1,0?	—	—	—	—	50°	57°	36°	—	—	—	—
600	0,6	0,4	?	0,55	—	—	—	—	—	57°	36°	—	—	0,9	—	—
900	1,3	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	1,3	—
954	0,7	0,4	?	0,8	—	—	—	—	—	61°	31°	—	—	1,1	1,1?	—
1074	0,4	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,0	—	—

In Tabelle 10 sind sowohl die direkten Ablesungen in Millimetern, die Werte für α , \bar{e} , t angegeben, für P und R außerdem noch das Amplitudenverhältnis von R_1/P und R_2/P in der vertikalen Komponente. Für die Amplitudenverhältnisse sind auch die Registrierungen von G. Z herangezogen. G. Z besitzt, wie schon früher erwähnt, eine Horizontal-Empfindlichkeit von 15%. Wenn wir an gleicher Stelle neben G. Z auch noch die beiden Horizontalkomponenten mitregistriert hätten, könnten wir auch die reine Z-Komponente für G. Z darstellen. In Ermangelung dieser H-Komponenten sind die unreduzierten Amplituden mit eingeführt. (Von der immerhin gegebenen Möglichkeit, aus den Registrierungen von G. H und Ask. H, für die in den verschiedenen Entfernungsmitteln dem G. Z gewonnenen Seismogrammen die reine vertikale Komponente zu berechnen, ist abgesehen.) Gerade die Amplitudenauswertung zeigt, daß man, um zuverlässiges Material für Amplitudenbetrachtungen und dem Auftauchwinkel zu erhalten, bestens in drei Komponenten beobachtet, mit Apparaten, deren Eigenperiode sich höchstens um 1% unterscheidet (auch um gleiche Phasenverzögerung zu bekommen) und deren Vergrößerung auch gleich ist.

Aus der Auswertung ergibt sich:

1. Daß die Bodenteilchen beim Eintreffen von P Bewegungen ausführen, die in der Horizontalen beträchtlich von der Richtung Herd-Station abweichen. In den beiden sichersten Fällen, in denen die beiden H-Komponenten unter einem Winkel von etwa 45° zur Richtung Herd-Station schwingen ($\Delta = 900$ m; $\Delta = 1323$ m), beträgt die Abweichung 12° und 8°, im Mittel 10°, die andern größeren Werte dürften dadurch bedingt sein, daß in G. H nicht immer der erste Einsatz exakt erfaßt wurde. Gericke und Müller fanden auf dem Rhone-Gletscher für die direkten P-Wellen (im Gegensatz hierzu sind unsere P-Wellen gebrochene Wellen aus verschiedenen Tiefen) eine Abweichung der Bewegungsrichtung von der Schußrichtung von 8°—40°.

2. Die Auftauchwinkel weichen beträchtlich von 90° ab. Der Einfallswinkel ist um etwa 10° größer als er sich aus der Berechnung nach dem normalen Brechungsgesetz ergibt, wie nachstehende Tabelle zeigt.

Tabelle 11.

Δ	Nach dem Brechungsgesetz	Aus Amplitudenverhältnissen
500 m	19°	36°
600 m	19°	36°
600 m	19°	24°
900 m	19°	(45°)?
954 m	19°	31°
1000 m	20°	31°
1328 m	22°	32°
2100 m	22°	36°

Wenn die aus Amplitudenverhältnissen gewonnenen Winkel auch durch zwei Ursachen mit einem Fehler behaftet sind, einmal wegen der Un-
genauigkeit der Amplitudenablesung, ein andernal wegen der nicht be-
legten Annahme, daß das Geschwindigkeitsverhältnis der longitudinalen
zur transversalen Welle $\gamma \approx 2$ ist, so scheint dieses Ergebnis dafür zu
sprechen, daß der Weg der Strahlen nach dem Fermatschen Satz zu ver-
laufen scheint. (Siehe hierzu Teil 1, Seite 58; und Fußnote auf Seite 57.)

Von einer Abhängigkeit des Emergenzwinkels mit der Entfernung kann für P nicht gesprochen werden.

3. Der Auftauchwinkel für die Reflektion R_1 zeigt hingegen eine Ab-
hängigkeit mit der Entfernung. Der Auftauchwinkel nimmt ab von 74°
bei 600 m Abstand auf 57° bei 2100 m Abstand. Für homogene Eis-
schicht, in der der reflektierte Strahl gradlinig verlaufen würde, wären der
Emergenzwinkel 82° bei 600 m und 60° bei 2100 m. Überraschenderweise
sind die Abweichungen zwischen beobachteten und unter Voraussetzung
homogener Deckschicht berechneten Winkel bei kleinen Sprengentfer-
nungen (600 m) besonders groß (8°). Die 3-Komponenten-Registrierung
zeigt des weiteren, daß bei R, im Gegensatz zu P, der horizontale Bewe-
gungsanteil nur in Richtung Herd-Station fällt (Ausnahme $\Delta = 1100$ m).

Amplitude von P R₁ und R₂ und Amplitudenverhältnisse.

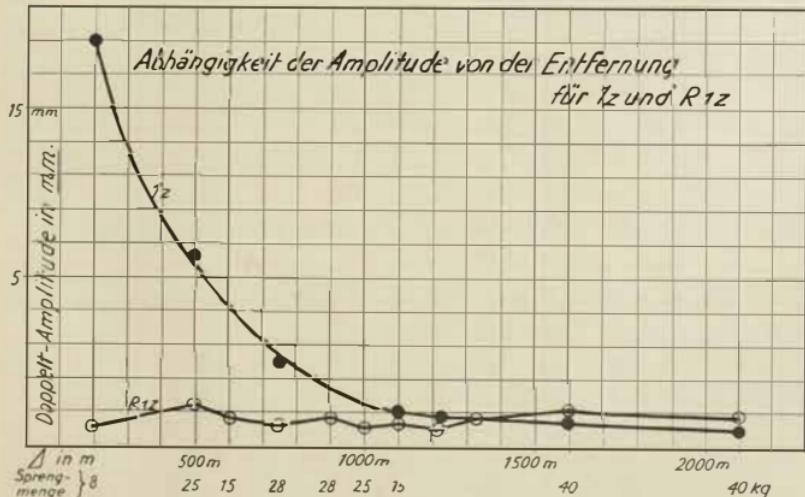


Fig. 16. Amplitude von P und R.

In Figur 16 sind dargestellt die Doppelamplituden von P und R in der Vertikalkomponente in Abhängigkeit von der Entfernung. Unter den Entfernungen sind die benutzten Sprengstoffmengen vermerkt. Der Einsatz P ist, wie in Teil 1 dargelegt ist, durch verschiedene Tiefen

gelaufen, deshalb wäre es richtiger, die Amplitude von R mit einem Einsatz von P zu vergleichen, der über die ganze Erstreckung durch ein und dieselbe Schicht gelaufen wäre, besser noch, der als Raumwelle durch die oberste Schicht gelaufen ist. Da dieser Verfolgung eines Einsatzes durch alle Seismogramme aber beträchtliche Schwierigkeiten entgegenstehen (es scheint zwar so, als sei der kräftige Ausschlag hinter 1 durch viele Seismogramme zu verfolgen, $T=0,06+\Delta/3600 \text{ m/sec}$), ferner unsere Schußentfernungen sich nur über eine Strecke erstrecken, die gleich der Schichtdicke h ist, erschien mir diese vereinfachte Auswertung gestattet*.

Aus Figur 16 ersehen wir, daß P sehr schnell, trotz der starken Steigerung der Sprengmenge von 8 kg bei 200 m auf 40 kg bei 2100 m mit Δ abfällt, R aber etwas mit der Entfernung Δ zunimmt, wobei der von R durchlaufene Weg von 3600 m bei $\Delta=200 \text{ m}$ auf 4130 m bei $\Delta=2100 \text{ m}$ anwächst und der Auftauchwinkel von 87° auf 60° abnimmt.

Figur 17 gibt die Amplitudenverhältnisse von R_1/P und R_2/P , um von dem Einfluß der unterschiedlichen Sprengstoffmengen frei zu werden.

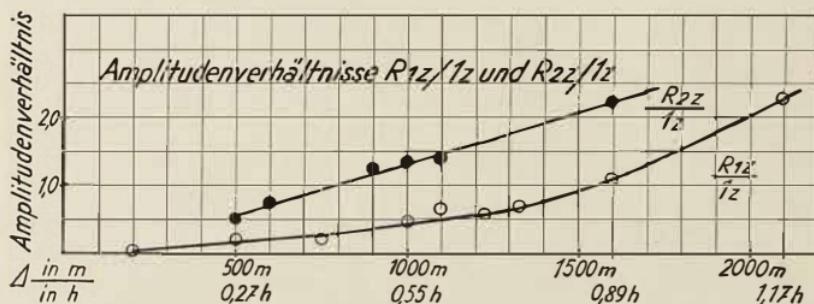


Fig. 17. Amplitudenvorhältnisse der direkten und reflektierten amputinalen Wellen.

Wir sehen, daß R_1/P und R_2/P beträchtlich mit Δ wachsen, und zwar R_1/P von 0,05 bei $\Delta=0,1 \text{ h}$ auf 2,2 bei $\Delta=1,17 \text{ h}$.

Bei den R-Wellen ist eine Zunahme von a_z mit Δ zu erwarten. Diese Zunahme erfolgt in dem Bereich $\Delta=0,1 \text{ h}$ bis $\Delta \sim 1 \text{ h}$ nur langsam, um bei $\Delta=2 \text{ h} a_1/\sqrt{a_2^2 - a_1^2}$ der Entfernung, in der bei horizontaler Lage rung der Winkel der Totalreflexion erreicht wird, sein Maximum aufzuweisen. (Siehe hierzu Brockamp, Untersuchungen auf dem Pasterze-Gletscher 2, und Blut, Ein Beitrag zur Theorie der Reflexion und Bre chung elastischer Wellen an Unabhängigkeitsflächen, 1 und 11.)

Fassen wir zusammen, was sich als Stütze für die Richtigkeit der R-Wellen als Reflexionen ergibt.

* In der Figur ist der erste Einsatz von P deshalb mit 1 bezeichnet.

1. Die Laufzeitkurven der R-Welle führen für die verschiedenen Stationen auf eine Hyperbel von der Form: $\left(\frac{T_a}{2h}\right)^2 - \left(\frac{1}{2h}\right)^2 = 1$ wie sie für reflektierte Wellen zu erwarten ist.
2. Die Periode der R-Wellen ist gleich der der P-Wellen. Hieraus folgt, daß auch die R-Wellen als longitudinale Wellen aufgefaßt werden müssen, die aber einen andern Weg zurückgelegt haben als die P-Wellen.
3. Die Amplitude der Vertikalkomponente zeigt eine Zunahme mit der Entfernung, die für reflektierte Wellen gefordert werden muß. — Der Winkel der Totalreflexion wurde leider nicht erreicht.
4. Als weitere Stütze ist noch heranzuziehen die Abnahme des Emergenzwinkels mit der Entfernung, wie sich das auch bei Reflexionen zeigen muß. —

Bei den seismischen Arbeiten in den Alpen konnten die reflektierten Wellen immer erst aus Entfernungen $\Delta > 1$ h verfolgt werden, z. B. auf dem Pasterze-Gletscher, dem Hintereisferner, dem Konkordiaplatz. Es war die Forderung aufgestellt, möglichst in einer Entfernung zu schießen, die dem Winkel der Totalreflexion entspräche, um R mit großer Amplitude zu erhalten. Unter Annahme paralleler Grenzflächen würde diese Entfernung nach $\Delta = 2h a_1 \sqrt{a_2^2 - a_1^2}$ in Grönland, wenn wir für $a_2 = 5 \pm 1$ km/sec annehmen, in etwa 4,5 km Entfernung erreicht. Um aus dieser Entfernung direkte P-Wellen zu erhalten, wäre unter den benutzten Apparatvergrößerungen ~ 70 kg Sprengstoff erforderlich gewesen, neben der doppelten Menge benutzten Kabels. Dem gegenüber zeigen unsere Ergebnisse einwandfrei, daß man sehr gute Reflexionen erhält bei Entfernungen $\Delta = 0,1$ h (in unserem Falle $\Delta = 200$ m), des weiteren, daß es, da sich die Amplitude a z für R in dem Bereich $\Delta = 0,1$ h bis $\Delta = 1,2$ h trotz starker Vergrößerung der Sprengstoffmenge von 8 kg auf 40 kg nicht wesentlich mit Δ verstärkt (von 0,7 mm auf 1,2 mm), ratsam ist, bei weiteren Arbeiten in Grönland, die besonders den Zweck haben, möglichst schnell an vielen Punkten Reflexionen zu erhalten, mit stark gedämpften Apparaten in Entfernungen bis 500 m zu beobachten und die Sprengstoffmenge nicht größer als 15 kg zu wählen.

Um den Amplitudengang mit der Entfernung einwandfrei verfolgen zu können, wäre natürlich ein aus andern Gründen auch gefordertes Profil bis in große Entfernung sehr erwünscht. Die Schüsse aus geringer Entfernung $\Delta \sim 0,05 - 0,1$ h gewinnen noch dadurch besondere Bedeutung, weil der reflektierte Strahl bei Schichtung im Eis bei ihnen nur sehr wenig von seiner Geradlinigkeit abweicht.

Wenn auch bei weitem noch nicht alle Fragen, die zu einer exakten Bestimmung der Eismächtigkeit in Grönland erforderlich sind, durch unsere Arbeiten gelöst sind, wenn unsere Arbeiten vielleicht nur erst die

Vorarbeiten für eine spätere exakte Arbeit sind, so viel steht fest, mit der eiszeitlichen Methode sind auf der Expedition Alfred Wegeners an mehreren Punkten des Inlandeises (von uns bis 120 km Randabstand) Tiefenwerte gefunden, denen wohl noch ein Fehler von ± 70 m anhaftet, die zum erstenmal aber gestatten, exakte Angaben über die Eismächtigkeit polarer Gebiete zu machen.

4. Die Einsätze 4 und 5 (transversale Wellen und Oberflächenwellen).

Bei Besprechung der Laufzeitkurven der P- und R-Wellen von den einzelnen Stationen waren noch zwei weitere Laufzeitkurven erwähnt, die mit 4 und 5 bezeichnet waren. Es war auch schon bemerkt, daß die Einsatzzeiten dieser Wellen wesentlich ungenauer zu geben sind, da sie vielfach sehr flach in den Seismogrammen auftauchen. Im nachstehenden soll versucht werden, durch Vergleich der Seismogramme an allen Stationen auf dem Inlandeis genaueres über diese Wellen auszusagen.

a) Laufzeitkurven.

Tabelle 12 gibt die Laufzeitkurven dieser nochmals ausgewerteten Einsätze. Die besonders sicheren Einsätze sind in der Tabelle 12 durch ! hervorgehoben. Es sind dies für die Einsätze 4 (+0,01 sec): 1469 m, 1328 m, 1100 m und 1011 m, 902 m und 600 m, für den Einsatz 5 (+0,03 sec): 1704 m, 1469 m, 1100 m, 1011 m, 750 m; 612 m, 500 m. Eine Merkwürdigkeit zeigt Schuß 1954 m. Während bei allen Schüssen aus größerer Entfernung der Einsatz 4 sich in dem abklingenden Seismogramm scharf als neue Bewegung hervorhebt und zwanglos auf obige Laufzeitkurve führt, setzt zwar auch bei diesem Seismogramm eine Bewegung scharf ein, sie führt aber nicht auf die Laufzeitkurve, sondern setzt um 0,12 sec früher ein. In dieser neuen Bewegung setzt zwar auch noch ein weiterer Einsatz ein, der auf die Laufzeitkurve 4 fällt, doch ist der erste Einsatz wesentlich schärfer, und man würde diesen unvoreingenommen als Einsatz 4 ansprechen. Nur in diesem Seismogramm tritt diese Schwierigkeit auf, und dieser Einsatz 4a lässt sich in keinem andern Seismogramm nachweisen. — Die unter besonderer Berücksichtigung der sichersten Punkte gezogene Laufzeitkurve führt auf eine Geschwindigkeit 1830—1860 m/sec, und die Laufzeiten lassen sich darstellen durch $T_4 = 0,06 + \Delta / 1850$ m/sec. In kleinen Abständen diesen Einsatz zu verfolgen, ist schwierig, da dort eine größere Anzahl von Schwingungen und Einsätzen vorhanden ist, und wir müssen es vorerst noch offen lassen, wie in diesem Bereich (0—300 m) die Laufzeitkurve 4 verläuft. Rückwärts bis zur Zeitachse verlängert, schneidet sie diese bei 0,06 sec, also in dem Punkte, in dem auch die longitudinale Laufzeitkurve des Stücks > 1100 m die Zeitachse schneidet.

Tabelle t 2.

Laufzeiten.

Δ	Nr. der Seismogramme	sec		Δ	Nr. der Seismogramme	sec	
		t 4	t 5			t 4	t 5
		1,000 (9a)					
1972	VI	1,124	1,34!	750	VIII	—	0,596
1704	VIII	0,96	1,16!	735	VII	0,48	0,612
1600	IX	0,952	1,28?	600	IX	0,398!	0,518
1469	VI	0,850!	1,05!	600	VIII	0,368	0,495
1350	VIII	0,78?	0,98?	530	VII	0,375?	0,458
1328	IX	0,785!	0,95?	500	VIII	—	0,448
1230	IX	0,73!	0,908	500	IX	—	0,412!
1100	IX	0,652!	0,815!	450	VIII	—	0,410!
1011	VII	0,592	0,74!	380	IX	0,286	0,348
1000	IX	0,65?	0,81?	350	IX	0,272	0,333
954	VIII	—	0,705	320	IX	0,262	0,325
902	VIII	0,562!	0,69	300	IX	0,275	0,284

Der Einsatz 5 fällt dadurch besonders in den Seismogrammen auf, daß er mit recht großperiodischen Schwingungen beginnt, innerhalb deren ein Abfall von großer Periode zu keiner regelmäßig erfolgt. Weil die erste Bewegung von 5 groß ist im Vergleich zur Eigenperiode des benutzten Seismographen, wird sie mit nur geringer Vergrößerung aufgeschrieben. Der den Laufzeiten anhaftende Fehler dürfte etwa 0,03 sec betragen. Wie bei 4 ist auch bei 5 die Laufzeitkurve unter besonderer Berücksichtigung der sichersten Werte gezogen. Die Laufzeitkurve führt auf eine Geschwindigkeit von 1640 bis 1680 m/sec in dem Bereich von 500 bis 1972 m. Unterhalb 500 m scheint die Laufzeitkurve gegen 4 zu konvergieren, vielleicht in diese überzugehen.

Eine recht gute Übersicht über die Entwicklung der Wellen 4 und 5 mit der Entfernung gibt VI, 19/IX, 14/IX, 15/VIII, 7/VI, 19a/VI, 20/VIII, 8. Hinweisen möchte ich in diesem Zusammenhange auf Seismogramm VI 19a, das mit stark gedämpftem Askania-Seismographen aufgenommen ist, ebenso V 4. Diese Seismogramme geben die gleichen Bilder, wie sie der so ganz anders konstruierte Göttinger Z-Seismograph gibt. Die Übersicht zeigt, daß Seismogramme aus 62 km, 82 km und 120 km Randabstand das gleiche Gepräge haben. Ausgenommen ist die Station 2,5 km SO bei 62 km Randabstand, die sich nicht so gut einordnen läßt. Dieses Verhalten könnte dazu verleiten, da bei 2,5 km SO eine besonders geringe Eismächtigkeit (1000 m) erreicht wurde, das Gepräge der Seismogramme mit der Eismächtigkeit in Verbindung zu bringen. Aber die Seismogramme von 39 km N fügen sich bei gleicher Eismächtigkeit (1150) den übrigen Seismogrammen gut ein. Bei 2,5 km SO waren die Apparate nicht so stark gedämpft ($Z\varepsilon = 4:1$, $H\varepsilon = 2:1$) wie

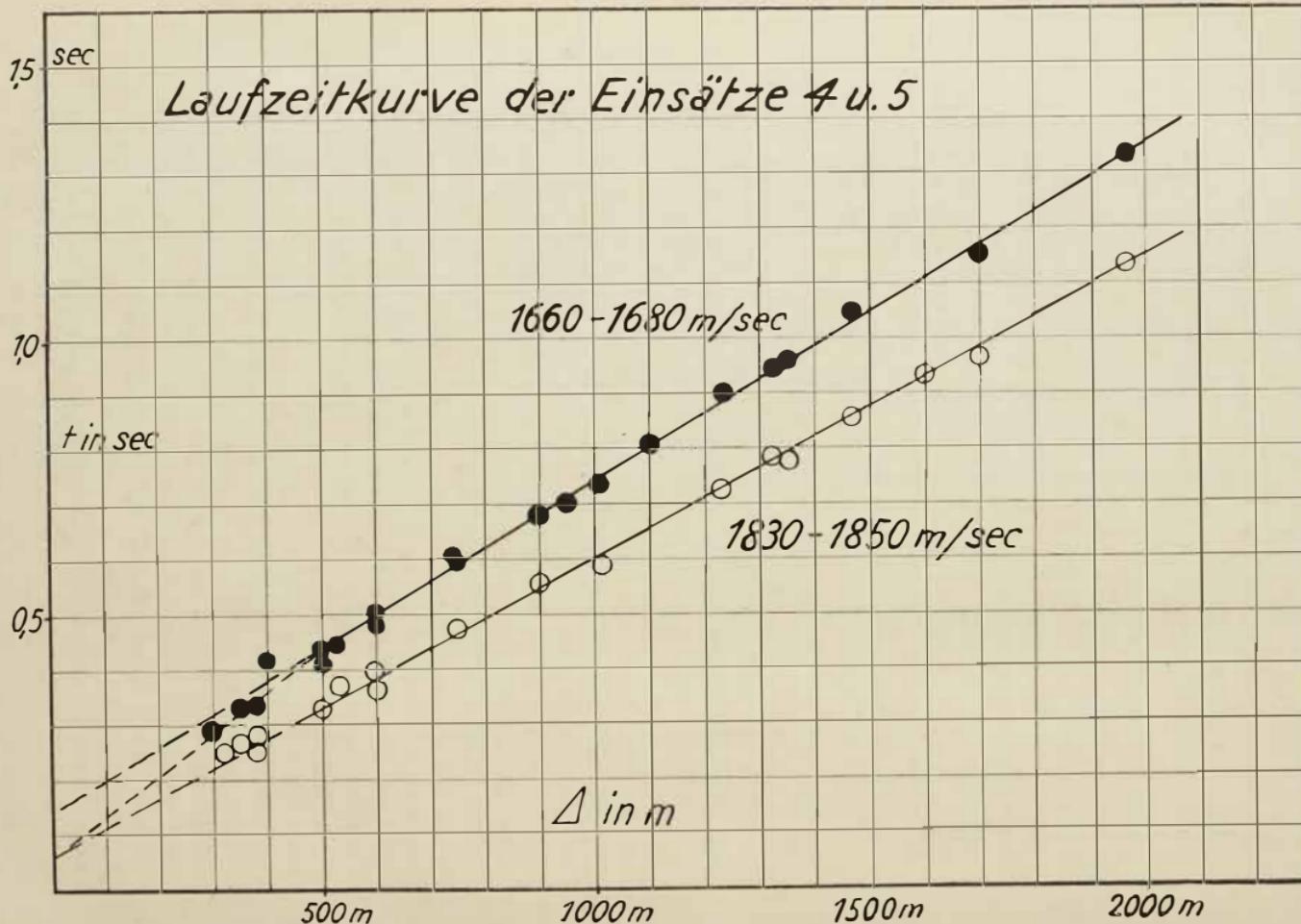


Fig. 18. Laufzeitkurve der Einsätze 4 und 5

sonst ($\varepsilon = 10:1 - 20:1$), und vielleicht tragen auch die mächtigen Spalten zu der unterschiedlichen Ausbildung bei.

