

Werk

Jahr: 1931

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:7

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0007

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

LOG Id: LOG_0013

LOG Titel: Beiträge zur experimentellen Seismik

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Beiträge zur experimentellen Seismik

Von **Walter Korte** — (Mit 7 Abbildungen)

Zwei verschiedene seismische Methoden dienen zur Erforschung des Untergrundes. Die eine sucht aus der Laufzeit vom Störungsherd zu verschiedenen Stationen den Weg der direkten, gebrochenen und reflektierten seismischen Wellen zu ermitteln. Die andere versucht aus den Amplituden und Perioden der auftretenden Schwingungen auf ihre Natur und auf die Dimensionen der schwingenden Schicht zu schließen.

Die zweite Methode bedarf in höherem Maße als die erste einer zuverlässigen Aufzeichnung der tatsächlichen Bewegung des Untergrundes. Man muß bei ihr eine getreue Wiedergabe der Periode und Amplitude der Bodenschwingung, die nicht durch die Eigentümlichkeit der benutzten Seismographen gefälscht ist, verlangen.

Die Theorie erlaubt, aus den Konstanten der Seismographen, aus der Eigenperiode, Dämpfung und Vergrößerung, die Amplitude der Bodenbewegung abzuleiten. Die Periode läßt sich bei hinreichender Dämpfung aus der Registriergeschwindigkeit ableiten.

Im folgenden wird nun zunächst untersucht, wieweit die Angaben solcher Seismographen (Erschütterungsmesser) zuverlässig sind. Zu diesem Zwecke werden die natürliche Bodenbewegung und künstliche Störungen durch Eisenbahnzüge und Sprengungen mit Seismographen verschiedener Konstruktion untersucht.

I. Prüfung der Seismographen

Bei den Versuchen wurden folgende Seismographen benutzt:

1. Ein transportabler Horizontalseismograph (beschrieben von J. Brand, Dissertation Göttingen 1925) G. H. I
2. Der 17000-kg-Horizontalseismograph G. H. II
3. Ein transportabler Vertikalseismograph (Grönlandseismograph) G. Z. I
4. Ein transportabler Horizontalseismograph P. H. I

Apparat 1, 2 und 3 wurden im Göttinger Geophysikalischen Institut unter Leitung Geheimrat Wiecherts konstruiert. Apparat 4 entstand in der Geophysikalischen Abteilung des Geodätischen Instituts in Potsdam.

Die Konstanten der einzelnen Apparate sind folgende:

- G. H. I: $V = 50000$ bis 120000 ; $T_0 = 0.1$ bis 0.5 sec; $\varepsilon = 1:4$, Öldämpfung; stationäre Masse $M = 8$ kg; photographische Registrierung, Registrierabstand $= 1.50$ m.
- G. H. II: $V = 2000$; $T_0 = 1.4$ sec; $\varepsilon = 1:5$, Luftdämpfung; $M = 17000$ kg; Rußregistrierung.
- G. Z. I: $V = 20000$; $T_0 = 0.08$ sec; $\varepsilon = 1:5$, Glycerindämpfung; $M = 3$ kg; Registrierabstand $= 1.50$ m.
- P. H. I: $V = 50000$; $T_0 = 0.38$ sec; $\varepsilon = 1:5$, magnetische Dämpfung; $M = 4.5$ kg; Registrierabstand $= 2.0$ m.

Diese Konstanten wurden des öfteren, besonders bei den Versuchen nachgeprüft.

Zunächst wurde untersucht, inwieweit die benutzten Apparate zuverlässige Aufzeichnungen lieferten. Diese Prüfung bezog sich auf die aufgezeichnete Periode $\mathfrak{T}$ der Bodenbewegung und auf ihre Amplitude A . Sie wurde auf zwei Weisen vorgenommen:

1. Gleichzeitige Aufzeichnung derselben Sprengung mit zwei Seismographen verschiedener Konstruktion;
2. Aufzeichnung derselben Bewegung mit veränderter Eigenperiode desselben Seismographen.

Es wurde so G. H. I und P. H. I, ebenso G. H. II und P. H. I untereinander verglichen. G. Z. I konnte leider nicht mehr mit hinzugezogen werden da dieser Apparat für die Grönlandexpedition abgegeben werden mußte.

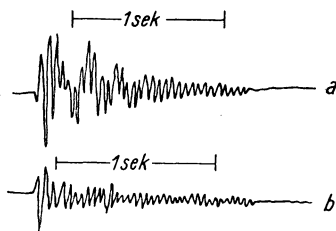


Fig. 1

Sprengschuß im Institutsgelände in 35 m Entfernung (300 g Schwarzpulver)

- a) Apparat G. H. I; $T_0 = 0.35$ sec; $V = 90000$.
b) Apparat P. H. I; $T_0 = 0.38$ sec; $V = 50000$

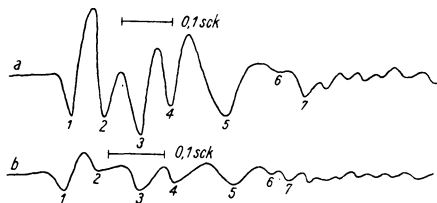


Fig. 2

Sprengschuß von 100 g Schwarzpulver im Institutsgelände in 125 m Entfernung

- a) Apparat G. H. I; $T_0 = 0.35$ sec; $V = 90000$.
b) Apparat P. H. I; $T_0 = 0.60$ sec; $V = 30000$

1a. Sprengversuch auf dem Institutsgelände. Es wurden auf dem Gelände des Geophysikalischen Instituts kleine Sprengschüsse (Kanonschläge von 100 bis 300 g Schwarzpulver) etwa 1 m tief eingegraben und elektrisch gezündet. Die zu vergleichenden Apparate G. H. I und P. H. I standen nebenein-

ander im Erdbebenhaus. Die Entfernung vom Sprengschuß betrug 35 und 125 m. Fig. 1 und 2 geben Seismogramme eines solchen Sprengschusses wieder. In Fig. 1 wurden von G. H. I Perioden von 0.048 und 0.03 sec aufgezeichnet; von P. H. I solche von 0.048 und 0.026 sec. Die Vergrößerungen der beiden Apparate verhalten sich wie 1.8:1.0; das Seismogramm zeigt im Original für G. H. I die maximale Amplitude von 22 mm; für P. H. I 13 mm.