Unter der schon früher gemachten Annahme, daß der Einsatz 4 der transversalen Raumwelle zuzuordnen ist, erhalten wir aus $a=3800 \text{ m/sec}$, $b_1 = 1830 \text{ m}$, $b_2 = 1850 \text{ m}$; $\rho = 0,90$

$$\text{für } \lambda_1 = 7,0 \cdot 10^{10}; \quad \lambda_2 = 6,85 \cdot 10^{10}$$

$$\mu_1 = 3,0 \cdot 10^{10}; \quad \mu_2 = 3,15 \cdot 10^{10}$$

$$\lambda_1/\mu_1 \approx 2,3; \quad \lambda_2/\mu_2 \approx 1,85.$$

Die Rigkeit des Eises ist um eine Zehnerpotenz kleiner als die des Feuersteins. λ und μ sollen uns weiter dazu dienen, etwas über die Eigenart der Welle 5 auszusagen.

Aus der Theorie der Rayleighwellen ergibt sich, wenn man mit v_R die Geschwindigkeit der Rayleighwellen bezeichnet und a und b die Geschwindigkeit longitudinaler und transversaler Wellen ist,

$$16 \left(1 - \frac{V_R}{a^2}\right) \left(1 - \frac{V_R^2}{b^2}\right) = \left(2 - \frac{V_R^2}{b^2}\right)^4$$

oder
$$\left[\left(\frac{V_R}{b}\right)^2\right]^3 - 8 \left[\left(\frac{V_R}{b}\right)^2\right]^2 + \left[24 - \left(16 \frac{b}{a}\right)^2\right] \left[\left(\frac{V_R}{b}\right)^2\right] - 16 \left(1 - \frac{b}{a}\right)^2 = 0$$

für $\frac{V_R}{b} = c$, $\frac{b^2}{a^2} = \frac{\mu}{2+2\mu}$ eingesetzt, führt auf die Gleichung

$$\left(\frac{\lambda}{\mu} + 2\right) c^3 - 8 \left(\frac{\lambda}{\mu} + 2\right) c^2 + 8 \left(5 \frac{\lambda}{\mu} + 4\right) c - 16 \left(\frac{\lambda}{\mu} + 1\right) = 0$$

Die Werte λ_1 und μ_1 , bzw. λ_2 und μ_2 ergibt für $V_R = \frac{V_R}{b} = 0,924$; $2 = 0,926$. Demgegenüber beträgt der beobachtete Wert für $V_{s1} = 0,91 V_4$ bzw. $V_{s2} = 0,92 V_4$, unterscheidet sich von dem theoretisch gefundenen Werte sehr wenig. Diese Tatsache legt es nahe, die Welle 5 als zu P und 4 gehörige Rayleighwelle anzusprechen.

Eine weitere Stütze für die Richtigkeit dieser Annahme liefert das Amplitudenverhältnis der Bewegungskomponenten in Z und H. Bei Rayleighwellen schwingen die Oberflächenteilchen in Ellipsen, deren größere Achse vertikal steht. Das Verhältnis Z/H ist gegeben durch:

$$Z/H = \sqrt{\frac{1 - \frac{1}{2} (V_R/b)^2}{1 - (V_R/b)^2}}$$

Aus den berechneten Geschwindigkeitsverhältnissen $V_R/4$ ergibt sich $Z/H \sim 1,55$. Aus dem beobachteten Geschwindigkeitsverhältnis $5/4$ ergibt sich $Z/H_1 \sim 1,4$, $Z/H_2 \sim 1,5$. Aus den früher angeführten Gründen war es nicht möglich, mit dem Askania-Seismographen gedämpft zu arbeiten, so daß deshalb für unsern Zweck nur wenige einwandfreie Seismogramme vorhanden sind. Doch Anhaltspunkte können die Seismogramme geben. Zu

bemerken ist, daß der Einsatz 5 sehr gut von dem Wiechertschen Vertikal-Seismographen aufgeschrieben wird; hieraus folgt, daß die Wellen 5 eine starke Vertikalkomponente haben.

In einem Fall (VI 19a) war das Askaniapendel — also Z und in Schußrichtung schwingende H-Komponente (beide Pendel mit gleicher Periode) — gut gedämpft. $\epsilon = 6:1$. Als Amplitudenverhältnis ergibt sich $Z/H \sim 1,45$. Weitere verwertbare Kurven sind VII 13 und 14, Göttingen Z ($T_0 = 1/18$ sec $\epsilon = 4:1$), Göttingen H ($T_0 = 1/11$ sec $\epsilon = 2:1$); unter Berücksichtigung des unterschiedlichen Vergrößerungsfaktors ergibt sich: VII 13, $Z/H \sim 1,1$, VII 14 $Z/H \sim 1,2$. Die andern Seismogramme sind zu einer Amplitudenauswertung für diese großperiodischen Schwingungen nicht mehr heranzuziehen. Wohl zeigen die Registrierungen in drei Komponenten noch folgendes:

1. Stets besitzt die Z-Komponente beträchtliche Amplitude. 2. Von den H-Komponenten zeigt stets die in Richtung Sprengort—Station schwingende Komponente die Welle 5 in beträchtlicher Amplitude. 3. In seltenen Fällen und dann nur in Schüssen bis 500 m Entfernung zeigt die senkrecht dazu schwingende den Einsatz 5, wahrscheinlich weil die Dämpfung zu gering war für die großen Erschütterungen, so daß die Pendel aufschaukelten (VIII 3, VIII 4). Doch ist die Amplitude dann immer klein. 4. Bei den Sprengungen, bei denen der Schuß unter einem Winkel von 45° zu den Horizontalkomponenten liegt, schwingen beide Komponenten kräftig (IX 12, IX 16).

So viel folgt jedenfalls aus diesem, wegen unzureichender Dämpfung unzulänglichen Amplitudenmaterial,

- a) daß die Bodenteilchen in der Vertikalen schwingen,
- b) daß ihr Anteil in der Horizontalen vorherrschend in Richtung Station—Sprengort fällt,
- c) daß das Verhältnis Z/H in drei Fällen 1,45, 1,1, 1,2 gegenüber einer für Rayleighwellen in Eis zu erwartenden von 1,4 bis 1,5.

Neben dem Geschwindigkeitsverhältnis für $5/4 = 0,92$ spricht dieser Amplitudenbefund dafür, daß wir es in den Wellen 5 mit Rayleighwellen zu tun haben.

Perioden der Welle 4 und 5.

Es sei hier auch gleich auf die Perioden der Wellen 5 eingegangen. Benutzt wurden bei der Periodenauswertung nur Seismogramme, die mit stark gedämpftem Pendel gewonnen wurden. Da die Perioden erstens mit wachsender Entfernung größer werden und damit bei den von uns benutzten Seismographen (Ausnahme G. H) die dynamische Vergrößerung immer kleiner wird, und zweitens in jedem Seismogramm die Perioden von größeren zu kleineren abfallen, sind in jedem Seismogramm alle nur merklichen Schwingungen, die zu Gruppe 5 gehören, ausgewertet, wie die

Tabelle zeigt. Die Notwendigkeit, jede einzelne dieser sehr flachen groß-periodischen Schwingungen auszuwerten, behaftet sie natürlich mit einem größeren Fehler, der aber 0,005 sec nicht übersteigt und im Mittel bei $\pm 0,003$ sec liegt.

Tabelle 13. Perioden von 4 und 5.

Δ	Nr. d. Seismogr.	τ in sec	5 I sec	5 II sec	5 III sec	5 IV sec	5 V sec	5 VI sec	5 VII sec	Wellen- länge 5 I
1972	VI	0,046	0,115	0,104	0,076	0,075	0,075	0,056?	—	230 m
1704	VIII	—	0,125	0,095	0,085	0,085	—	—	—	195 m
1600	IX	0,046	0,110?	0,092	0,083	—	—	—	—	188 m
1469	VI	0,045	0,105	0,076	0,072	0,068	0,059	0,059	0,062	184 m
1350	VIII	0,045	0,102	0,091	0,080	0,068	—	—	—	179 m?
1230	IX	0,045	0,106	0,089	0,078	0,072	0,067	0,061	0,055	173 m
1100	IX	—	0,102	0,087	0,061?	—	—	—	—	164 m
1011	VII	0,040	0,092	0,080	0,070	0,050	0,050	—	—	158 m
1000	IX	0,047	—	—	—	—	—	—	—	—
902	VIII	0,047	0,094	0,080	0,068	0,060	0,055	0,032	0,055?	151 m
750	VIII	—	0,088	0,076	0,088	0,053?	0,050	0,050	—	140 m
600	IX	0,042	0,070	—	—	—	—	—	—	130 m
500	VIII	—	0,060	0,073	0,056	0,047	0,047	—	—	114 m
380	IX	—	0,058	0,056	0,046	0,040?	—	—	—	97 m
350	IX	0,039	0,056	0,051	0,046	0,043	—	—	—	80 m
320	IX	0,041	0,051	0,051	0,046	0,040	—	—	—	—
300	IX	0,037	—	—	—	—	—	—	—	—
290	—	—	0,060	0,051	0,043	0,036?	0,030?	—	—	—

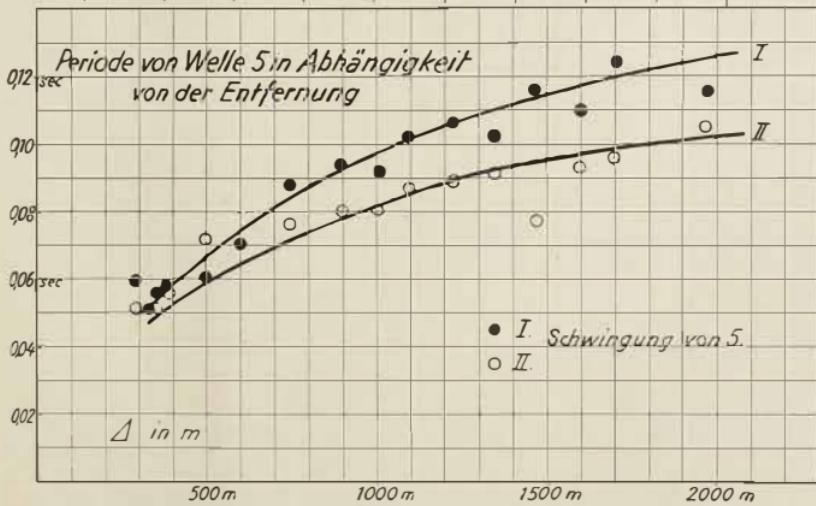


Fig. 19. Perioden von 5 in Abhängigkeit von der Entfernung.

Die Tabelle 13 ist so zu verstehen, daß I, II usw. die 1., 2. usw. Schwingung von 5 darstellen. Zu I sind auch noch die zugehörigen Wellenlängen

gegeben. Figur 18 gibt die graphische Darstellung für die Perioden 5, I—II in Abhängigkeit von Δ . (Angeführt sind nur die Perioden in der Vertikalkomponente.) Für die erste Schwingung von 5 nimmt die Periode von 0,055 sec bei 350 m auf 0,12 sec bei 1969 m zu um 0,065 sec und die Wellenlänge von 114 m bei 500 m Entfernung von 230 m bei 1972 m. Im selben Bereich beträgt die Zunahme für

$$\text{III } 0,04 \quad 0,045 - 0,085 \text{ sec}$$

$$\text{IV } 0,035 \quad 0,04 - 0,075 \text{ sec}$$

$$\text{II } 0,05 \quad 0,05 - 0,100 \text{ sec.}$$

Für die weiteren Schwingungen ist ein Verfolgen in den einzelnen Seismogrammen mit größeren Schwierigkeiten verbunden. Für die Schwingung V beträgt die Periodenzunahme nur noch 0,028 sec (0,041—0,075 sec).

Von da an ist zwar noch eine Periodenzunahme mit der Entfernung zu erkennen, aber die Schwankungen werden immer kleiner.

Auffällig ist, daß sich innerhalb der Fehlergrenze in allen Seismogrammen Schwingungen finden mit der Periode $0,056 \pm 0,005$ sec. In manchen Fällen könnte es fast scheinen — und besonders bei den Schüssen aus großer Entfernung —, als setze mit diesen Wellen ein neuer Einsatz ein, der nur Schwingungen gleicher Periode enthalte, nämlich 0,056 sec; doch möchte ich wegen der Kleinheit der Amplitude aus dem vorliegenden Material nicht mehr ableiten.

In einem Mittel mit starker Hysterese, wie es das Eis darstellt, ist von vornherein ein Anwachsen der Periode mit Δ zu erwarten, wie Sezawa es für ein visko-elastisches Mittel dargestellt hat. Die Wellenlänge vergrößert sich nach einem parabolischen Gesetz: $L\Delta = \sqrt{L_0^2 + \alpha t}$

Die Laufzeitkurve der Welle 5 führt innerhalb der Fehlergrenze auf eine Gerade. Merkbare Dispersion zeigen mithin die Wellen 5 nicht. Das Amplituden-Maximum liegt im Seismogramm durchweg bei der ersten Schwingung. Vielfach ist die Amplitude der zweiten Schwingung von gleicher Größe; die folgenden zeigen trotz der Periodenabnahme, mit der die Empfindlichkeit der Apparate für diese Wellen steigt, kleinere Amplituden. Einige Seismogramme sind unter Berücksichtigung des Vergrößerungsfaktors für die einzelnen Perioden ausgewertet.

Tabelle 14. Amplitudenabnahme innerhalb der Wellen 5,
auf gleiche Vergrößerung umgerechnet.

Δ m	mm I	mm II	mm III	mm IV	mm V
750	9,4	6,5	3,0	—	—
902	6,2	3,3	3,6	1,2	0,6
1011	5,0	4,6	3,0	1,6	1,5
1100	3,6	1,2	—	—	—
1230	6,4	4,8	4,2	2,3	1,4
1230	7,5	2,5	1,1	0,9	—
1972	5,0	3,6	2,0	1,7	—

Die Tabelle 14 gibt diese Werte auf die gleiche Vergrößerung umgerechnet. Man sieht, daß tatsächlich bei der ersten Schwingung die Eisteilchen ihre größte Schwingungsweite erreichen. Auf mehreren Seismogrammen scheint die Horizontalkomponente vor der Z-Komponente den Einsatz 5 zu zeigen. Die Verspätung in Z ist in diesen Fällen sehr klein und scheint nur in einem Fall (1469 m) etwa $\frac{1}{4}$ -Phase zu betragen.

Die Periode der Welle 4 beträgt innerhalb der Fehlergrenze ($\pm 0,005$ sec) im Bereich 902—1904 m 0,045 sec, wie Tabelle 13 zeigt (vielleicht schwache Periodenzunahme mit Δ).

Fassen wir nochmals kurz zusammen, was sich bisher für die Wellen 4 und 5 ergibt.

Die Geschwindigkeit der Wellen 4 beträgt 1850 m/sec. Die Wellen 4, als Transversalwellen angesehen, führen auf einen Elastizitätsmodul, wie er für Eis tieferer Temperatur im Vergleich zu solchen von Alpengletschern (Schmelztemperatur) zu erwarten ist. Er liegt innerhalb der Grenzen, die sich aus statischen Messungen bei Seeis ergibt. Aus λ und μ die zugehörige Rayleighwelle berechnet, führt auf eine Geschwindigkeit $v_R = 0,925 b$ gegenüber einer beobachteten bei 5 von 1680 m/sec = 0,91—0,92b. Die Teilchen scheinen in Ellipsen zu schwingen, deren größere Achse in der Vertikalen liegt und deren horizontale in der Richtung Herd—Station, wie es für Rayleighwellen zu erwarten ist. Die Periode der Welle 4 scheint konstant zu sein, vielleicht besitzen sie eine kleine Periodenzunahme von 0,039 bei 350 m bis 0,047 bei 1974 m. Die Periode der Welle 5 weist eine starke Zunahme mit der Entfernung auf, wie dies für Oberflächenwellen in visco-elastischem Mittel zu erwarten ist.

5. Periodenhäufigkeit, Firnstoß und Einsatz b.

Die im nachstehenden behandelten Beobachtungen sind sehr kurz gefaßt, da das vorliegende Material eine eingehende Bearbeitung nicht gestattet.

Periodenverteilung in den Seismogrammen.

Das Maximum der Periodenhäufigkeit liegt unabhängig von der Entfernung bei Perioden $\sim 0,008$ sec, alle andern Perioden treten sehr zurück; innerhalb dieser tritt eine Häufungsstelle auf bei 0,04—0,05 sec.

Charakteristisch für die P- und R-Einsätze ist, daß sie aus sehr vielen Schwingungen bestehen (10—20). P weist dabei trotz der kleinen Amplitude die größte Zahl Schwingungen auf. Die Anzahl Schwingungen ist in kleinen Entfernungen geringer als in größeren Abständen. Bei größeren Abständen heben sich innerhalb dieser P-Wellen mehrere Einsätze hervor,

die aber recht schwierig einander zuzuordnen sind. Der erste größere Einsatz nach 1 führt auf eine Gerade $T=0,06 + \Delta/3600$, doch ist es nicht ganz sicher, daß diese Einsätze tatsächlich alle ein und derselben gebrochenen Welle zuzuordnen sind. —

Gleichzeitig mit den kurzperiodischen P-Einsätzen beginnen im Seismogramm großperiodische Störungen von etwa 0,03 bis 0,06 sec. Im allgemeinen ist es so, daß zu Anfang ein oder zwei gleich große Perioden auftreten (von etwa 0,03 bis 0,06 sec), denen ein oder zwei unregelmäßige Bewegungen größerer Perioden folgen, in denen mit scharfem Einsatz die Welle 4 folgt. (Gut zeigen dies die Seismogramme VI 19a und IX 15.) Wie erwähnt, sind die Perioden der ersten Störung nicht konstant. Es zeigt sich aber auch keine klare Abhängigkeit von der Entfernung. Bei Schüssen aus dem Firngebiet von Alpengletschern beobachtete H. Mothes auch das gleichzeitige Einsetzen von kurzperiodischen und langperiodischen Bewegungen zu Beginn der Seismogramme. Seine Deutung, daß es sich um Schichtschwingungen handelt, möchte ich auf unsere Beobachtungen nicht übertragen. Wenn immer dieselbe Schicht zu Eigenschwingungen angeregt werden sollte, sollten wir auch immer dieselben Perioden beobachten (vielleicht von Oberschwingungen überlagert), wenn aber immer tiefere Schichten angeregt würden, sollten die Perioden eine Abhängigkeit von der Entfernung zeigen. Beides scheint aus unseren Beobachtungen nicht hervorzugehen.

Versuche, auch Laufzeitkurven für zwei dieser großperiodischen Bewegungen aufzustellen, führen auf $T=0,06 \text{ sec} + \Delta/2400 \text{ m/sec}$; $T=0,06 \text{ sec} + \Delta/2100 \text{ m/sec}$.

Firnstoß und Spaltenbildung.

Nach dem letzten Schuß auf dem Inlandeise bei 82 km trat ein kleiner Firnstoß auf, der offenbar durch den Schuß ausgelöst war. Von den beiden Registrierungen an den beiden Zeltplätzen ist die 3-Komponenten-Registrierung zu verwenden. Aber auch ihr Wert ist dadurch sehr herabgesetzt, weil gleich nach der ersten Bewegung durch den Firnstoß der Sprengschall eintrifft. Aus der Richtung des Ausschlages der Z-Komponente folgt, daß die erste Bewegung einem Zug nach unten entspricht. Die Amplituden in den drei Komponenten führen auf einen scheinbaren Emergenzwinkel von $\sim 28^\circ$, diesem entspricht ein wahrer Einfallsinkel von $\sim 90^\circ$. Für streifenden Einfall sollte der Emergenzwinkel betragen nach

$$(90^\circ - i) = \frac{2b\sqrt{1 - b^2/a^2}}{a\sqrt{1 - 2b^2/a^2}} = \sim 33^\circ$$

gegenüber dem beobachteten von $\sim 28^\circ$.

Dieser Firnstoß hatte also seinen Sitz in den obersten Schichten. Das Aufspalten der einfallenden Welle in eine langitudinale und transversale Reflexion an der Reflexionsstelle hat zur Folge, daß auch bei streifen-

dem Einfall, worauf E. Wiechert schon hingewiesen hat, der Mensch das Empfinden hat, als komme die Welle aus größerer Tiefe.

Die Periode aus der ersten halben Schwingung abgeleitet, beträgt in G. H 0,014, in Ask. H 0,012, in Ask. Z 0,014 sec.

Weiteres läßt sich über den Firnstoß nicht aussagen, weil die Bewegung des Sprengschalls zu groß ist.

Auf Station 2,5 km SO von 62 km wurden durch einen Schuß (15 kg Sprengstoff) mehrere kleinere Spalten aufgerissen (bis 2 cm breit), die bis etwa 15 m verfolgt werden konnten. Eine von ihnen mündete in eine alte etwa 10 cm breite Spalte. Die Spaltenbildung zeigt, daß innerhalb dieser Eispartie bei 62 km beträchtliche Spannungen vorhanden sein müssen, die wohl durch die unterschiedliche Größe der Bewegung, die ihrerseits wieder durch starke Untergrundstörungen bedingt sein dürfte, verursacht sind.

Zum Schluß sei noch auf eine Sonderheit der Seismogramme auf 120 km und 82 km hingewiesen.

Einige Seismogramme zeigen vor dem R-Einsatz einen den P- und R-Wellen ähnlichen Einsatz mit derselben Periode von $\sim 0,008$ sec. Nach unsrern Ausführungen über die Perioden von P und R handelt es sich um den Einsatz einer longitudinalen Welle. Besonders gut tritt dieser Einsatz hervor auf Seismogramm IX 15, IX 19. Da die erste Bewegung recht klein ist, ist es schwierig, eine zuverlässige Laufzeitkurve für diesen Einsatz, den wir mit b bezeichnet haben, aufzustellen; die sichersten Werte sind:

Δ	t
2100 m	0,748 sec.
1600 m	0,581 sec.
1000 m	0,572 sec.
900 m	0,556 sec.

Der Einsatz b, als Reflexion aufgefaßt, führt für $a = 3800$ m/sec auf eine Tiefenlage der Reflexionsfläche von ~ 900 m bis 950 m. Die Bewegung erfolgt, wie die Beobachtung an den Horizontalkomponenten zeigt, nur in der Vertikalen und in der Richtung Station-Sprengpunkt, und zwar ist der Ausschlag in der H-Komponente größer als in Z, wie das auch bei einer Tiefenlage von der Reflexionsfläche in 950 m Tiefe bei den zugehörigen Sprengentfernungen sein sollte, gegenüber der Reflexion an dem Felsuntergrund. Eine Grenzfläche in dieser Tiefe könnte bedingt sein durch die Temperaturverteilung im Eis. Wenn sie reell ist, würde dies bedeuten, daß in etwa 950 m Tiefe der dem Druck entsprechende Schmelzpunkt erreicht würde, im Inlandeis also ein mittlerer Temperaturgradient von $\sim 0,03^\circ/m$ herrscht. Der Geschwindigkeitssprung an dieser Grenzfläche

ist, wenn er überhaupt auftritt, nur gering, da die Geschwindigkeit longitudinaler Wellen im Eis von Schmelzpunkttemperatur um 3600 m/sec betragen muß. Zwar kennen wir die Geschwindigkeiten in größeren Tiefen des Inlandeises bei negativer Temperatur noch nicht. Die Dichte dürfte sich an dieser Stelle kaum merklich ändern. (Grenzfläche II. Ordnung.)

Der flüssige Anteil würde in dieser Tiefe bei einer Schmelztemperatur von $-0,6^{\circ}$ 0,01 Gewichtsanteil betragen. Es sollte, da die Reflexion abhängig ist von der Schallhärte $K = \frac{c_2}{c_1} \frac{a_2}{a_1}$ mit einer kleinamplitudigen Reflexion zu rechnen sein.

Wegen der Unzulänglichkeit des Beobachtungsmaterials sind alle aus den b-Einsätzen gezogenen Schlüsse sehr unsicher. — Seismogramm IX zeigt, daß bei diesem Seismogramm die Bewegung von R in der Horizontalen nur senkrecht zur Schußrichtung erfolgt. Ich möchte, wenn ich auch hierfür keine Deutung geben kann, doch auf diese Beobachtung hinweisen, da sie sicherlich größere Bedeutung auch für die Untergrundgestaltung hat.

Literaturnachweis.

- ¹ H. Mohn und F. Nansen: Wissenschaftl. Ergebn. von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft 105.
- ² F. Enquist: Sverg. geol. unders. Ser. C. Nr. 889. Aarsbok 12, 1918.
- ³ A. Born: Isostasie und Schweremessungen. Berlin 1923.
- ⁴ A. Heß: Die Gletscher. Braunschweig 1904.
- ⁵ W. Meinardus: Die hypsogeophysischen Kurven Grönlands und der Antarktis und die Normalform der Inlandeisoberfläche. Petermanns Mitteilungen 1926.
- ⁶ L. Mintrop: Zur Geschichte des seismischen Verfahrens. Hannover 1930.
- ⁷ L. Koch: Some new Features in the Physiography and Geology of Greenland. Journ. of Geology. Vol. XXXI. Nr. 1. Chicago 1923.
- ⁸ I. P. Koch und A. Wegener. Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition usw. Kopenhagen 1930.
- ⁹ G. Angenheister: Beobachtungen bei Sprengungen. Zeitschr. f. Geophysik. 1924.
- ¹⁰ W. Meinardus: Referat. Ebenda, II, II. 1.
- ¹¹ H. Mothes: Seismische Dickenmessungen von Gletschereis. Ebenda, III, H. 4.
- ¹² H. Mothes: Neue Ergebnisse der Eisseismik. Ebenda, V, H. 3/4.
- ¹³ R. Köhler: Beobachtungen an Profilen auf Seeis. Ebenda, V, 7.
- ¹⁴ B. Brockamp und H. Mothes: Seismische Untersuchungen auf dem Pasterze-Gletscher, I. Ebenda, VI, 8.
- ¹⁵ B. Brockamp: Seismische Untersuch. auf dem Pasterze-Gletscher, II. Ebenda, VII, 5/6.
- ¹⁶ B. Brockamp: Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprefungen. Ebenda, 1931.
- ¹⁷ E. Sorge: Die ersten Dickenmessungen des Grönlandischen Inlandeises. Ebenda, VI, 1.
- ¹⁸ H. Blut: Ein Beitrag zur Theorie der Reflexion und Brechung elastischer Wellen an Unstetigkeitswellen, I und II. Ebenda, 1932, S. 130f und S. 305f.
- ¹⁹ F. Gerike: Messungen auf dem Rhonegletscher, I. Ebenda, 1931.
- ²⁰ F. Müller: Messungen auf dem Rhonegletscher, II. Ebenda, 1932.

- 21 O. v. Schmidt: Theorie der 3-Schichten-Seismik. Ebenda, VII, 37.
- 22 R. Mügge: Diskussion z. Vortrag Brockamp. Tag. der Deutschen Geophysik. Gesellschaft. Potsdam 1930.
- 23 Schweydar und Reich: Künstliche elastische Bodenwelle als Hilfsmittel geologischer Forschung. Gerlands Beitr. 17, 1.
- 24 Barsch und Reich: Ergebnisse seismischer Untersuchungen über den Schichtenaufbau in Deutschland. Ebenda, Ergänzungsheft für angew. Geophys. 1. S. 165.
- 25 H. Jeffrys: Ebenda, 1931, u. Camb. Phil. Soc. Proc. 23. 1926.
- 26 H. Jones: The Diffraction of Elastic Waves at the Boundaries of a Solid Lager. Proc. Royal Soc. A. Vol. 137. 1932.
- 27 K. Wöllken: Eisdickenmessungen der Weststation in „Alfred Wegeners letzter Grönlandfahrt“. Leipzig 1932.
- 28 B. Brockamp: Arbeiten der Gruppe Seismik Weststation. Zeitschr. der Gesellsch. f. Erdkunde, 1932, Nr. 3/4.
- 29 E. Sorge: Glaziologische Untersuchungen in Station Eismitte. Ebenda.
- 30 H. Martin: Im Handbuch der Experimentalphysik. Bd. 32, III. Teil, S. 290—296.
- 31 O. Meißner: Beiträge zu einer experimentellen Seismik. Veröfft. Reichsanstalt für Erdbebenforschung, 1929.
- 32 B. Gutenberg: Im Handbuch der Geophysik, IV, I.
- 33 K. Berlage: Ebenda, IV, II.
- 34 B. Brockamp. Bemerkungen zu den seismischen Arbeiten auf dem Pasterzeegletscher. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1933.

Die Eisdickenmessungen auf der Vorexpedition und die Eisdickenmessung in Eismitte auf der Hauptexpedition

Von Ernst Sorge

I. Die seismischen Originalkurven

Nr. 3

E = 737m
P = 0,0mm
2 kg

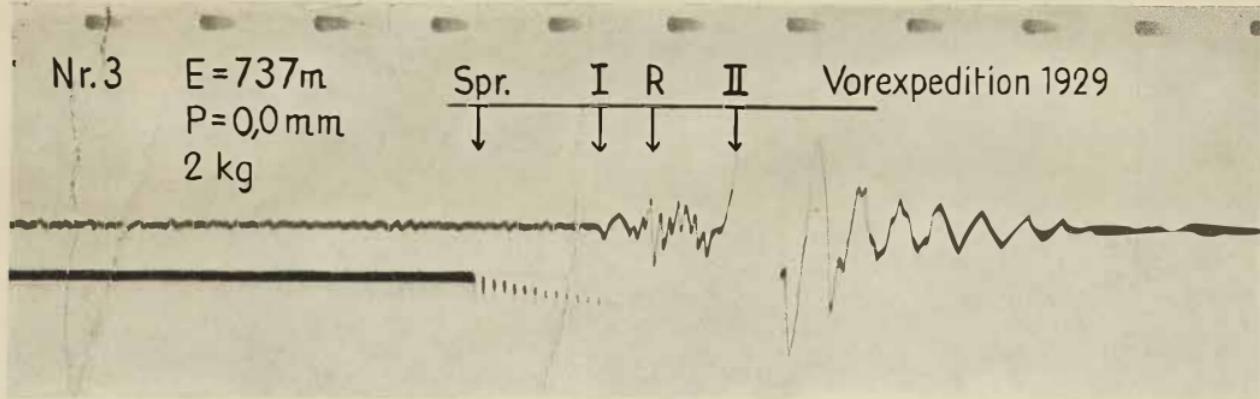
Spr.

I

R

II

Vorexpedition 1929



Nr. 4

E = 597m
P = 0,0mm
2 kg

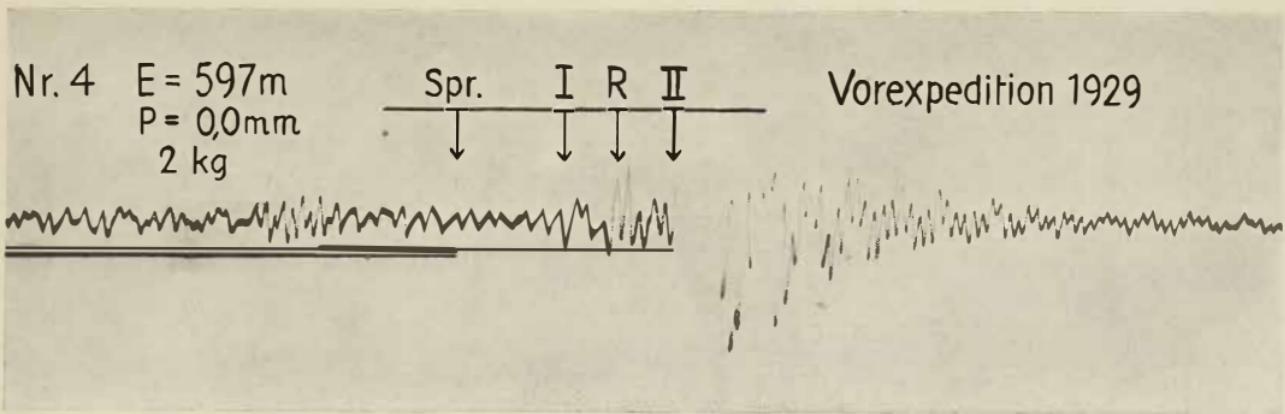
Spr.

I

R

II

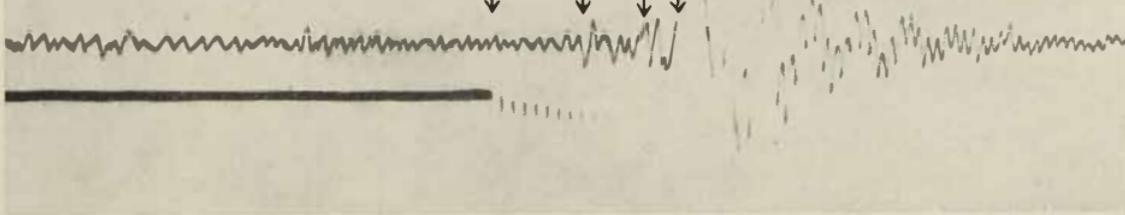
Vorexpedition 1929



Nr.5 E = 475m
 P = -0,2mm
 1 kg

↓ ↓ ↓
 Spr. I R II

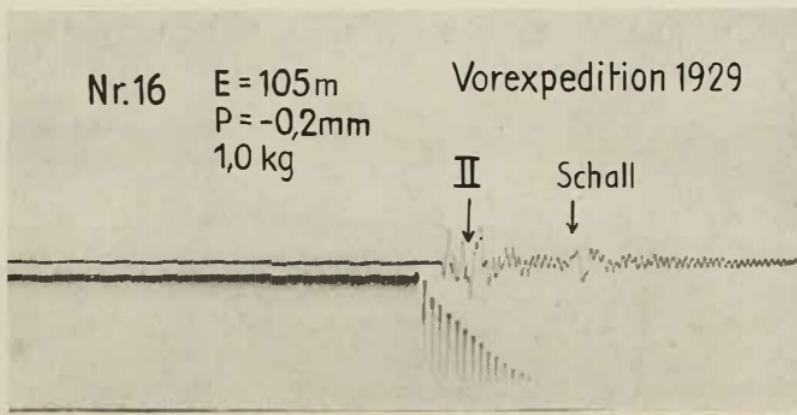
Vorexpedition 1929



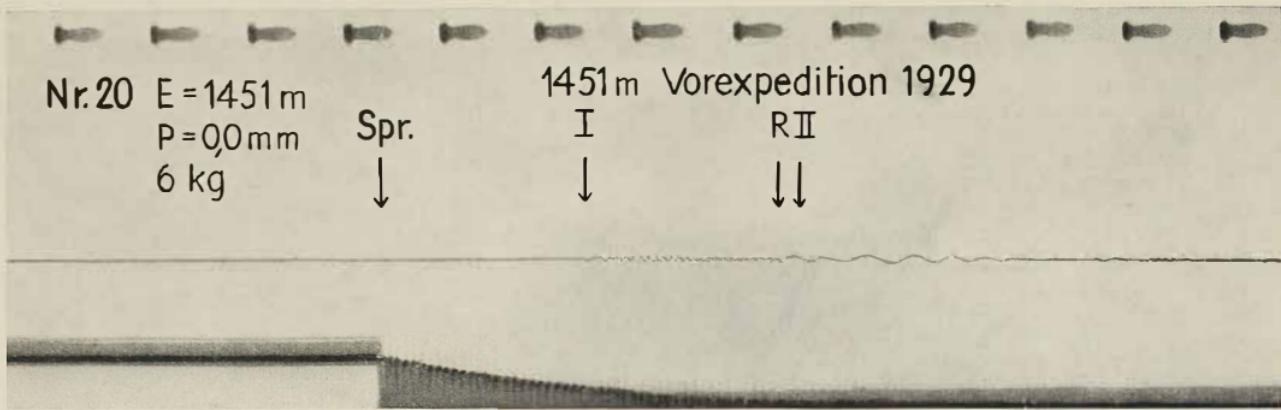
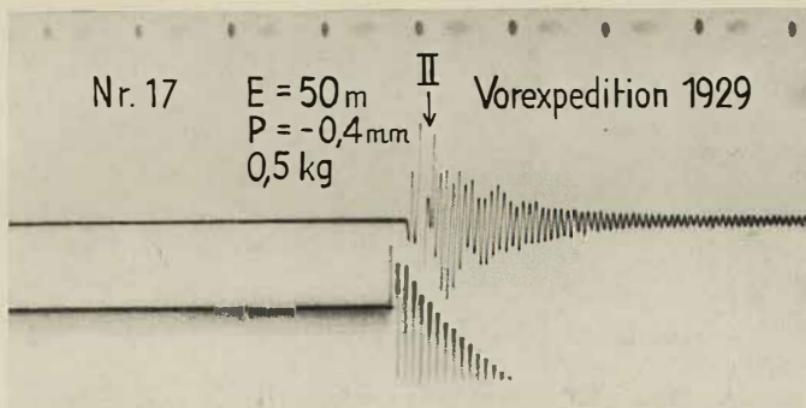
Nr.16 E = 105m
 P = -0,2mm
 1,0 kg

Vorexpedition 1929

↓ ↓
 II Schall



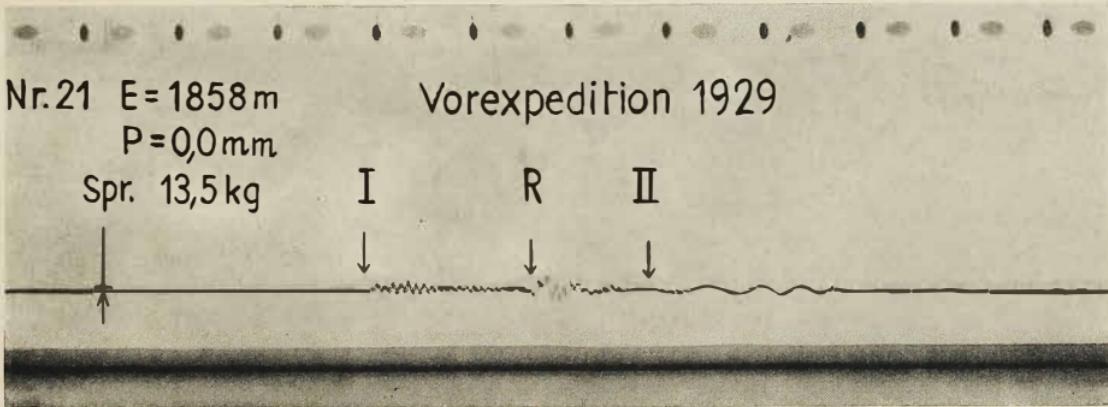
9 W e g e n e r . Wissenschaftl. Ergebni. Bd. II.



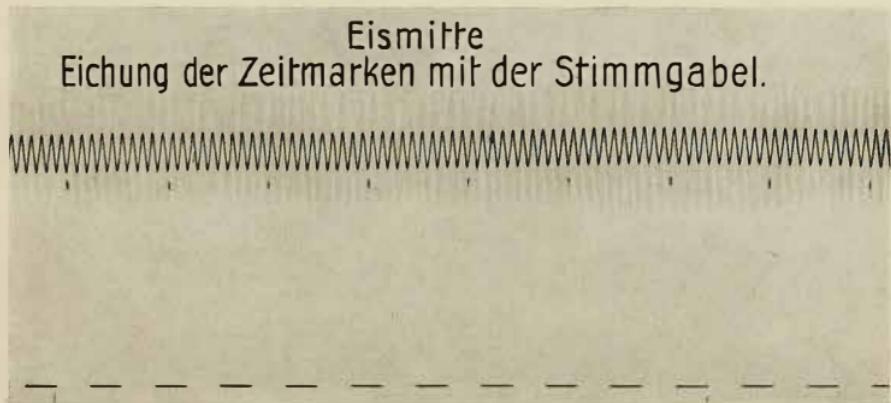
Nr. 21 E = 1858 m
P = 0,0 mm
Spr. 13,5 kg

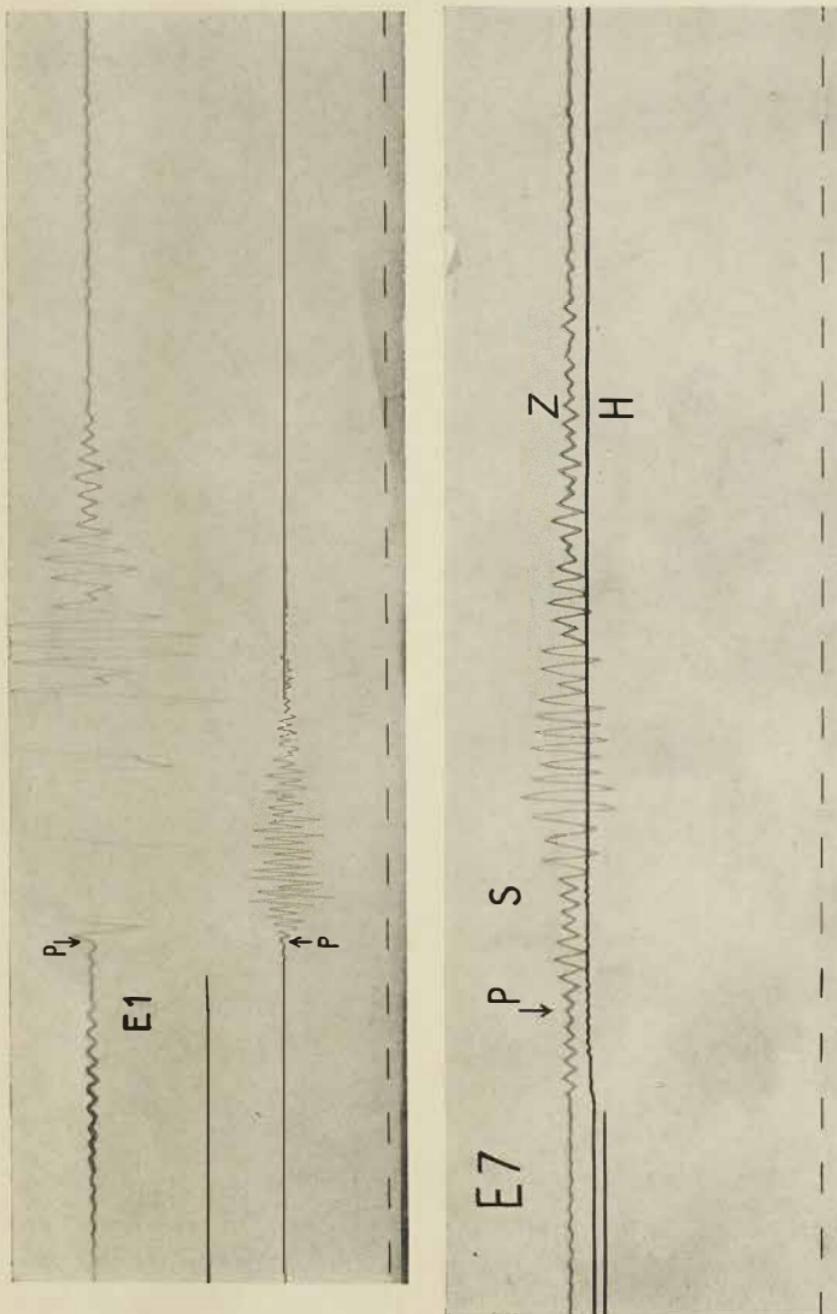
Vorexpedition 1929

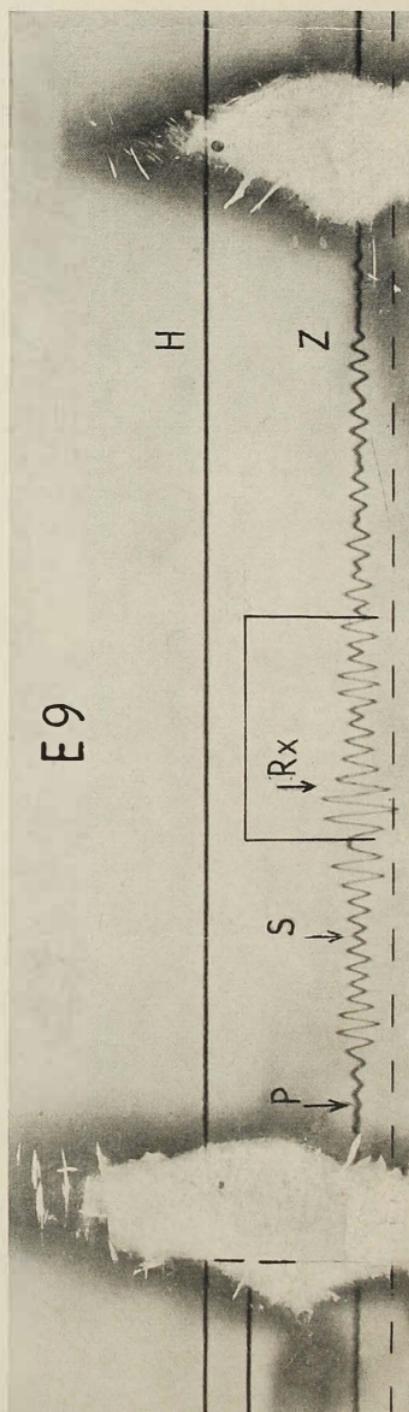
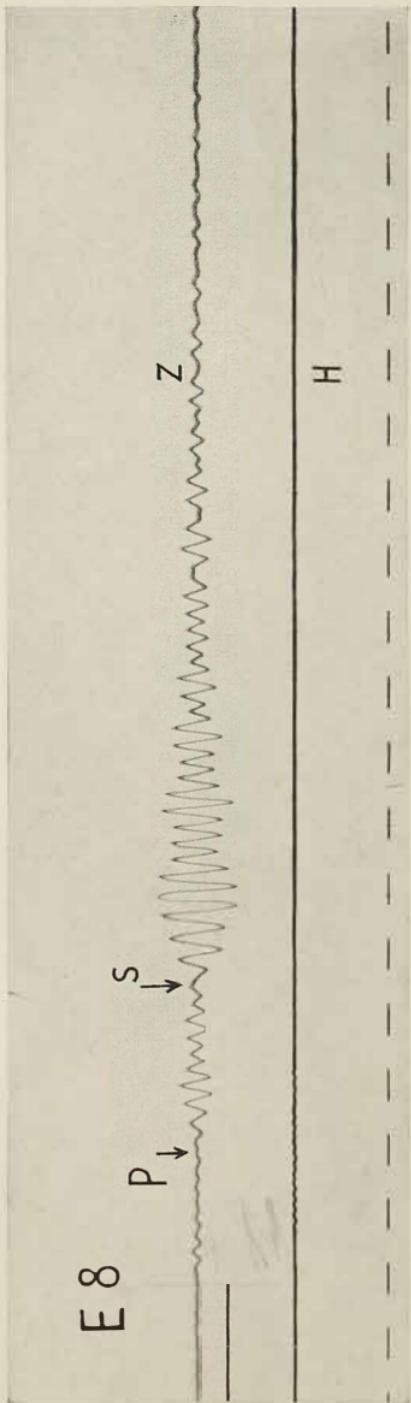
I R II



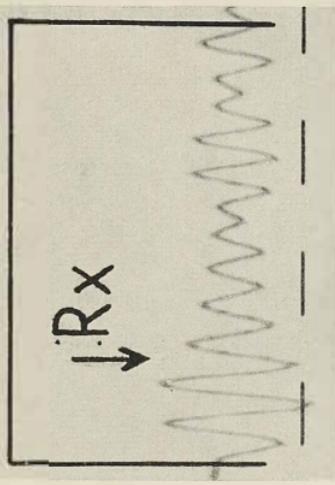
Eismitte
Eichung der Zeitmarken mit der Stimmgabel.



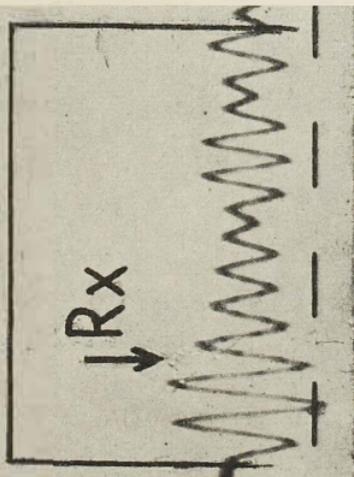


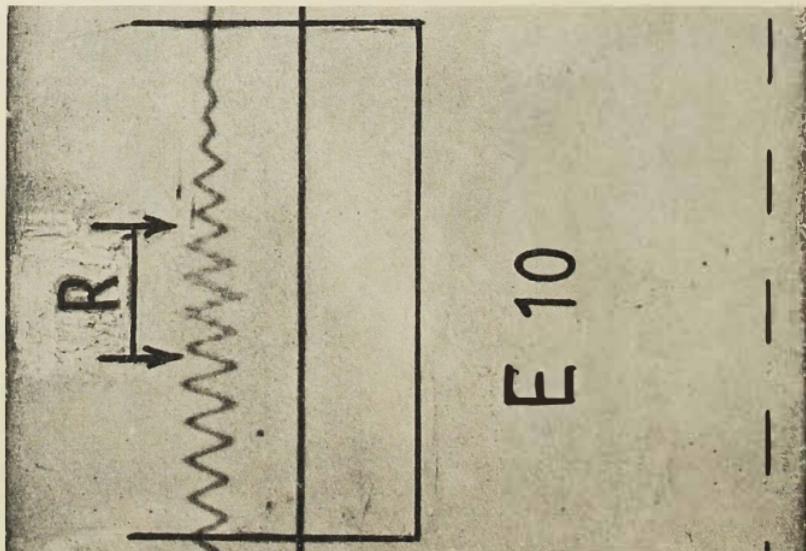
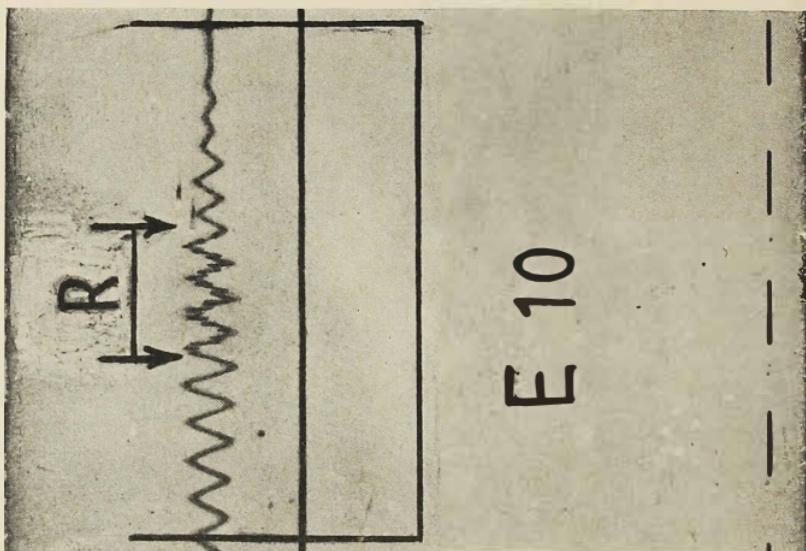
E 8 $P \downarrow$ $S \downarrow$ **Z****H****E 9** $P \downarrow$ $S \downarrow$ $\downarrow R_x$ **Z****H**

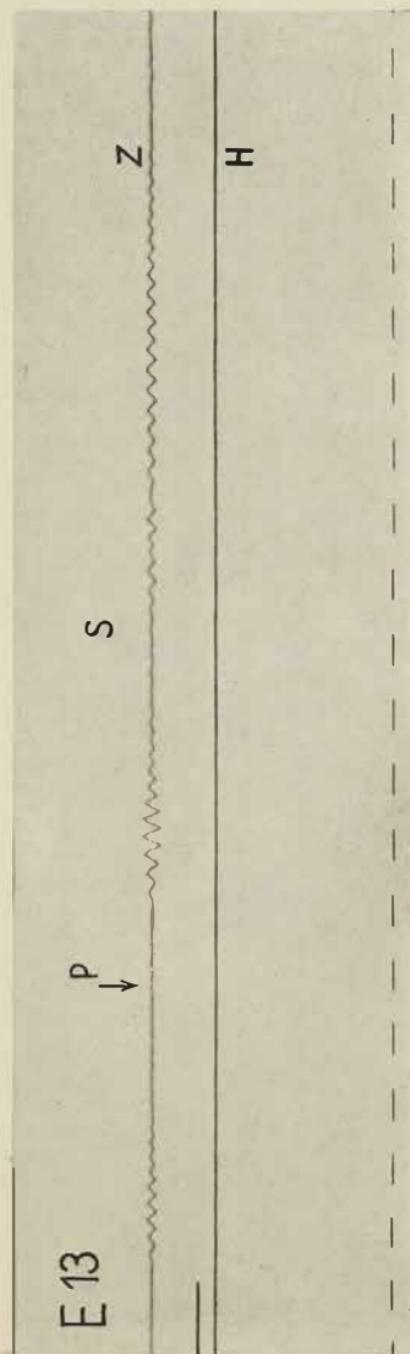
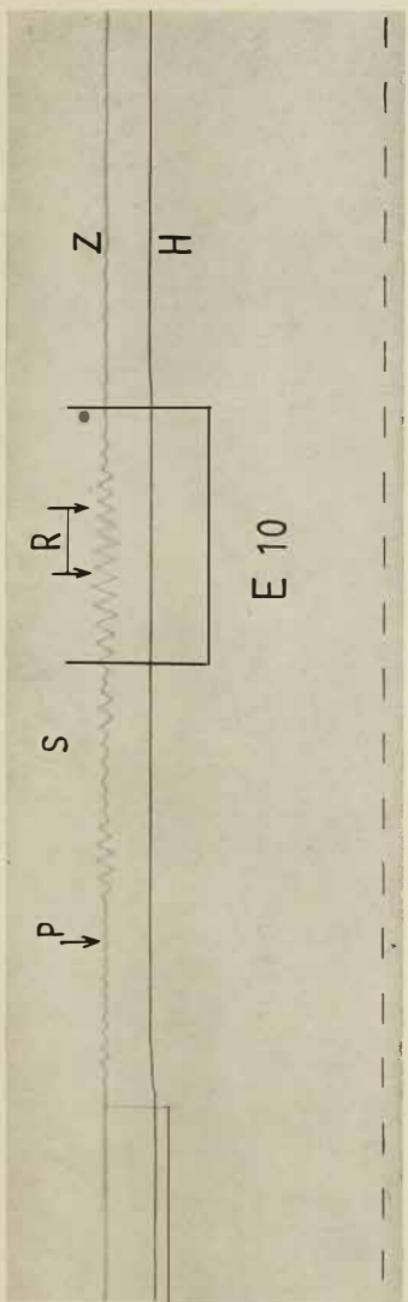
E 9



E 9







E 14

P
↓

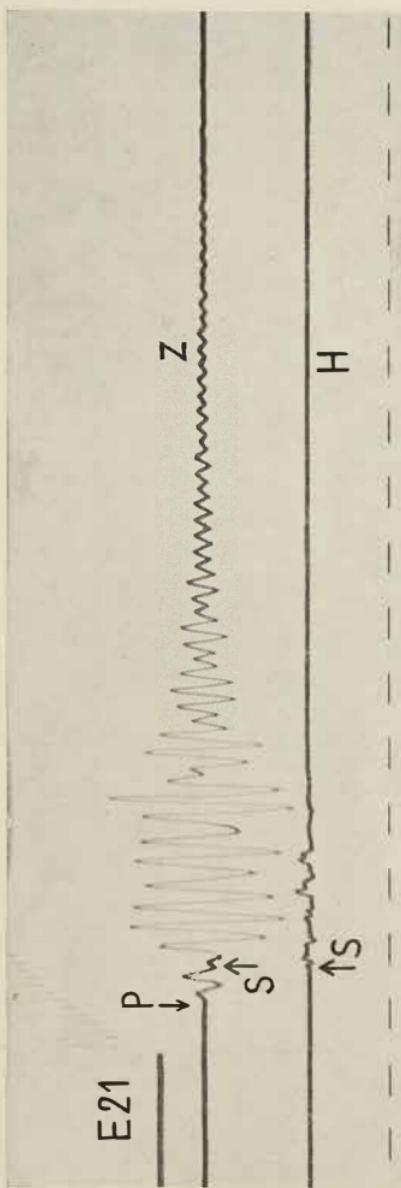
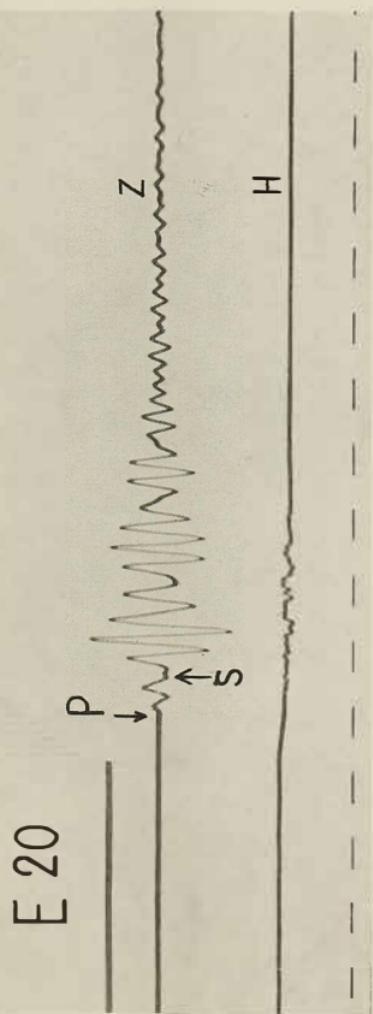
S

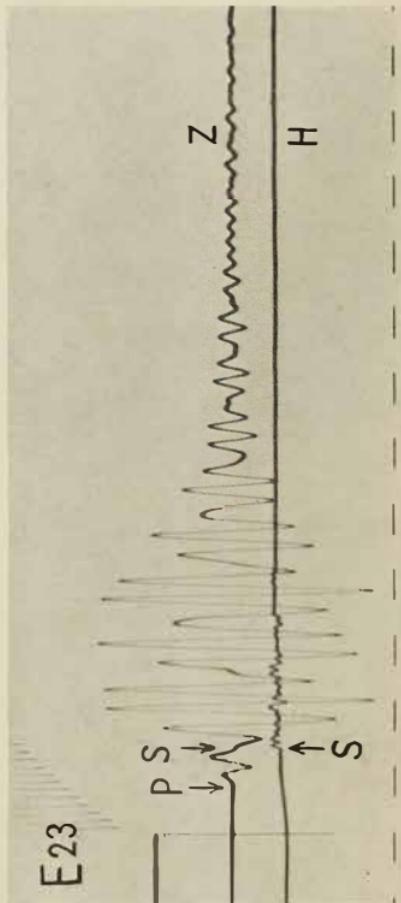
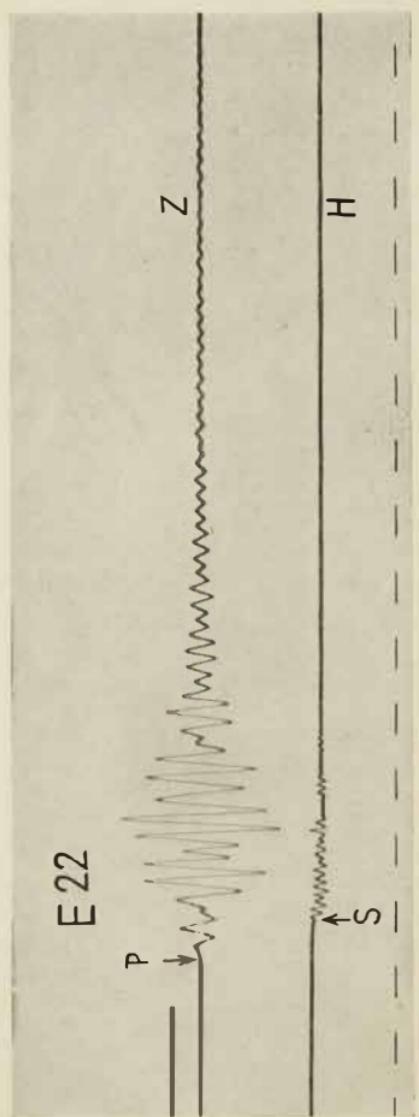
Z
H

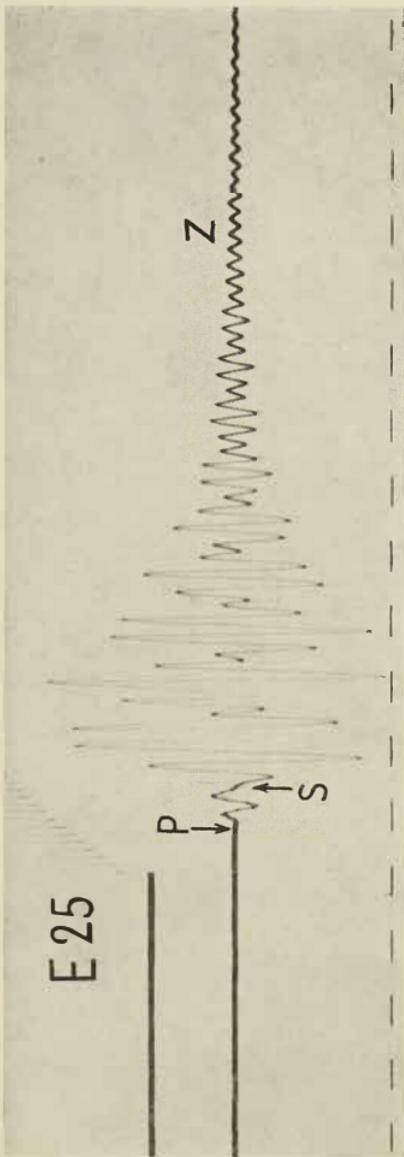
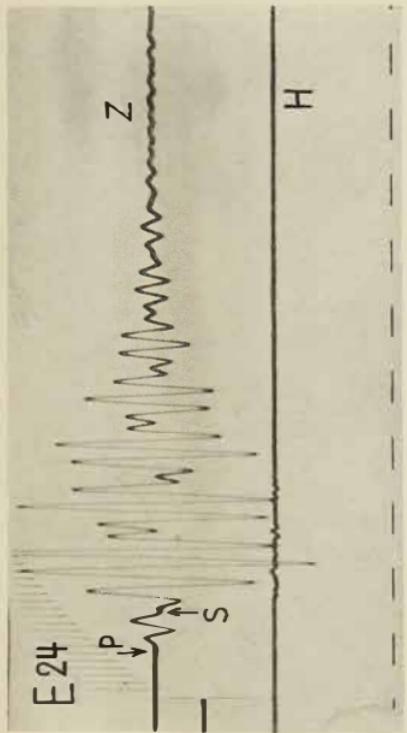
E 19

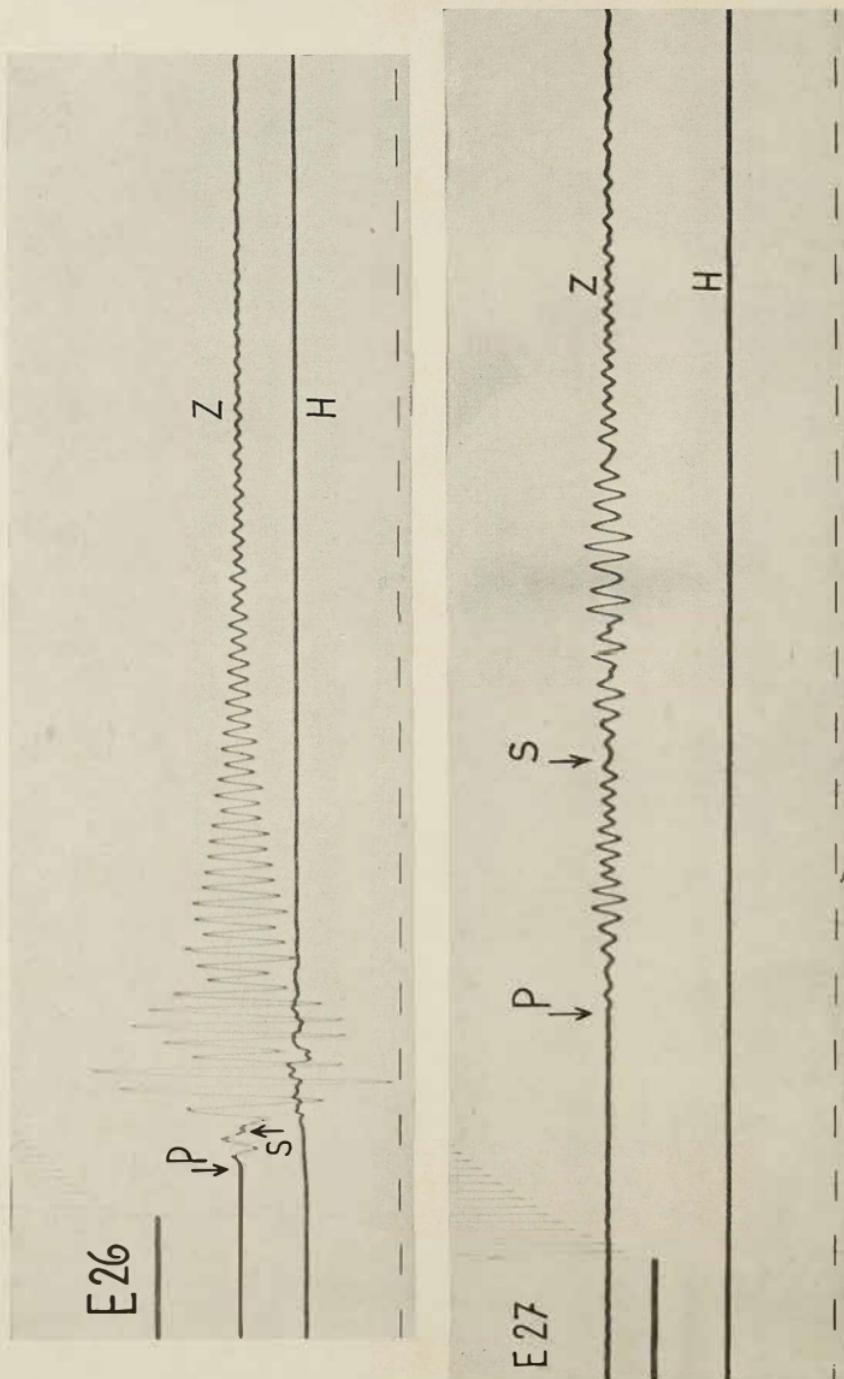
P S
↓

H









II. Eisdickenmessungen.

Von Ernst Sorge.

Alfred Wegener hatte in seinem „Plan einer Deutschen Inlandeis-Expedition nach Grönland...“ folgende Vorschläge: „Bei der praktischen Durchführung der Eisdickenmessungen in Grönland muß man jedenfalls berücksichtigen, daß dieselben wegen der Inhomogenität des Inlandeises und wegen der Dämpfung der Wellen im Firn durch dessen Luftgehalt unvergleichlich viel schwieriger und zeitraubender sind als etwa die Messung der Meerestiefe mit dem Echolot. Namentlich die wichtigsten Messungen im zentralen Firngebiet werden wahrscheinlich nur dann gelingen, wenn sowohl die Sprengung wie die Registrierung am Boden von tiefen Schächten ausgeführt werden. Nimmt man dazu die Notwendigkeit, zunächst zur Bestimmung der Wellengeschwindigkeit im Firn eine Reihe von Sprengungen in verschiedenen Abständen von der Registrierung durchzuführen, so ergibt sich, daß ein Aufenthalt von einigen Monaten, am besten eine Überwinterung im zentralen Firngebiet für diese Aufgabe wünschenswert ist. Will man längs eines west-östlichen Querschnitts durch Grönland die Eisdicke vom Rande bis zur Mitte einigermaßen kontinuierlich verfolgen können, so ist außerdem eine zweite Winterstation auf dem Inlandeise in dessen Randgebiet wünschenswert, wo ein zweiter Spezialist mit einem zweiten Instrumentarium sich der gleichen Aufgabe widmet, sowie möglichst zahlreiche Schlittenreisen zwischen beiden Stationen in den günstigen Reisemonaten.“

1. Vorexpedition.

In den Plan der Vorexpedition 1929 wurden seismische Eisdickenmessungen einbezogen. Da vorher in Grönland überhaupt noch keine Eisdickenmessungen gemacht worden waren, hatten wir mit vielen Unbekannten zu rechnen. Es handelte sich darum, die experimentellen Schwierigkeiten zugleich mit den klimatischen und Reiseschwierigkeiten auf dem Inlande zu erproben und zu überwinden. In allererster Linie sollte die Methode im Firngebiet geprüft werden, wo große Eisdicken und schwache Fortpflanzung der Erschütterungswellen erwartet werden konnten.

Als Apparat wurde derselbe Wiechertsche Feld-Vertikalseismograph benutzt, der nach Angaben von H. Mothes im Geophysikalischen Institut der Universität Göttingen erbaut war und sich auf dem Hintereisferner und auf dem großen Aletsch-Gletscher (Konkordiaplatz) wiederholt bewährt hatte (siehe „Seismische Dickenmessungen von Gletschereis“ von

H. Mothes in der „Zeitschrift für Geophysik, Jahrg. III, Heft 4, S. 121—134, und „Neue Ergebnisse der Eisseismik“ von H. Mothes, ebenda, Jahrg. V, Heft 3/4, S. 120—144). Da im wesentlichen die früheren Registrermethoden beibehalten werden konnten, erübrigts sich hier eine nochmalige Darstellung. Die Grundgedanken und die Methoden der Eisdickenmessung sind von B. Brockamp und K. Wölcken auf Seite 54—59 geschildert. Nur auf die besonderen Verhältnisse sei eingegangen, die 1929 die Hauptschwierigkeiten für die seismischen Messungen bildeten.

Zunächst mußten alle Apparate, Sprengstoff, Kupferkabel, Wohnzelt, lichtdichtes Seismozelt, Lebensmittel, Brennstoff usw. vom Meeresspiegel etwa 1000 m hoch auf das Inlandeis geschafft werden. Landwege kommen wegen der Beschwerlichkeit der Lastenbeförderung im Sommer überhaupt nicht in Frage. Wir mußten also einen leicht begehbarer Gletscher für den Aufstieg suchen. In neunzehntägiger ununterbrochener Erkundungstätigkeit bei Tag und bei Nacht mit Motorbootsfahrten durch viele Fjorde und Fußmärschen über Eis und Fels wurde schließlich der Kamarujuk-Gletscher als Aufstiegsweg ausersehen. Er ist als einziger im Gegensatz zu den zwölf großen Inlandeisgletschern im Bezirk Umanak einigermaßen gangbar. 1929 hatten wir noch keine Pferde für die Transporte. Mit Hilfe von 8 Grönländern, 33 Hunden und 5 Schlitten wurde dann das Gepäck aufs Inlandeis hinaufgeschafft. 15 Tage, nachdem unsere Ausrüstung am Kamarujuk-Fjord gelandet worden war, konnte in fast 1000 m Seehöhe zum erstenmal der Seismograph aufgestellt werden. Aus diesen Zeitangaben wird man sich ungefähr ein Bild machen können, mit welchen Umständlichkeiten die Vorbereitungen für die eigentlichen Messungen auf dem Inlandeis verknüpft waren.

Da die Vorexpedition mit den verschiedensten Arbeiten zu tun hatte, waren für die seismischen Messungen nur zwei Mann, nämlich Loewe und Sorge, verfügbar. Sie mußten daher ohne Winkzeichengebung zu verabredeten Zeiten sprengen und registrieren. Diese Methode hat sich vorzüglich bewährt. Sie erfordert neben zwei genau gehenden Uhren einen Überblick über den Zeitbedarf für die Fußmärsche vom Seismozelt zur Sprengstelle (bis zu 2 km Weg), für das Bohren des Sprengloches und die Vorbereitung der Sprengung, außerdem ein fehlerfreies Zusammenarbeiten auch in den spannenden Sekunden kurz vor jeder Sprengung und schließlich genaue Verabredung für den Fall, daß irgend etwas kurz vor dem Zeitpunkt der Sprengung nicht in Ordnung war.

Erhebliche Schwierigkeiten bot auf jedem neuen Zeltplatz die Justierung des empfindlichen Seismographen (Vergrößerung $V=27000$), der durch die Fahrten auf Hundeschlitten natürlich nicht besser wurde. Doch hat er sich gut gehalten. Nur einmal brach eine Blattfeder an der Stoßstange und mußte ausgewechselt werden. Erstaunlicherweise ist das Gehänge des Torsionsspiegels, ein Platinfaden von 0,030 mm Durchmesser,

heil vom Göttinger Geophysikalischen Institut aufs Inlandeis und zurück nach Göttingen gekommen. Die beiden Ersatzgehänge wurden nicht gebraucht.

Die Zeitmarken auf den Registrierstreifen wurden durch einen Lichtstrahl erzeugt, den eine mit einer Masse beschwerte schwingende Blattfeder alle Fünftelsekunden unterbrach. Die Arretierung dieser Blattfeder hat sich nicht bewährt. Während des Transportes hatte sich die Blattfeder gelöst und durch ihre Schläge ein kleines total reflektierendes Glasprisma, das sich im Wege des Zeitmarkierlichtstrahls befindet, aus seiner Kupferfassung herausgeschlagen und die Fassung selbst verbogen und zum Teil abgebrochen. Es war recht umständlich, im Zelt auf dem Inlandeis die beschädigten Teile wieder in Ordnung zu bringen und das Prisma zu befestigen.

Die lichtdichten runden Kassettentrommeln, in die der Registrierstreifen aus dem Lichtschreiber direkt hineinlaufen soll, konnten nicht gebraucht werden, weil der Streifen manchmal hakte und wir keinen Überblick hatten, ob der Streifen überhaupt lief. Wir haben den herauskommenden Streifen in dem lichtdichten Seismozelt mit den Händen zusammengerollt und sogleich entwickelt, fixiert und gewässert. Mit einem Stückchen Hartspiritus („Meta“) wurde die Entwicklerflüssigkeit zehn Minuten vor jeder Sprengung auf etwa 25°C erwärmt. Bis zum Augenblick der Sprengung hatte sie sich dann, wie Versuche ergaben, auf 18°C abgekühlt. Nach dem Fixieren und Wässern wurden die 1—2 m langen Registrierstreifen an der Zeltdecke über einen horizontalen Stab gehängt und durch sanfte Erwärmung mit einem Spiritusbrenner oder dem Petroleum-Primuskocher getrocknet. Andernfalls vereisen nämlich die Streifen sehr schnell, brechen leicht und trocknen nicht. Schließlich fanden wir für alle diese kleinen Schwierigkeiten praktische Lösungen heraus.

In der Abschmelzzone des Inlandeises, wo sich auf dem blanken Eise das Zelt nicht eingraben ließ, verursachten heftige Winde zuzeiten so starke Erschütterungen des Seismographen, daß in den Registrierungen die Welleneinsätze der Sprengungen nicht mit Sicherheit herausgefunden werden konnten. Einige Registrierungen sind daher ergebnislos. Im Firngebiet wurde das Zelt tief eingegraben und stand sehr ruhig.

Die vier seismischen Meßstellen liegen in der Nähe der grönländischen Westküste unter $71^{\circ}10'$ nördl. Br. Ihre Lage ist aus Fig. 1 zu ersehen.



Fig. 1. Die Lage der seismischen Meßstellen der Vorexpedition.

Meßstelle	Sprengung	Ort	Seehöhe	Eisdicke
1.	1—8	Kamarujuk-Gletscher	970 m	330 m
2.	9—12	Kangerdluarsuk-Gletscher	985 m	600 m
3.	13—15	Zeltlager „Am Bach“	1210 m	750 m
4.	16—21	Zeltlager „Abschied“	1570 m	1200 m

Der Kamarujuk-Gletscher erreicht heute nicht mehr ganz das Meer, ist offenbar im Zurückgehen begriffen und wird kaum mehr vom Inlandeis gespeist. Der Kangerdluarsuk-Gletscher erhält Zufuhr vom Hochlandeis und zu einem sehr beträchtlichen Teile vom Inlandeis. Er erreicht das Meer, ist aber nicht sehr produktiv. Die ersten beiden Meßstellen liegen gleich weit von der Küste entfernt. Die Meßstelle auf dem Kangerdluarsuk-Gletscher lag etwa an gleicher Stelle, wo Wölckens Messungen auf der Hauptexpedition stattfanden. Die Messungen der Vor- und Hauptexpedition stimmen gut überein. Die dritte Meßstelle (Lager „Am Bach“) liegt 16,6 km östlich und die vierte Meßstelle (Lager „Abschied“) 42 km östlich von den ersten beiden.

Die Sprengungen 1—7 und 16—21 wurden von Loewe ausgeführt und von Sorge registriert. Bei den Sprengungen 8—15 war es umgekehrt. Im ganzen waren 50 kg Extradynamit und 25 Sprengkapseln mitgeführt worden. Nur in einem Falle versagte eine Sprengkapsel. Über die Verwendung des Sprengstoffes sowie über die gesamten Ergebnisse der Messungen gibt die Zahlenübersicht auf S. 148 Auskunft.

Die Entfernungen zwischen dem Seismozelt und der Sprengstelle wurden im allgemeinen mit einem 20 m langen Bandmaß gemessen. Bei großen Sprengentfernungen bestimmten wir die Strecke trigonometrisch mit Bandmaß und Sextant. Der Sextant gestattete Ablesungen bis auf eine Bogenminute genau.

Von den auswertbaren Registrierungen haben Nr. 4, 5, 14b und 15 keine Zeitmarkierung, da in diesen Fällen die Zeitwippe nicht in Ordnung war (s. oben). Die Zeiten auf diesen Filmstreifen wurden durch Vergleich mit der Schallstrecke abgeleitet. Ein Urteil über die Zulässigkeit dieses Verfahrens wurde durch Ausmessen der Zeitmarken auf den übrigen Filmen gewonnen.

Der Film lief ziemlich gleichmäßig. Wahrscheinlich werden also auch die Registrierungen ohne Zeitmarken nur mit geringen Fehlern behaftet sein. Bei den Sprengungen 5 und 15 wurden außerdem die Schwingungen des Ablenkspiegels, deren Frequenz aus den Filmen 3, 16 und 17 bestimmt werden konnte, als Zeitmarkierung benutzt. Es ergab sich genaue Übereinstimmung mit der Bestimmung aus der Schallstrecke.

Die Registrierungen 1—18 sind aus Gründen der Lichtstärke und bequemeren Justierung mit einer Linse von 33 cm Brennweite erhalten worden. Sprengung 18 zeigte aber, daß im Firngebiet die Ausschläge zu klein waren, um die Welleneinsätze mit der erforderlichen Genauigkeit

ableSEN zu können. Daher wurden die Sprengungen 19—21, von denen am meisten abhing, mit einer Linse von 100 cm Brennweite registriert. Die Lichtstärke genügte auch hier durchaus. Die Länge des Seismozeltes verbot eine weitere Steigerung der Brennweite. Aber auch für 150 cm Brennweite dürfte die Lichtstärke noch ausreichen.

Auf den Registrierungen ist die Parallaxe P der beiden Lichtzeiger angegeben. $P = -0,4$ mm bedeutet z. B., daß auf dem Originalfilm die abgemessene Strecke zwischen Sprengpunkt (Abriß des Ablenkzeigers) und Welleneinsatz um 0,4 mm verkleinert werden muß, um die tatsächliche Laufzeit zu bestimmen.

S. 127—130 sind einige Registrierungen photographisch wiedergegeben.

Es war außerordentlich wichtig, daß wir in Grönland den Apparat benutzen konnten, der uns von den Messungen auf dem Konkordiaplatz her vertraut war*.

Die Apparateigenschaften (Eigenschwingung, Dämpfung usw.) waren uns also bekannt. Die grönländischen Messungen lassen sich daher unmittelbar an die Schweizer Ergebnisse anschließen. Ein Vergleich der grönländischen Sprengungen 3—5 mit den Konkordiasprengungen 5—8 (Zeitschrift für Geophysik, Jahrg. 5, Heft 3/4, S. 140, Fig. 11) zeigt gute Übereinstimmung. Die Auffassung der Einsätze I, R, II als longitudinale direkte Wellen, Reflexionen an der unteren Grenzfläche des Eises und transversale direkte Wellen wird durch die grönländischen Messungen bestätigt und erneut gestützt. Die Wellengeschwindigkeiten stimmen mit den früher gefundenen Werten überein, so daß eine andere Deutung dieser Wellen nicht möglich ist.

Die Ergebnisse an den Meßstellen 1—3 (Registrierungen 1—15) bieten somit in seismischer Hinsicht nichts Neues. Anders dagegen ist es an Meßstelle 4 in 1570 m Seehöhe im Firngebiet (Registrierungen 16—21). Der Firn bestand hier, wie eine Aufgrabung bis 3 m Tiefe zeigte, aus abwechselnden Schnee- und Eisschichten, die in unregelmäßiger Mächtigkeit aufeinander folgten. Ein Stück dieser Schichtenfolge ist beispielshalber in Fig. 2 dargestellt.

In größerer und geringerer Tiefe folgten die Schichten in ähnlicher Weise aufeinander, immer abwechselnd Schnee und Eis mit sehr unregelmäßigen Mächtigkeiten. Die Eisschichten sind aus Schnee entstanden, der an warmen Tagen taute und dann vereiste.

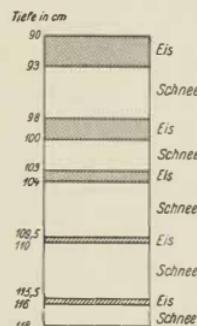


Fig. 2. Schichtenfolge im Firngebiet an der vierten seismischen Meßstelle. Lager „Abschied“.

* Dank der bereitwilligen Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft konnten sich im März 1929 Loewe und Sorge als Vorbereitung auf die Grönland-Expedition an den eiszeitlichen Arbeiten von Dr. Mothes auf dem Konkordiaplatz beteiligen (siehe Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. 5, Heft 3/4, S. 138—144).

Die Dichte des Firs betrug beim Lager „Abschied“ durchschnittlich in einer Tiefe von 30 bis 40 cm 0,53 und in einer Tiefe von 90 bis 118 cm 0,49. Die Messungen haben aber nur den Wert von Stichproben. Der Dichteunterschied röhrt wohl von Meßungenauigkeiten her.

Hier im Firngebiet traten zum ersten Male andere Geschwindigkeiten auf. Sie unterscheiden sich nicht nur von den Laufgeschwindigkeiten im Eis, sondern auch von denen im Firngebiet des Hintereisforners. Während H. Mothes im Firngebiet des Hintereisforners $V_{\text{long}} = 3140 \text{ m/sec}$ und $V_{\text{transv}} = 1350 \text{ m/sec}$ fand, ergaben die Sprengungen 16, 17 und 19 noch erheblich kleinere Geschwindigkeiten, und zwar um so kleiner, je geringer die Sprengentfernung ist (vgl. die Zahlenübersicht S. 148). Die Geschwindigkeitswerte sind freilich nicht sehr genau — bis auf etwa 10 oder 20% —, da die Sprengentfernungen nur klein waren, doch stimmen sie untereinander gut überein. Die 18. Sprengung lieferte bei einer Sprengentfernung von 1053 m fast die gleichen Geschwindigkeitswerte wie im Firngebiet des Hintereisforners. Die Welleneinsätze sind aber bei der 18. Sprengung nur schwach sichtbar, so daß die Geschwindigkeitswerte gerade dieser Sprengung als unsicher bezeichnet werden müssen und keinerlei Schlüsse daraus gezogen werden sollen. Interessanterweise traten im Firngebiet bei noch größeren Sprengentfernungen (1451 und 1858 m, siehe Sprengung 20 und 21) die sehr sicher bestimmten Übertragungsgeschwindigkeiten von $V_{\text{long}} = 3470 \text{ m/sec}$ bzw. $V_{\text{transv}} = 1700 \text{ m/sec}$ auf, also die gleichen wie im Gletschereis. Diese Werte stellen natürlich nicht die Geschwindigkeit der durch den Firn gelaufenen Wellen dar, denn diese ist ja, wie die Registrierungen 16, 17, 19 und H. Mothes' Messungen zeigen, erheblich kleiner. Man muß vielmehr aus den Geschwindigkeiten schließen — und das ist eins der wichtigsten Ergebnisse der grönlandischen seismischen Messungen der Vorexpedition —, daß die Wellen durch Eis gelaufen sind. In welcher Tiefe und wie der Firn in Eis übergeht, kann aus den wenigen Messungen noch nicht berechnet werden. Doch ist es am wahrscheinlichsten, eine geringe Tiefe (der Größenordnung nach etwa 50—100 m) anzunehmen*. Dafür spricht die Nähe der Firngrenze (etwa 1400 m Seehöhe). Und andernfalls würden sich, da die Explosionswellen zuerst die Firnschicht durchstoßen müssen, die hohen Übertragungsgeschwindigkeiten nicht erklären. Aus den Registrierungen 16 und 20 folgt zwischen den Entfernungen 105 m und 1451 m eine Geschwindigkeit der longitudinalen Welle von

* Die Messungen von B. Brockamp und K. Wölcken haben dies bei km 62 auf der Hauptexpedition bestätigt. Die Darstellung auf S. 17, Bd. 1, der „Wiss. Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31“ kann vielleicht einen falschen Eindruck erwecken. Denn die Messungen haben tatsächlich im Firngebiet stattgefunden, wenn auch der Firn dort nur eine geringe Dicke hatte.

$$v = \frac{1451 - 1054}{0,421 - 0,046} = \frac{1346}{0,375} = 3590 \text{ m/sec}$$

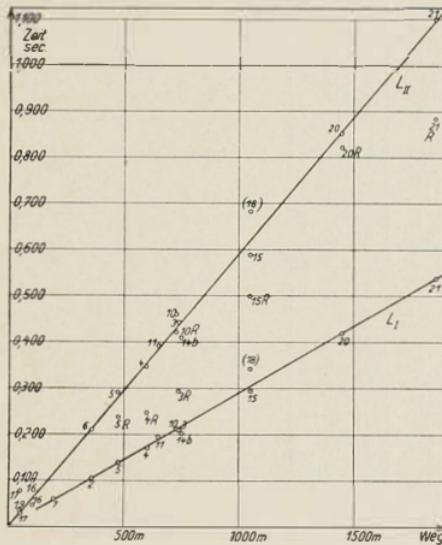
$$v = \frac{1451 - 105}{0,421 - 0,046} = \frac{1346}{0,375} = 3590 \text{ m/sec.}$$

Zu einer Entscheidung der Frage, ob in größerer Tiefe die elastischen Wellen mit größerer Geschwindigkeit durch das Eis gelaufen sind oder nicht, reicht das vorhandene Material nicht aus. Entsprechend den Messungen auf dem Hintereisferner und dem Großen Aletsch-Gletscher soll im folgenden eine konstante Geschwindigkeit der Wellen auch in größeren Tiefen angenommen werden. Für die Annahme einer Übertragung durch den Untergrund des Eises fehlt auf den Registrierungen der Vorexpedition jeder Anhalt.

Ob der Übergang zwischen Firn und Eis plötzlich ist oder allmählich erfolgt, kann aus den Registrierungen nicht entschieden werden. Die ziemlich unregelmäßigen Amplituden der Registrierungen 16 und 17 deuten vielleicht auf Reflexionen an verschiedenen Eisschichten. Dies kann auch mit gutem Grund erwartet werden, denn an der vierten Meßstelle wechseln Schneee- und Eisschichten, wie oben angegeben, miteinander ab. Unter dem Einfluß wachsenden Druckes werden sich wohl schon in verhältnismäßig geringer Tiefe die elastischen Eigenschaften der Schneeschichten denen der Eisschichten stark annähern. Die geringe verfügbare Sprengstoffmenge gestattete auf der Vorexpedition nicht eine eingehende Untersuchung dieser Fragen.

Die schon von H. Mothes beobachtete Dämpfung der Transversalwellen im Firn wurde 1929 auch in Grönland festgestellt, und zwar in noch weit stärkerem Maße. Die Transversalwellen haben nur kleine Amplituden und setzen so allmählich ein, daß man den Anfang nur durch schräges Draufblicken in der Längsrichtung des Filmstreifens erkennen kann.

Zu den beiden letzten und wichtigsten Sprengungen (Nr. 20 und 21) ist folgendes zu bemerken. Bei Sprengung 20 hatten wir bereits unser ganzes Telephonkabel (zweimal 1451 m) ausgelegt. (Versuche zeigten,



Zusammenstellung der Eisdickenmessungen der Vorexpedition.

Sprengung Nr.	Tag 1929	Ort	Meeres- höhe m	Spreng- ent- fernung m	Spreng- stoff- menge kg	Laufzeit der 1. Wellen sec	Übertrag.- Geschw. der 1. Wellen m/sec	Laufzeit der 2. Wellen sec	Übertrag.- Geschw. der 2. Wellen m/sec	Laufzeit der refl. Welle sec	v II v I	Eis- dicke, an- genähert m	Meereshö- des Unter- grundes, angenähert m
1	4. 8.	Kamarijuk- gletscher	970	196	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
2	5. 8.		970	360	2,0	0,104	3460	—	—	—	0,495	—	—
3	6. 8.		970	737	2,0	0,210	3520	0,442	1670	0,294	0,475	359	611
4	6. 8.		970	597	2,0	0,169	3550	0,344	1735	0,246	0,490	314	656
5	6. 8.		970	475	1,0	0,137	3460	0,286	1660	0,234	0,478	336	634
6	6. 8.		970	360	1,0	—	—	0,211	1710	—	0,495	—	—
7	6. 8.	Kangerd- haarsuk- gletscher	970	196	1,0	0,0595	3300	—	—	—	—	—	—
8	8. 8.		970	500	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—
9	12. 8.		985	670	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—
10	12. 8.		985	730	2,0	0,212	3450	0,458	1590	0,417	0,461	617	368
11	12. 8.		985	650	1,0	0,193	3370	0,389	1630	—	0,484	—	—
12	13. 8.		985	751	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
13	18. 8.	Zeltplatz „Am Bach“	1210	750	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—
14a	18. 8.		1210	750	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
14b	19. 8.		1210	750	1,5	0,201	3730	0,408	1870	—	0,501	—	—
15	20. 8.		1210	1047	2,0	0,286	3660	0,591	1770	0,500	0,485	750	460
16	26. 8.		1570	105	1,0	0,0464	2260	0,0987	1063	—	0,472	—	—
17	26. 8.		1570	50	0,5	0,0307	1630	0,075	675	—	0,415	—	—
18	26. 8.	Zeltplatz „Abschied“ im Firngebiet	1570	1053	3,9	0,342	3180	0,682	1550	—	0,488	—	—
19	27. 8.		1570	50	0,1	0,033	1510	—	—	—	—	—	—
20	27. 8.		1570	1451	6,0	0,421	3470	0,850	1710	0,818	0,492	1280	290
21	27. 8.		1570	1858	13,5	0,536	3470	1,102	1680	0,883	0,485	1280	290

daß als Rückleitung das Eis nicht geeignet war.) Die Registrierung 20 für sich allein hätte nicht einwandfrei die reflektierten Wellen erkennen lassen, da diese sehr dicht vor den Transversalwellen liegen und nur klein sind. Unter Verzicht auf die Registrierung des Sprengaugenblicks wurde die Sprengentfernung von 1451 m auf 1858 m vergrößert. So verzeichnet erst unsere letzte Registrierung (21) der Vorexpedition die drei Wellen im Firngebiet deutlich getrennt voneinander! Der Sprengaugenblick wurde vom Einsatz des Luftschalles rückwärts gehend berechnet und ergab die gleiche Übertragungsgeschwindigkeit der Eiserschütterungen wie bei Sprengung 20. Somit erscheint die Geschwindigkeit bei dieser letzten und wichtigsten Sprengung genügend gesichert.

Die seismischen Ergebnisse der Vorexpedition seien zum Schluß kurz zusammengefaßt:

1. Die Transportfähigkeit der Apparate auf Hundeschlitten wurde erprobt.
 2. Die Apparate arbeiteten unter den klimatischen Verhältnissen des Inlandeises erfolgreich und ermöglichten dadurch die ersten Eisdickenmessungen überhaupt in Grönland, und zwar auch im Firngebiet und bei großen Eisdicken. Die erforderlichen Sprengstoffmengen wurden festgestellt.
 3. Der Untergrund des Inlandeises lag an den Meßstellen tiefer als das Land am Rande des Inlandeises, und zwar bei der küstenfernsten Stelle (42 km) am tiefsten.
 4. Die Laufgeschwindigkeiten der longitudinalen und transversalen Wellen im grönlandischen Eis und auf alpinen Gletschern ergaben sich als praktisch gleich. Im grönlandischen Firngebiet (also oberhalb der Schneegrenze) sind sie nahe der Oberfläche erheblich kleiner.
- Diese Ergebnisse und Erfahrungen kamen der Hauptexpedition zugute.

2. Hauptexpedition, Eismitte.

Entsprechend Alfred Wegeners Plan (s. S. 141) mußte mit aller Kraft versucht werden, die seismischen Apparate mit Zubehör im Sommer 1930 nach Eismitte zu bringen. Da es aber nicht gelang, mit drei Hundeschlittenreisen die geplante Ausrüstung nach Eismitte zu bringen, verzichtete, wie bekannt, die Besatzung von Eismitte auf das Winterhaus, um statt dessen noch einen Teil der wissenschaftlichen Ausrüstung zu erhalten. Aber auch das war nicht möglich, da Propellerschlitten und Hundeschlitten im weichen Schnee steckenblieben und die Nutzlast liegenlassen mußten. Bei diesen Transporten haben alle Teilnehmer ihre Kraft für die Errichtung der Station Eismitte eingesetzt und damit den Beweis für ihre kameradschaftliche Gesinnung geliefert. Wegen der übermenschlichen Transportschwierigkeiten kamen im Sommer 1930 nur die Seismographen, Registrierapparate und Zünder nach Eismitte. Alles übrige (Sprengstoff,

Kabel, Batterien usw.) lag im Winter 1930/31 in verschiedenen Depots auf der Strecke zwischen der Weststation und Eismitte verstreut. Die Eisdickenmessungen mußten daher bis 1931 zurückgestellt werden. Durch die Suchreisen nach Alfred Wegener und Rasmus Villumsen war Sorge im Mai und Juni 1931 auf dem Inlandeis gebunden, während Georgi allein in Eismitte blieb. In der ersten Julihälfte herrschten im Randgebiet Schneesümpfe, die das Reisen mit Propellerschlitten gefährdeten. Erst am 19. Juli 1931 starteten die Propellerschlitten für die Eisdickenmessungen nach Eismitte, stürzten unterwegs in Spalten und trafen nach Wiederherstellung am 24. Juli morgens in Eismitte ein. Am 5. August sollten nach der Instruktion von Professor Kurt Wegener (s. Band I, S. 52) die Propellerschlitten Eismitte verlassen. Es war also höchste Eile geboten.

Für spätere Expeditionen sei hier folgendes bemerkt: Nach den Erfahrungen in Eismitte eignen sich für längere wissenschaftliche Außenarbeiten im Zentralgebiet die Monate April bis September. Das Reisen auf dem Inlandeis im April und September kann bei ungünstigen Verhältnissen (Kälte, Wind, weicher Schnee) bereits unmöglich sein.

Bei den Eisdickenmessungen in Eismitte haben Georgi, Kraus, Schif und der Grönländer Jeremias Skade in kameradschaftlichster Weise geholfen. Georgi entwickelte die Filmstreifen, Kraus, Schif und Jeremias legten Kabel und sprengten. Namentlich in Anbetracht der zu knappen Zeit war die Mithilfe des Propellerschlittens „Schneespatz“ von unschätzbarem Wert. Er legte beim Ausfahren von Sprengstoff und Kabel im ganzen 50 km zurück und ersparte uns das beschwerliche Ziehen des Handschlittens und damit viel Zeit.

Für die Messungen standen zur Verfügung:

1 Wiechertscher Vertikalseismograph vom Geophysikalischen Institut in Göttingen	12 kg
1 Askania-Seismograph mit Vertikal- und Horizontalpendel	25 „
1 Lichtschreiber für den Göttinger Seismograph	18 „
1 Lichtschreiber für den Askania-Seismograph	54 „
200 Zünder	42 „
30 4,5-Volt-Batterien von Perrix und Siemens	20 „
2 Perrix-Anoden-Batterien	
Registrierpapier, Ersatzteile, Werkzeugglasche	
1 Stimmgabel mit elektromagnetischem Antrieb von Edelmann-München	
Photographische Ausrüstung zum Entwickeln und Fixieren der Registrirungen	
7600 m Telephonkabel	etwa 100 „
188,6 kg Trinitrotoluol in Kisten	etwa 210 „
	<hr/>
	zusammen 481 kg

Alle Gewichte verstehen sich einschließlich Verpackung. Mit den kleineren Hilfsmitteln zusammen kann man das Gesamtgewicht auf 500—520 kg veranschlagen.

Ersparnisse kann man wohl nur am Gewicht des Telephonkabels machen, da man künftig entweder mit dem dünnsten Draht oder sogar

drahtlos den Sprengaugenblick dem Seismographenstandpunkt übermitteln kann. Am Sprengstoff zu sparen, rächt sich stets, da man nie zu viel, aber leicht zu wenig Sprengungen macht.

Die Methoden der Eisdickenmessungen sind oft dargestellt worden. Sie sind z. B. von Brockamp und Wölcken auf S. 54—59 behandelt. Die Apparate werden dort ebenfalls geschildert. Hier soll nur über die besonderen Verhältnisse von Eismitte berichtet werden.

Während des Winters hatten die Seismographen und Lichtschreiber in unserm „Frachtraum“ bei -30° C gelegen. Die Verpackung der Askania-Apparate in luftdicht schließenden Holzkästen mit Gummileisten hat sich vorzüglich bewährt. Dagegen war durch die Ritzen der nicht luftdichten Kästen der Göttinger Apparate Feuchtigkeit eingedrungen, so daß dicker Reif die Apparate vollständig bedeckte. Außerdem waren viele Metallteile oxydiert; die Stahlachse des Seismographenspiegels hatte Reibung durch Rost und mußte gegen ein Torsionsgehänge ausgewechselt werden. Der Dämpfungszyylinder (aus Aluminium) wurde von Kraus vorsichtig abgeschmiedet. Aber auch nach Ausbesserung der Hauptschäden war der Apparat nicht sehr empfindlich. Der kleine Elektromotor zum Durchziehen des Films im Lichtschreiber lief nicht, offenbar wegen innerer Feuchtigkeit. Erst nach längerer Anwärmung (tagelang) begann er langsam. Zwei Stativfüsse (Messingrohr) des Göttinger Lichtschreibers hatten im Winter als Köpfe für Stoßbohrer zur Herstellung von Thermometerlöchern im Schacht dienen müssen und waren dabei durch den sehr harten Firn allmählich zersplittet. Bei der Kürze der Zeit war an eine gründliche Überholung der Apparate nicht zu denken.

Das alles zeigt deutlich die Schwierigkeiten der Ausrüstung, des Transports und der Aufbewahrung. Bei den Eisdickenmessungen der Vorexpedition hatte ein Göttinger Apparat ganz ähnlicher Konstruktion, abgesehen von kleineren Mängeln, die ganze Expeditionszeit hindurch vorzüglich gearbeitet. Beim Schiffstransport und den Hundeschlittenreisen hatte auf der Vorexpedition die Arretierung der schwingenden Masse vollständig genügt. Dagegen wurden auf der Ausreise der Hauptexpedition fast sämtliche Blattfedern des Göttinger Seismographen durch die Schiffsbewegung zerbrochen. Es empfiehlt sich also, die Masse des Seismographen bei allen Transporten herauszunehmen oder aber die Arretierung zu verstärken. Ferner ist die Gefahr des Oxydierens von Metallteilen nach den Erfahrungen in Eismitte größer als vielfach für Polargebiete angenommen wird. Doch spielt hierbei offenbar die Nähe unserer Kochstelle und von drei Menschen mit der dadurch erzeugten größeren Feuchtigkeit (an der starken Bereifung kenntlich) eine besonders ungünstige Rolle. Es wäre wohl zweckmäßiger gewesen, die Apparate in größerer Entfernung von der Station im Schnee einzugraben und die Stelle durch einen Schneemann zu bezeichnen.

Nach alledem sah sich Sorge aus Zeitmangel gezwungen, die Messungen allein mit dem Askania-Apparat auszuführen. Der Apparat war, wie gesagt, durch seine gute Kapselung vor Bereifung geschützt. Dafür hatte er aber einen andern Nachteil. Während der Transporte war die Flüssigkeit aus dem (offenbar undichten) Dämpfungszyylinder des Vertikal-seismographen ausgelaufen und war an verschiedenen Stellen im Innern in kleinen Tropfen angeklebt. Mehrmals wurde der Apparat im angewärmten Zelt geöffnet und das Glyzerin so gut es ging entfernt. Jeder Temperaturunterschied bei geöffnetem Apparat war wegen der Gefahr des Bereifens gefährlich. Wegen der Kürze der Zeit erschien es zu gewagt, den Apparat vollständig auseinanderzunehmen. Beim Neueinfüllen eines Gemisches von Alkohol und Glyzerin zeigte sich, daß der Dämpfungszyylinder des Vertikalseismographen langsam leckte. Bei den Messungen wurde volle Dämpfung eingeschaltet; aber wie die Registrierungen zeigen, dauern die Eigenschwingungen des Pendels infolge schwacher Dämpfung lange Zeit an. Dadurch überdecken sich die einzelnen Wellenzüge zum Teil.

Das Horizontalpendel zeigt nur Erschütterungen aus kurzen Entfernungen an, so daß für die Konstruktion der Laufzeitkurzen fast nur die Registrierungen des Vertikalpendels benutzt wurden.

Nach einer Prüfung der Askanianwerke hatte der Apparat folgende Eigenschaften:

Eigenschwingungsdauer (1 Periode):

für Horizontal- und Vertikalpendel 0,022 sec

(In Eismitte ergab sich für das Horizontalpendel

0,015 bis 0,022 sec und für das Vertikal-
pendel 0,030 bis 0,044 sec, am häufigsten 0,033 sec).

Statische Vergrößerung bei 1,1 m Entfernung des Registrierapparates:

Vertikalpendel 23 300 fach

Horizontalpendel 27 800 fach,

bei Verwendung der Doppelspiegelung:

Vertikalpendel 46 600 fach

Horizontalpendel 55 600 fach.

Zeitmarke

(von Strichbeginn zu Strichbeginn) 0,1294 sec.

Papiertransport:

Stellung 4 7,2 cm/sec.

(Diese Stellung wurde ausschließlich in Eismitte benutzt.)

Die Zeitmarkierung wurde durch Vergleich mit Stimmabelschwingungen geprüft (bei einer Temperatur von -6°C). Die Stimmabel-eichungen in der Chemisch-Technischen Reichsanstalt in Berlin sind auf Seite 69 angegeben. In Eismitte herrschte auf dem Tisch, wo die Appa-

rate standen, eine sehr gleichmäßige Temperatur von -6° bis -8° C. Bei einer Frequenz von 50/sec für die Stimmgabel folgt als Strichabstand 0,1298 sec, bei einer Frequenz von 50,15/sec ein Strichabstand von 0,1294 sec. Die Auswertung wurde mit der Zahl 0,1298 sec durchgeführt. Die geringen Unterschiede spielen keine Rolle, da andere Fehlerquellen viel beträchtlicher sind.

Die Askania-Apparate wurden in der Firnhöhle von Eismitte aufgestellt, nachdem die Einrichtung der Überwinterung nach draußen geschafft worden war. Der Raum bewährte sich sehr gut, insbesondere dadurch, daß ein lichtdichtes Zelt entbehrlich war. Die Firndecke war 4 m dick und schirmte das Tageslicht vollständig ab. Der Bau einer solchen Firnhöhle erfordert für drei Mann eine Arbeitszeit von zwei bis drei Tagen; die besten Werkzeuge sind Pionierspaten, langes Schneemesser und vor allem eine lange Fuchsschwanzsäge, mit der man aus dem Firn mit Leichtigkeit große Blöcke herausschneiden kann.

Der Seismograph stand in einer Wandnische auf einem waagerechten Holzbrett, das unmittelbar auf Firn auflag: der Lichtschreiber wurde auf dem aus leeren Proviantkisten bestehenden Tisch aufgebaut. Die Richtung vom Lichtschreiber zum Seismographen war mißweisend Nord 10° West, der Abstand zwischen beiden betrug 1,10 m. Zum Betrieb der kleinen elektrischen Lampe im Lichtschreiber dienten zwei hintereinander geschaltete 4,5-Volt-Batterien, zum Betrieb der elektrischen Leitung für die Aufzeichnung des Sprengaugenblicks eine Pertrix-Anodenbatterie. Alle Batterien wurden täglich über dem Primusbrenner auf einem aus Kistenblech hergestellten Wärmekasten angewärmt und getrocknet. Ebenfalls über dem Primus wurde täglich Entwicklerflüssigkeit, Fixierbad und Wasser zum Wässern der Filme bereitet. Diese Vorbereitungen nahmen täglich etwa 3—4 Stunden in Anspruch, bevor eine Sprengung stattfinden konnte. Die Sprengungen wurden nach der Uhr verabredet, was sich ausnahmslos bewährte.

Um Laufzeitkurven und Reflexionen zu bekommen, wurde von der Burg Eismitte in der Richtung mißweisend Nord 56° Ost das gesamte Telephonkabel doppelt bis 3805 m Entfernung ausgelegt. Die Kabel waren recht schwer. Man kann mit viel dünnerem Draht auskommen und braucht nicht einmal eine Isolierung, da der trockene, praktisch salzfreie Schnee ein sehr guter Isolator ist. Ähnliche Erfahrungen sind auch auf Bergstationen gemacht worden. Wir haben zur Verlängerung des Kabels sogar einige hundert Meter Klaviersaitendraht, der sonst für Fesselballon-aufstiege gebraucht wurde, ausgelegt und mit der Anodenbatterie bei 10—20 Volt Spannung einen völlig ausreichenden Strom erhalten.

Der Sprengstoff, der in Eismitte ausschließlich benutzt wurde, war Trinitrotoluol, das seit 1917 auf dem Schießplatz Jüterbog bei Berlin in Schuppen gelagert hatte und trotz der langen Zeit offenbar nicht gelitten

hatte. Alle Sprengungen waren durchaus sicher und zuverlässig. Das Trinitrotoluol war in handlichen Päckchen zu 200 g in Papier eingepackt. Jedes Päckchen hatte ein Loch, in das der Brückenzünder eingeführt werden konnte. Die Sprengladungen wurden 1,5—2 m tief eingegraben und bei wichtigeren Sprengungen durch zwei oder mehr Zünder entzündet. Als Sprengmaschine diente eine kleine Dynamo von der Aktien-Gesellschaft Lignose, Berlin NW 40, Type ZEB 10. Diese Maschine hat sich tadellos bewährt, ebenso wie die Zünder. Es trat nicht ein einziger Versager ein. Wir verdanken Dr. Ritter von der Chemisch-Technischen Reichsanstalt außer manchem Rat auch die Besorgung des Sprengstoffes, der Zünder und der Sprengmaschine.

Die Entfernungen zwischen den Sprengpunkten und dem Platz des Seismographen wurden mit einem 50 m langen Stahlbandmaß einmal ausgemessen und wiederholt auf Schneeschuhen abgeschritten, um etwaige Fehler beim Zählen nachzuprüfen und auszuschalten. Die Fehler bei den Längenmessungen betragen auf 1000 m Entfernung wohl nicht mehr als ± 1 m.

Die Registrierungen: Im ganzen wurden 28 Sprengungen registriert. Nummer 1—15 wurde mit Doppelspiegelung, also mit einer Vergrößerung von 46600, Nummer 16—28 zum Zwecke größerer Lichtstärke und Schärfe nur mit einfacher Spiegelung, also mit der Vergrößerung 23300, erhalten.

Die Registrierungen sind auf S. 131—140 und Tafel III und IV wiedergegeben. Bei ihrer Betrachtung erkennt man, daß das Horizontalpendel nur bei ganz kurzen Sprengentfernungen (bis zu 200 m) sichtbar erregt ist, während die Schwingungen des Vertikalpendels bei fast allen Registrierungen zu erkennen sind. Da die sogenannte „Ablenkung“, die den Sprengaugenblick angibt, an dem Seismographen in einer schwalbenschwanzartigen Führungsschiene befestigt ist, wird im Augenblick der Sprengung durch die plötzliche Drehung des elektromagnetisch bewegten Spiegels der Seismograph in Schwingungen versetzt, die auf manchen Registrierungen (z. B. Nr. 7, 10, 14, 28) zu sehen sind und Eigenschwingungen des Seismographen darstellen. Auch die andern Wellenzüge sind meistens nur die Eigenschwingungen des Seismographen. Dort, wo die Schwingungsweite sich vergrößert („Aufschaukeln“), ist die Periode gewöhnlich etwas länger (bis 0,044 sec) als an den Stellen des Abklingens. Diese deutliche Verschiedenheit der Perioden deutet auf eine verzögernde Trägheit beim Aufschaukeln des Schwingungsmechanismus. Die Ursache dafür konnte nicht direkt beobachtet werden. Vielleicht liegt sie in der reibenden Dämpflüssigkeit oder in einem Nachgeben des elastischen Haares, das einmal um den Seismographenspiegel gelegt ist. Tatsächlich schleift sogar das Haar manchmal an der Spiegelachse, so daß die Lichtlinie mit einem kleinen Ruck in eine neue Ruhelage übergeht (siehe Registrierung Nr. 23).

Die Eigenschwingungen des Pendels werden natürlich durch die Firmschwingungen hervorgerufen. Die Wellenzüge tauchen sehr allmählich

auf, so daß die Einsätze nicht plötzlich beginnen. Dadurch wird die Genauigkeit der Zeitangaben bedingt. Zum Beispiel haben die Einsätze der P-Wellen in acht Sprengungen von 1000 m bis 3805 m Entfernung (Nr. 10, 13—17, 27 und 28) einen mittleren Fehler von 0,007 sec (wenn man die Abweichungen von der Laufzeitgeraden berechnet); die P-Welleneinsätze der acht Sprengungen Nr. 19—26 geben dagegen einen mittleren Fehler von 0,002 sec. Hier sind die Einsätze wegen der geringen Sprengentfernung (200 m) viel schärfer. Hier treten auch oft noch die Schwingungen des Firs sichtbar auf. Im Vergleich zur Größe der Sprengentfernung spielt aber die mit der Entfernung wachsende Ungenauigkeit beim Ablesen der Welleneinsätze nur eine geringe Rolle. Die Laufzeiten der Wellen sind aus dem angegebenen Grunde (allmähliches Auftauchen) Höchstwerte oder mit andern Worten: die Geschwindigkeit der Wellen ist mindestens so groß wie angegeben.

Auf den meisten Registrierungen, namentlich auf denen mit größerer Sprengentfernung, sind zwei getrennte Wellengruppen zu erkennen, die als Registrierung der direkten longitudinalen (P) Wellen und direkten transversalen (S) Wellen gedeutet werden. Die geringe Dämpfung des Seismographen macht sich störend dadurch bemerkbar, daß die S-Wellen vielfach schon beginnen, ehe die P-Wellen abgeklungen sind. Daher kann eine gute Laufzeitkurve nur von den P-Wellen gezeichnet werden. Die Einsätze der S-Wellen sind vielfach nur angenähert angebar.

Die Laufzeitkurve der P-Wellen kann in vier Geradenstücke mit den Ecken bei $\Delta = 100$ m, $\Delta = 200$ m, $\Delta = 1000$ m zerlegt werden. Diese Zerlegung hängt von der Wahl der Sprengpunkte ab und ist für die kleinen Sprengentfernungen nur eine Annäherungskonstruktion der wirklichen Verhältnisse. Maßgebend war, daß die Laufzeiten für 200 m durch acht Sprengungen und für 1000 m durch zwei Sprengungen, also durch mehr als bei den andern Sprengentfernungen bestimmt sind. Es fehlen leider Laufzeiten für die Sprengentfernungen zwischen 200 und 600 m. Innerhalb der Fehlergrenzen erscheint die Laufzeitkurve zwischen 200 m und 1000 m als Gerade. In Wirklichkeit wird die Laufgeschwindigkeit in diesem Bereich mit der Entfernung anwachsen. Besonders wichtig ist nun, daß die Laufzeitkurve für große Sprengentfernungen sich sehr gut durch eine Gerade darstellen läßt. Das heißt: Die Laufgeschwindigkeit der P-Wellen nimmt in größeren Tiefen nicht merklich zu.

Die vier Geradenstücke lassen sich durch folgende Gleichungen darstellen:
Sprengentfernung Δ Geschwindigkeit von P Gleichung

0 bis 100 m	$v_1 = 1750 \text{ m/sec}$	$T = 0 + \frac{\Delta}{1750} \text{ sec}$
100 bis 200 m	$v_2 = 2940 \text{ m/sec}$	$T = 0,057 + \frac{\Delta - 100}{2940} \text{ sec}$
200 bis 1000 m	$v_3 = 3380 \text{ m/sec}$	$T = 0,091 + \frac{\Delta - 200}{3380} \text{ sec}$
1000 bis 3805 m	$v_4 = 3640 \text{ m/sec}$	$T = 0,328 + \frac{\Delta - 1000}{3640} \text{ sec.}$

Ordnet man in erster Annäherung den vier verschiedenen Geschwindigkeiten vier verschiedene durch Unstetigkeitsflächen getrennte Firnschichten zu, so erhält man die Mächtigkeiten der Schichten aus einer einfachen geometrischen Betrachtung der Laufzeitkurve. Da die Frage, ob die seismischen Wellen nach der Theorie des senkrechten Strahls oder des schrägen Strahls verlaufen, noch nicht geklärt ist, soll die Schichtdicke nach beiden Methoden abgeleitet werden. Für den senkrechten Strahl gelten folgende Formeln: $h_1 = \frac{\Delta}{2} \cdot \frac{v_2 - v_1}{v_2}$ (h_1 =Mächtigkeit der obersten Schicht, Δ =Sprengentfernung bis zum ersten Knick der Laufzeitkurve), $h_2 = \frac{\Delta}{2} \cdot \frac{v_3 - v_2}{v_3}$ (h_2 =Mächtigkeit der zweiten Schicht, Δ =Sprengentfernung bis zum zweiten Knick der Laufzeitkurve, v_1 , v_2 , v_3 =Laufgeschwindigkeiten der P-Wellen in der ersten, zweiten und dritten Schicht).

Falls die Ausbreitung der Wellen nach dem Fermatschen Prinzip erfolgt, so ergibt die Formel $h_1 = \frac{\Delta}{2} \cdot \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$ die Mächtigkeit der obersten Schicht usw.*.

Aus den beiden Formeln ergeben sich unter Zugrundelegung der Laufzeitkurve von Eismitte folgende Schichtmächtigkeiten:

	bei senrektem Durchstoßen	bei schrägem Durchstoßen
h_1	20,2 m	25,0 m
h_2	13,0 „	26,4 „
h_3	35,8 „	96,0 „
zusammen	69,0 m	147,4 m

Die Schicht, in der die Geschwindigkeit von 3640 m/sec (also der größte Wert) erreicht wird, liegt also mindestens 69 und höchstens 150 m tief. Die Tiefenangaben haben vor allem Vergleichswert, da die wirklichen Bahnkurven zwischen den beiden Extremen liegen und nicht näher bekannt sind. Die Messungen stimmen gut mit denen von Brockamp und Wölcken bei 62 km und 82 km Küstenabstand überein. Schon in verhältnismäßig geringen Tiefen (der Größenordnung nach rund 100 m) herrschen offenbar im grönlandischen Inlandeis ähnliche Bedingungen für die Ausbreitung der elastischen Wellen wie in Alpengletschern, d. h. der „Firn“ der oberflächennahen Schichten ist praktisch in „Eis“ übergegangen. Der Hauptunterschied liegt in der tieferen Temperatur des grönlandischen Eises.

Die Geschwindigkeitswerte der Vorexpedition (bei km 42 mit Göttinger Seismograph $v_p=3590$ m/sec) und der Messungen in Eismitte (mit

* Vgl. hierzu: Oswald v. Schmidt „Brechungsgesetz oder senrekter Strahl?“ in der Zeitschr. für Geophysik 1932 VIII S. 376ff.

Askania-Seismograph; $v_p = 3640 \text{ m/sec}$) sind genau ebenso groß wie die Geschwindigkeiten in Alpengletschern. Dagegen geben die zahlreichen Messungen von Brockamp und Wölcken auf der Hauptexpedition (mit mehreren Seismographen) etwas höhere Geschwindigkeitswerte, die sehr sicher bestimmt sind. Die scheinbar etwas geringeren Geschwindigkeiten in Eismitte röhren wohl daher, daß schon vor dem ersten sichtbaren Auftauchen der Eigenschwingungen des Pendels Firnerschüttungen beim Seismographen eingetroffen sind, aber mit so geringer Energie, daß das Pendel erst etwas später registrierfähige Schwingungen gab. Bei einer Maximalgeschwindigkeit von 3800 m/sec statt 3640 m/sec würde der wahre Einsatz der P-Wellen bei Nr. 28 ($\Delta = 3805 \text{ m}$) 2,5 mm vor dem ersten sichtbaren Auftauchen des Wellenzuges liegen. Die Wellengeschwindigkeiten sind durch Differenzbildung aus mehreren Registrierungen bestimmt worden, so daß sich die gleichsinnigen Fehler in den Welleneinsätzen aufheben oder wenigstens verkleinern. Ein Blick auf die Seismogramme lehrt, daß die Zeit vom ersten Auftauchen bis zur größten Amplitude des Wellenzuges proportional zur Sprengentfernung anwächst. Daher werden bei großen Sprengentfernungen die ersten Wellen mit so geringer Energie eintreffen, daß sie noch keine registrierfähigen Schwingungen erzeugen. Aus diesem Grunde darf man die Wellengeschwindigkeit in Eismitte etwas größer annehmen als 3640 m/sec. Über die Geschwindigkeit in größeren Tiefen als 150 m ist nichts bekannt. Wahrscheinlich wird sie sich nur unwesentlich ändern, denn Dichte und Elastizität des Eises sind in enge Grenzen eingeschlossen. Wegen der besseren Vergleichbarkeit mit den Messungen von Brockamp und Wölcken wird später mit einer Wellengeschwindigkeit von 3800 m/sec für die tieferen Eisschichten gerechnet.

Einer Anregung von Brockamp folgend, wurden in Eismitte sieben Doppelsprengungen (Nr. 20—26) registriert, um vielleicht durch Interferenz der Wellen bei kleinen Sprengentfernungen eine Verkleinerung der direkten Wellen und außerdem reflektierte Wellen zu erhalten. Für $v_p = 3000 \text{ m/sec}$ (nahe der Oberfläche) und eine Periode der Firnwellen von 0,007 sec (vgl. Nr. 9 und 10) ergibt sich für die P-Wellen eine Wellenlänge von 21 m. Dementsprechend wurde der Abstand zwischen den beiden gleichzeitigen Schüssen zwischen 12 m und 30 m abgeändert. Die starken Eigenschwingungen sind aber bei keiner Registrierung ausgeschaltet. Auf mehreren sind die kleinen Wellen mit kurzer Periode (0,007 sec) zu erkennen, die als Periode der Firnwellen gedeutet wird. Ungewiß bei diesen Doppelsprengungen bleibt, ob die Zünder wirklich zur gleichen Zeit (bis etwa auf $1/1000 \text{ sec}$ genau) die beiden getrennten Sprengladungen entzünden. Und wenn man dafür keine Gewähr hat, bleibt es dem Zufall überlassen, ob die Wellen sich verstärken oder abschwächen.

Reflektierte Wellen. Infolge der geringen Dämpfung des Pendels sind die Registrierungen nicht leicht zu entwirren. Außer den direkten

longitudinalen und transversalen Wellen sind andere Wellen mindestens auf den Registrierungen Nr. 9 ($\Delta = 980$ m), 10 ($\Delta = 1000$ m), 17 ($\Delta = 3390$ m) und 28 ($\Delta = 3805$ m) zu erkennen (bei R_x und R_y). Die betreffenden Wellen in Nr. 9 und 10 sind kurzperiodisch (0,007 sec). In Nr. 10 überlagern sie die S-Wellen, beginnen 1,067 sec nach dem Sprengaugenblick, werden aufgeschaukelt bis rund 1,13 sec und verschwinden wieder 1,24 sec nach dem Sprengaugenblick. Diese kurzperiodischen Schwingungen werden als reflektierte Wellen gedeutet. Der Eisdickenberechnung werden folgende Annahmen zugrunde gelegt: 1. Die Wellen sind tatsächlich am Boden des Inlandeises reflektiert. 2. Der Boden ist der Oberfläche parallel. 3. Die reflektierten Wellen durchsetzen die obersten 150 m senkrecht mit einer Geschwindigkeit von 3500 m/sec und haben in den tieferen Schichten die konstante Geschwindigkeit von 3800 m/sec. Unter Anwendung des pythagoreischen Lehrsatzes ergibt sich daraus eine Eisdicke von 1940 m. Die Registrierung Nr. 10 ist mit Doppelspiegelung erhalten worden und lichtschwach. Um die reflektierten Wellen deutlicher zu kennzeichnen, ist außer der Photographie des Originalfilms noch eine retuschierte Kopie abgedruckt worden.

Auf Registrierung Nr. 9 sind direkte kurzperiodische Wellen (0,007 sec) vorhanden. Außerdem finden sich Andeutungen kurzperiodischer Wellen auf den S-Wellen, gegen Nr. 10 etwas verschoben und mit sehr kleinen Amplituden. Da bei Nr. 9 und 10 die Sprengentfernungen und Sprengladungen gleich groß sind (0,6 kg), sollte man auf Nr. 9 die reflektierten Wellen mit gleichen Amplituden erwarten wie auf Nr. 10 (die Sprengentfernungen unterscheiden sich nur um 20 m). Tatsächlich sind die Amplituden auf Nr. 9 kleiner. Immerhin darf Nr. 9 als eine Bestätigung von Nr. 10 aufgefaßt werden. Der Einsatz der reflektierten Wellen bei 0,95 sec nach dem Sprengaugenblick führt auf eine Eisdicke von 1700 m unter gleichen Voraussetzungen wie oben. Registrierung Nr. 10 hat aber ein erheblich höheres Gewicht als Nr. 9. Einige von der Sprengung sicher unabhängige kurzperiodische Wellen finden sich auf Nr. 9 — und nur auf Nr. 9 — noch an andern Stellen, und zwar 7—8 cm vor dem (beim Entwickeln vernichteten aber noch erkennbaren) Sprengaugenblick und 48 cm hinter dem Sprengaugenblick. Diese stellen Bodenunruhe dar.

Auffallend ist nun, daß bei Sprengentfernungen über 1000 m keinerlei kurzperiodische Wellen (0,007 sec) auf den Registrierungen zu erkennen sind, obwohl die Sprengladungen außerordentlich gesteigert wurden (vgl. Nr. 11—18 im Verzeichnis der Sprengungen auf S. 160). Dies Fehlen kann kaum durch verringerte Empfindlichkeit des Apparates erklärt werden, denn bei den nachfolgenden Sprengungen in 200 m Entfernung mit sehr kleinen Sprengstoffmengen treten die kurzperiodischen direkten Wellen wieder auf; dagegen fehlen sie bei den beiden letzten Sprengungen Nr. 27 und 28, also wieder bei großen Sprengentfernungen und großen

Sprengstoffmengen. Die übertragene Energie nimmt also mit der Entfernung schnell ab. Dafür spricht auch, daß die Eigenschwingungen des Pendels um so langsamer bis zur größten Amplitude aufgeschaukelt werden, je größer die Sprengentfernung ist.

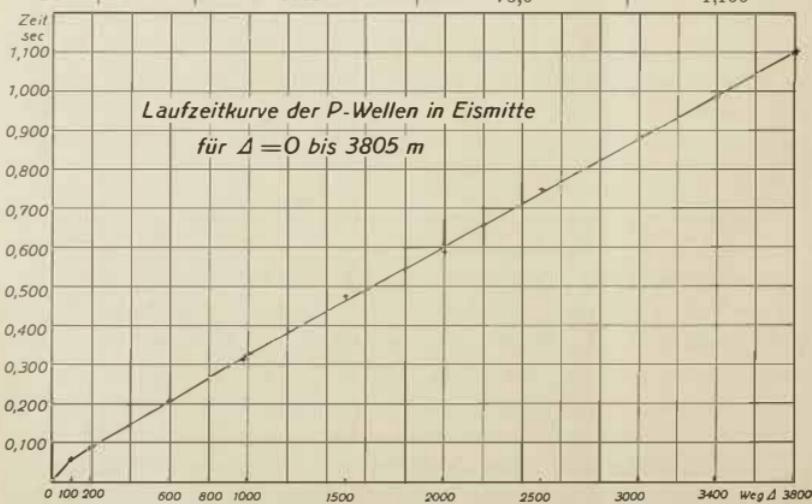
Die registrierten direkten Wellen setzen also nicht mit den kurzperiodischen Firnwellen ($0,007$ sec), sondern schon von Anfang an mit den langperiodischen Eigenschwingungen ($0,034$ sec) des Seismographen ein. Die Konstruktion der Laufzeitkurve aus den Einsätzen dieser Eigenschwingungen ergibt ein in sich und mit den andern seismischen Messungen in Grönland gut übereinstimmendes Bild. So geben die Eigenschwingungen zwar keinen Anhalt über die wahre Bodenbewegung, aber sie zeigen doch an, daß eine Bodenbewegung einsetzt. Da reflektierte Wellen weitere Wege durchlaufen als die direkten, so kann man bei großen Sprengentfernungen nicht erwarten, daß die kurzperiodische Firnbewegung sich in der Registrierung der reflektierten Wellen zeigt. Etwaige reflektierte Wellen werden sich vielmehr — ähnlich wie die direkten Wellen — durch neue Eigenschwingungen des Apparates oder durch eine Verstärkung vorhandener Eigenschwingungen zeigen.

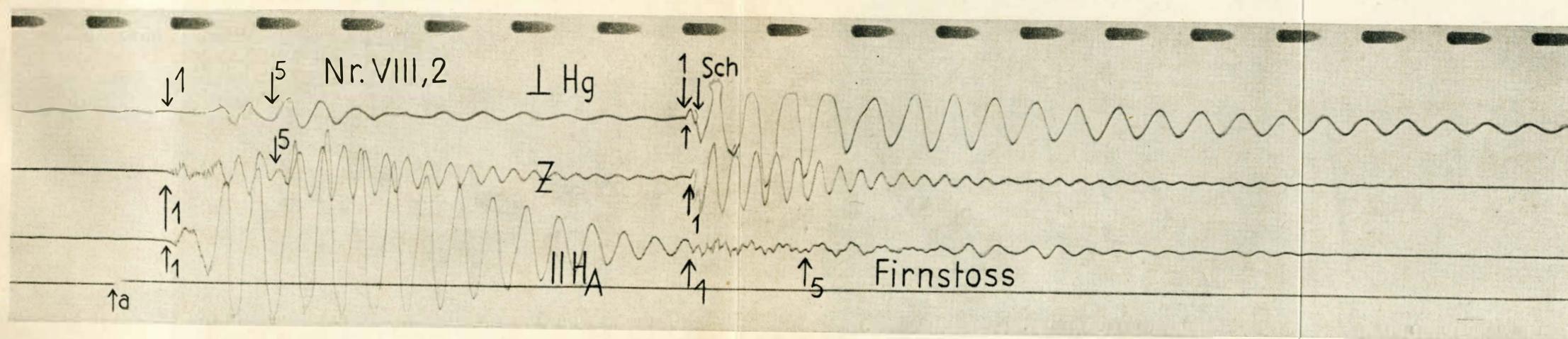
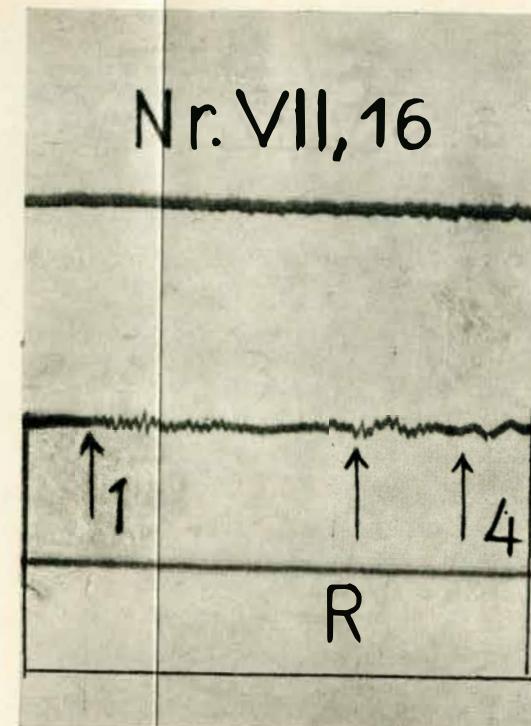
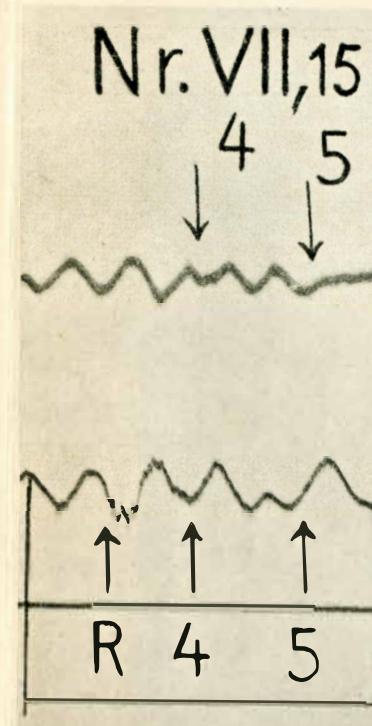
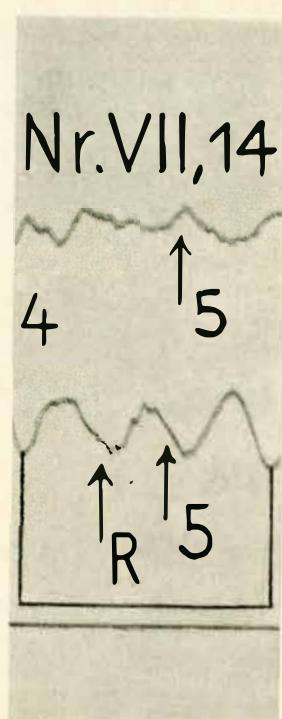
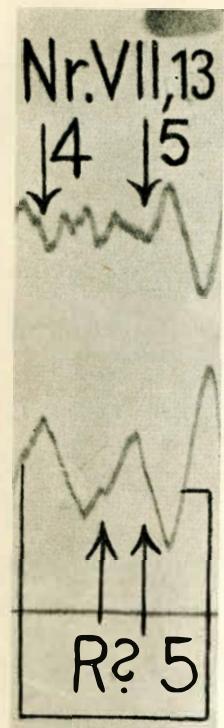
Eine solche Verstärkung tritt deutlich in Nr. 28 bei R_y auf (weniger deutlich in Nr. 17 bei R_y). Ob diese Verstärkung der Eigenschwingung nur eine Folge der direkten Firnwellen oder aber durch das Auftreten reflektierter Wellen hervorgerufen worden ist, läßt sich schwer entscheiden. Um auch diese letzte Möglichkeit auszunutzen, werde einmal angenommen, daß sie durch reflektierte Wellen erzeugt worden sei! Den Einsatz der R_y -Welle wird man am besten ebenso weit vor ihrer Maximalamplitude annehmen, wie der Einsatz der direkten P-Welle vor ihrer Maximalamplitude liegt ($0,495$ sec). Die Laufzeit der reflektierten Wellen würde dann $1,50$ sec betragen. Unter gleichen Annahmen wie bei der Auswertung von Nr. 10 folgt dann eine Eisdicke von 2050 m. Wegen der verschiedenen Annahmen kommt dieser Zahl natürlich nur ein gewisser Wahrscheinlichkeitswert zu. Doch weicht sie von dem Ergebnis der Nr. 10 nicht allzusehr ab.

Somit stützt sich die Eisdickenbestimmung in Eismitte wesentlich auf die beiden Registrierungen Nr. 9 und 10. Da 10 ein erheblich größeres Gewicht zuzusprechen ist, wird man 1900 m als Tiefe der Reflexionsfläche und 1100 m als Seehöhe des Untergrundes angeben. Die größte Fehlerquelle liegt in der Unkenntnis der Bodenform und kann nur durch eine größere Anzahl von Sprengungen mit Reflexionen beseitigt werden. Es ist zu wünschen, daß spätere Expeditionen die wenigen vorliegenden Messungen stützen. Um mit weniger Sprengstoff auszukommen, ist vor allem die Empfindlichkeit der Apparate zu erhöhen. Sprengstofftransporte bilden mit die Hauptschwierigkeit für die Messungen im Inneren Grönlands.

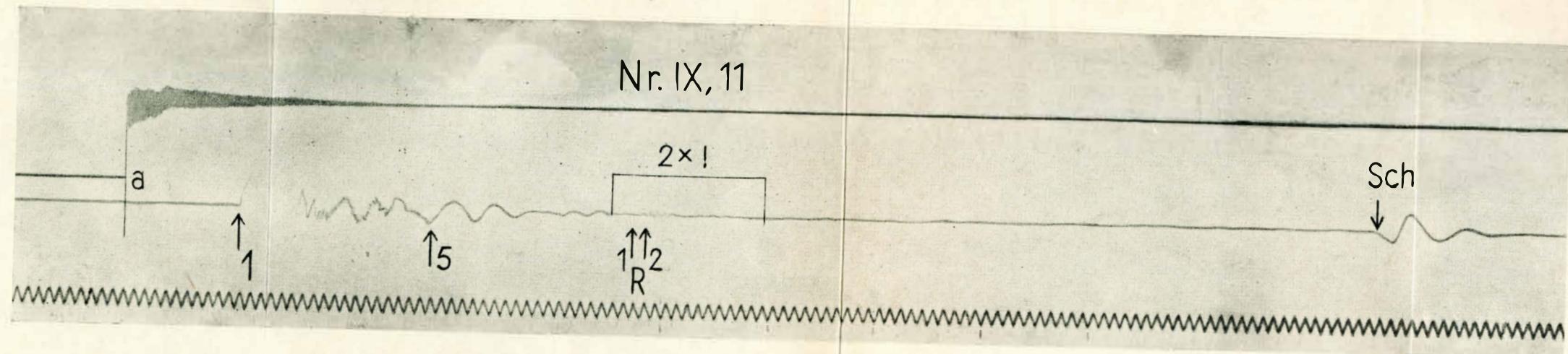
Verzeichnis der Sprengungen in Eismitte.

Nr.	Datum 1931	Sprengentfernung m	Sprengladung kg	Laufzeit der P-Wellen sec
1	29. 7.	100	0,2	0,057
2	29. 7.	100	nur 1 Zünder	—
3	29. 7.	200	nur 2 Zünder	—
4	29. 7.	300	nur 5 Zünder	—
5	30. 7.	400	0,2	—
6	30. 7.	500	0,2	—
7	30. 7.	600	0,2	0,21
8	30. 7.	800	0,4	0,26
9	30. 7.	980	0,6	0,315
10	1. 8.	1000	0,6	0,328
11	1. 8.	1500	1,2	—
12	1. 8.	1500	1,8	—
13	1. 8.	2002	1,8	0,603
14	1. 8.	2002	2,4	0,590
15	3. 8.	2503	10,0	0,750
16	3. 8.	3004	15,0	0,887
17	3. 8.	3390	20,0	0,986
18	3. 8.	4522	50,0	—
19	4. 8.	200	0,2	0,091
20	4. 8.	200 und 220	je 0,2	0,091
21	4. 8.	200 und 225	je 0,2	0,094
22	4. 8.	200 und 230	je 0,2	0,090
23	5. 8.	200 und 218	je 0,2	0,090
24	5. 8.	200 und 216	je 0,2	0,094
25	5. 8.	200 und 214	je 0,2	0,089
26	5. 8.	200 und 212	je 0,2	0,088
27	5. 8.	1500	8,0	0,475
28	5. 8.	3805	73,0	1,100

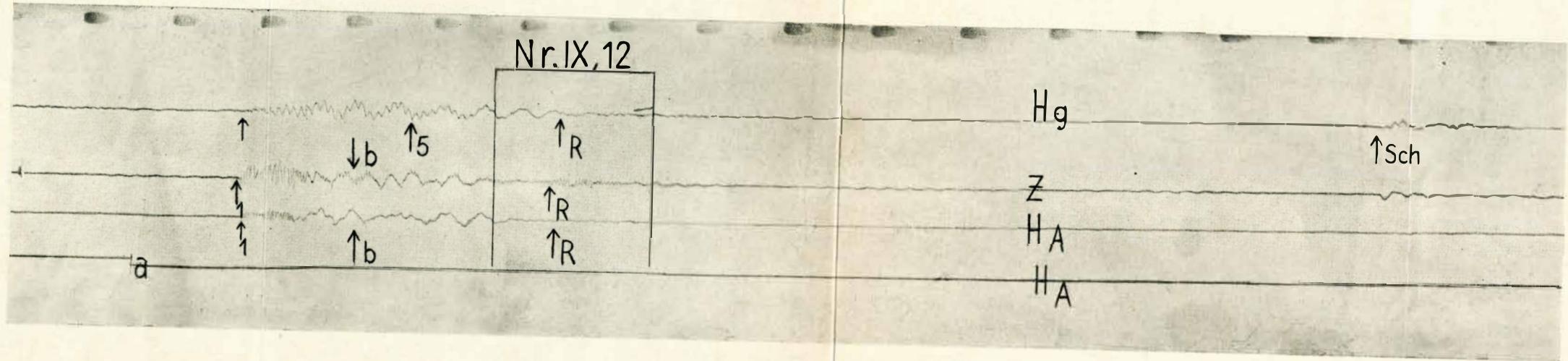




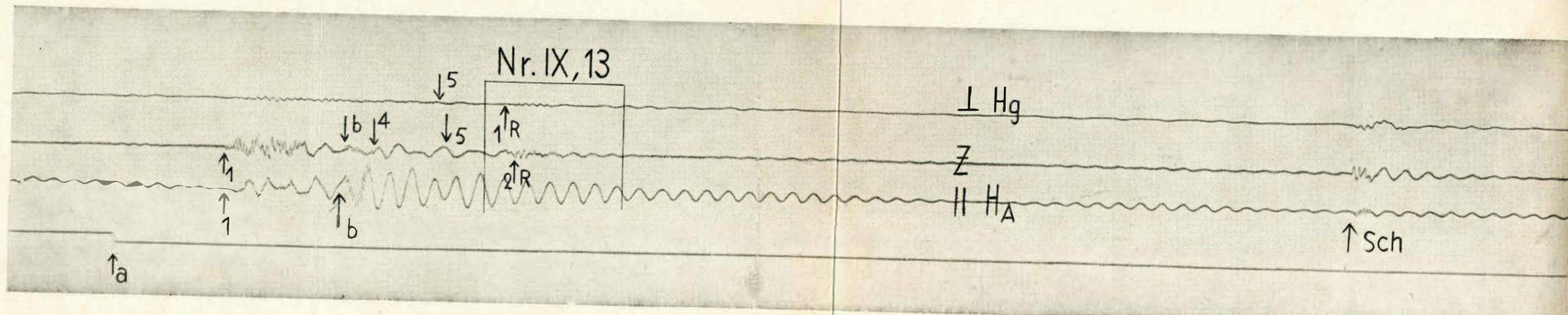
Nr. IX, 11



Nr. IX, 12

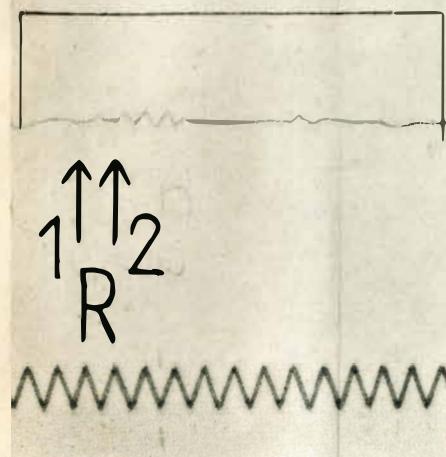


Nr. IX, 13



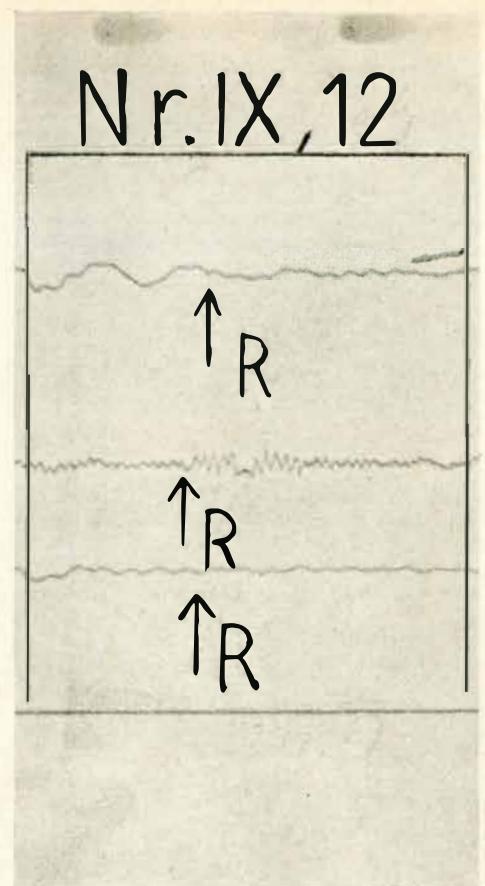
Nr. IX, 11

2x!

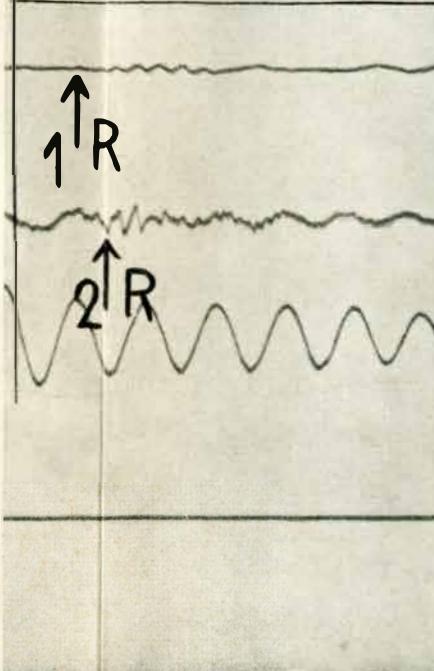


Nr. IX, 12

\uparrow_R
 \uparrow_R
 \uparrow_R

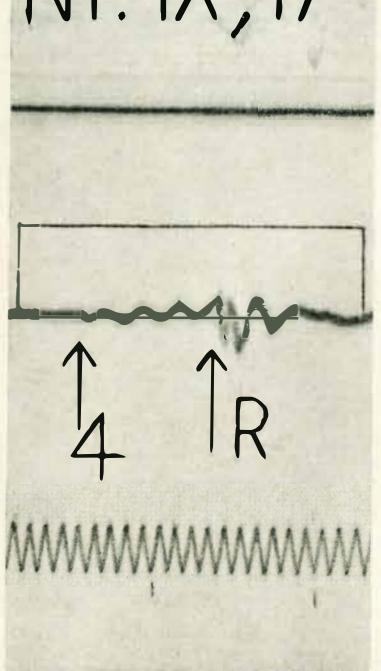


Nr. IX, 13

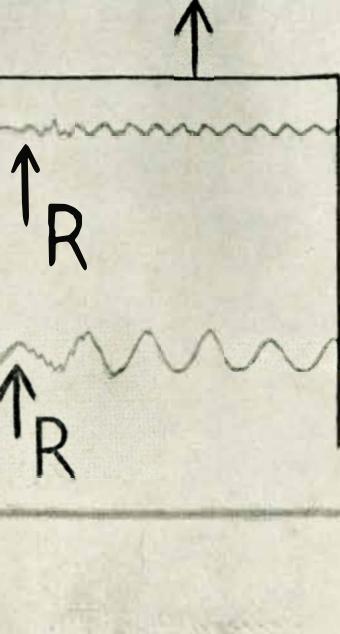
 \uparrow_R \uparrow_R 

Nr. IX, 17

\uparrow_4
 \uparrow_R



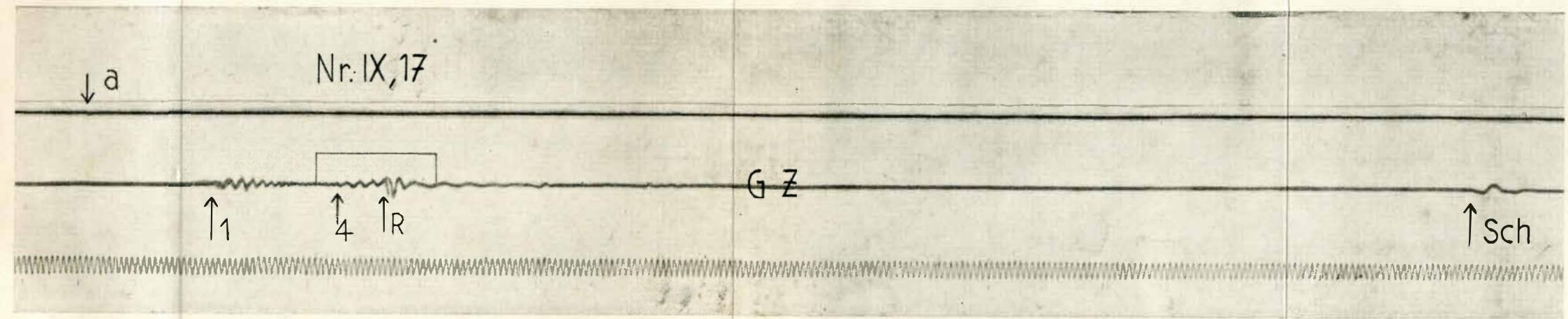
Nr. IX, 18

 $\downarrow a$

Nr. IX, 17

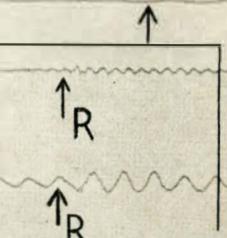
\uparrow_1
 \uparrow_4
 \uparrow_R

G Z

 $\uparrow Sch$ 

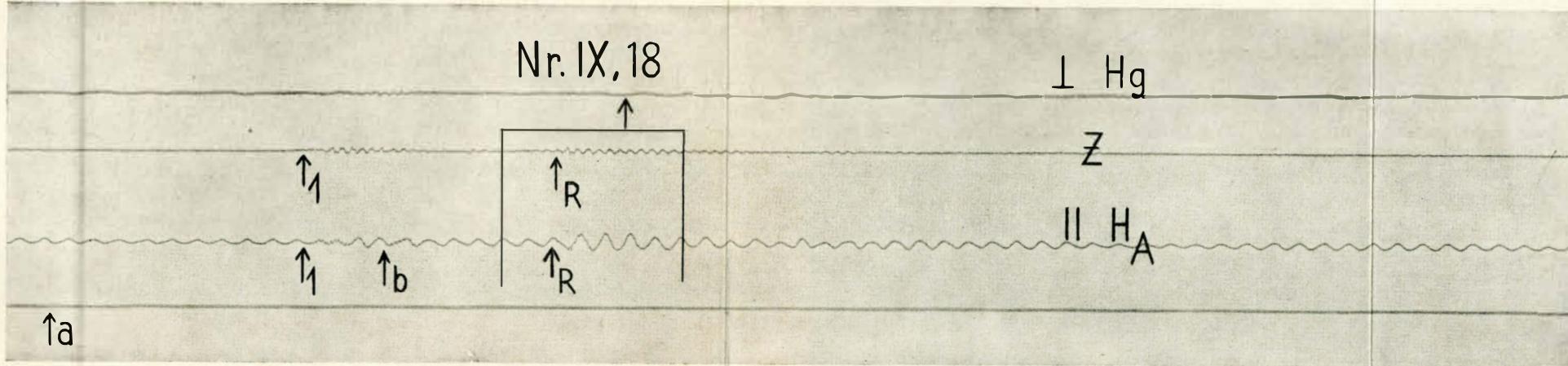
Nr. IX, 18

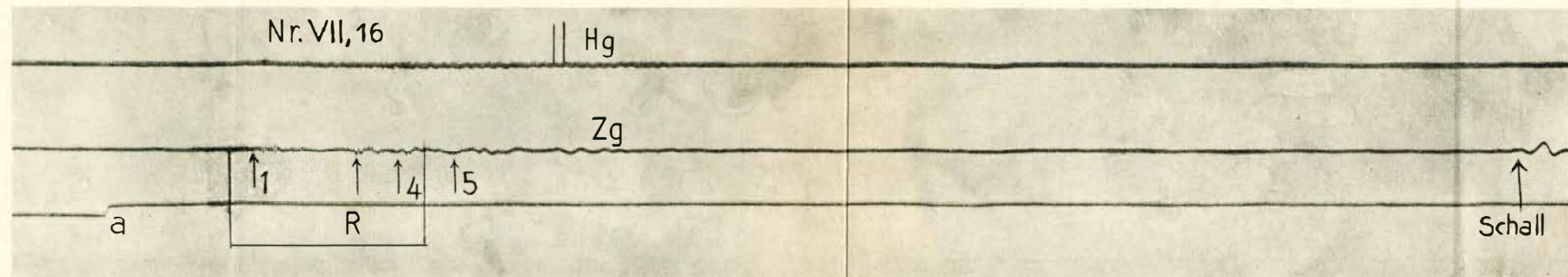
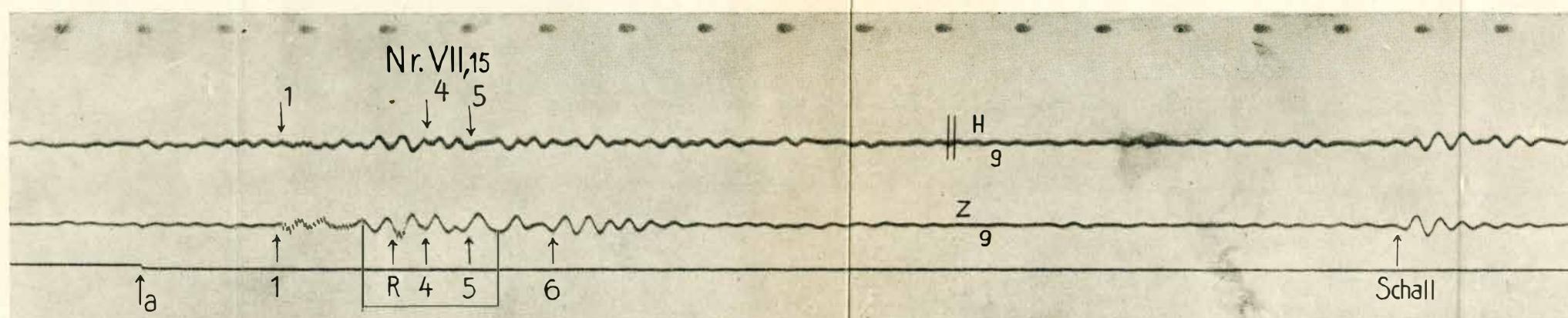
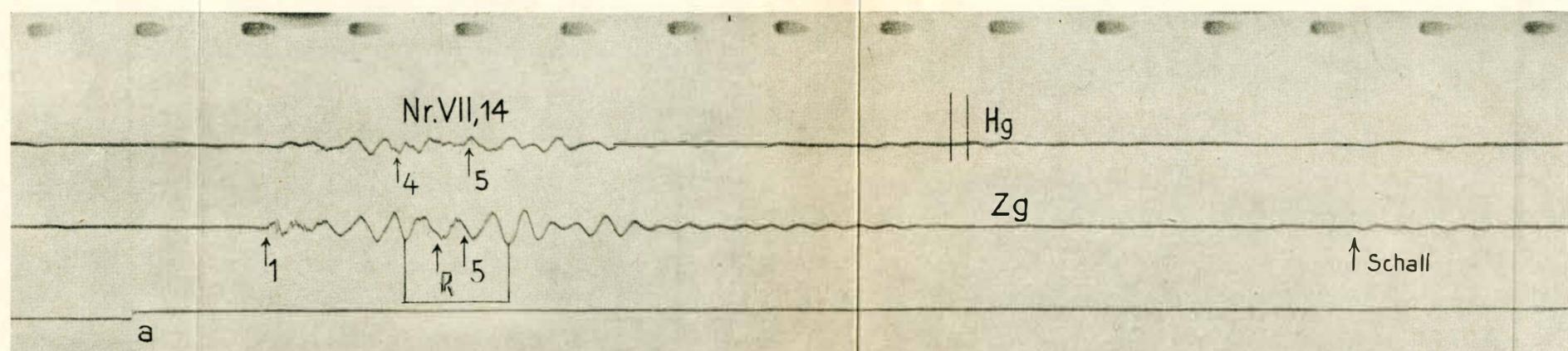
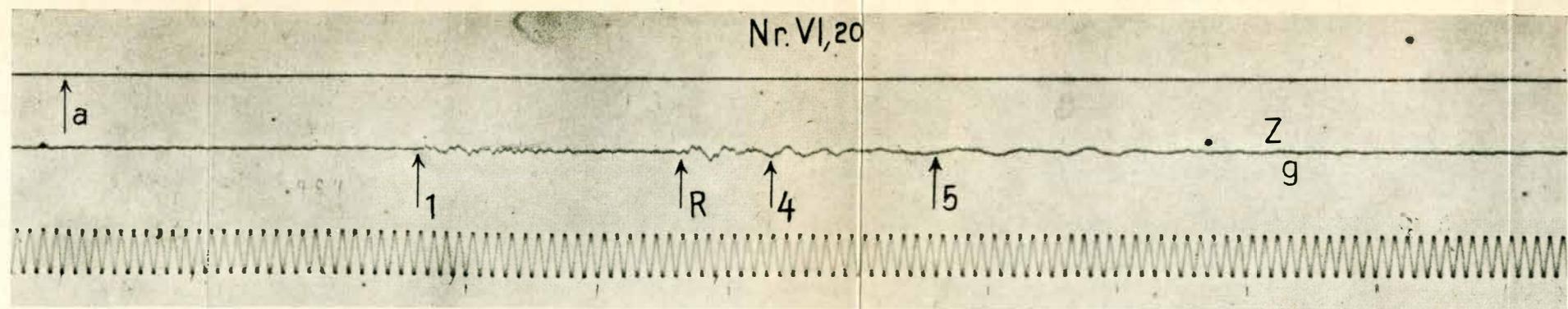
\uparrow_1
 \uparrow_b

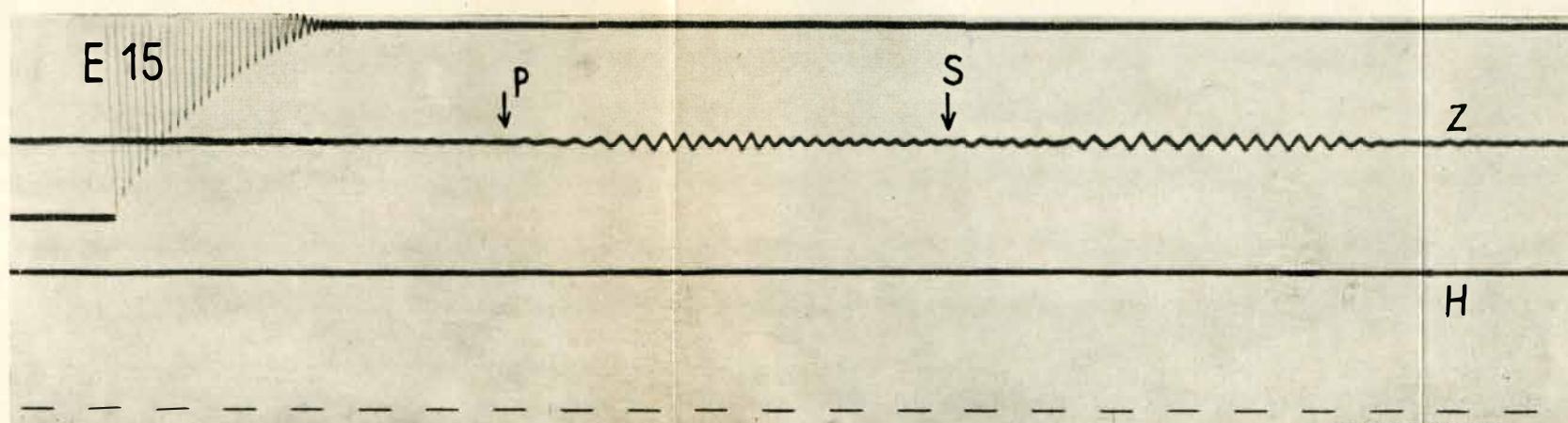
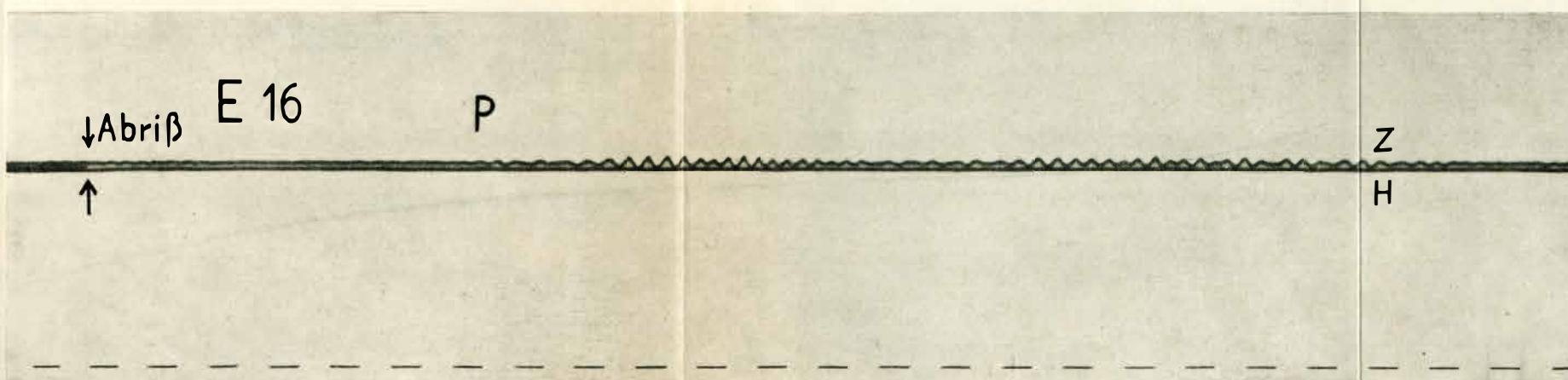
 $\perp Hg$

Z

II HA

 $\uparrow a$ 





E 17

P

Ry

Z

H

E 28

P

Ry

S

Z

H

Abriß [fehlt]

E 18

↓

P

← S

Z

H