Da für solch kurze Schwingungen (im Vergleich mit T_0) die volle Indikatorvergrößerung wirksam ist, so müssen sich die aufgezeichneten Amplituden wie die Vergrößerungen verhalten. Das Verhältnis beider Amplituden ist 1.7:1.0.

1b. Aufzeichnung einer entfernten Sprengung. Um G. H. II und P. H. I zu vergleichen, wurde eine Kammersprengung von etwa 1200 kg in einer Entfernung von 240 km in Göttingen registriert. Beide Apparate standen in 5 bis 8 m Entfernung im gleichen Azimut nebeneinander. Bei G. H. II war statt der üblichen mechanischen Registrierung auf Rußpapier eine optische Registrierung eingebaut. Die Vergrößerung wurde dadurch von 2000 auf ungefähr 20000, bei einem Registrierabstand von 0.75 m, heraufgesetzt. Fig. 3 zeigt die beiden Registrierungen. Die Konstanten beider Apparate waren vor dem Versuch neu bestimmt worden und betrugen für G. H. II: $V_G = 20000$ und für P. H. I: $V_P = 42000$. Die ausgemessene Maximalamplitude A vom Apparat G. H. II beträgt im Original 5 mm und die von P. H. I ist 10 mm. Es liegt bei beiden Seismogrammen die Maximalamplitude an derselben Stelle (Maximum 3 in der Fig. 3). Es verhält sich nun $V_G : V_P = 0.48$ und $A_G : A_P = 0.50$. Das Diagramm zeigt die Bodenbewegung für eine Dauer von 11 sec. Die aufeinanderfolgenden Maxima sind mit gleichen Zahlen bezeichnet. Man erkennt eine vollständige Übereinstimmung der beiden Wellenzüge.

Außerdem wurden zwei Sprengungen vom gleichen Sprengort an derselben Station mit demselben Seismographen aufgezeichnet. Die Seismogramme sind von Einsatz zu Einsatz sehr nahe identisch (s. Fig. 5, a und b).

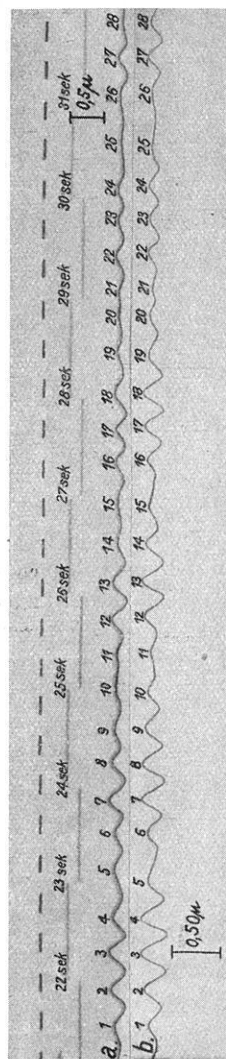


Fig. 3. Sprengschuß von 1200 kg Ammonit in 240 km Entfernung

a) Apparat G. H. II; $T_0 = 1.4$ sec; $V = 20\ 000$. b) Apparat P. H. I; $T_0 = 0.39$ sec; $V = 42\ 000$

Nach diesen Ergebnissen kann man also die Perioden und Amplituden der Bodenbewegung, die von den genannten Apparaten aufgezeichnet werden, innerhalb weniger Prozente als naturgetreu ansehen.

2. Aufzeichnung derselben Bewegung mit veränderter Eigenperiode desselben Seismographen. Es wurde die Erschütterung des Bodens durch einen langsam fahrenden Zug in der Horizontalkomponente mit dem Apparat G. H. I registriert, und zwar wurde die Eigenperiode verschieden eingestellt. Die Tabelle gibt die wahre Bodenamplitude in μ und die Perioden $\mathfrak{T}$, die bei den verschiedenen Eigenperioden T_0 des Pendels aufgezeichnet wurden:

Apparat	Eigenperiode T_0 sec	Perioden $\mathfrak{T}$ sec	Wahre Boden- verrückung in μ
G. H. I.	0.20	0.17 (0.13)	0.12
G. H. I.	0.35	0.17 bis 0.21	0.14
G. H. I.	0.50	0.17 „ 0.25	0.15

Die Aufzeichnung der Periode ist im wesentlichen als reell anzusehen, insbesondere, wenn die Periode der Bodenbewegung kleiner ist als die Eigenperiode.

II. Registrierung der Bodenunruhe mit und ohne erkennbare Ursache in der Horizontal- und Vertikalkomponente

Zu diesen Beobachtungen wurden die Apparate G. H. I und G. Z. I benutzt. Es wurde die Bodenunruhe ohne erkennbare Ursache in Schwarmstedt (Hannover) gemessen. Der Beobachtungsort war ein Keller mit Betonbelag auf diluvialen Sanden. Die Beobachtungen wurden zu verschiedenen Tageszeiten und während der Nacht vorgenommen. Beim Apparat G. H. I wurde die Eigenperiode T_0 in den Grenzen 0.1 bis 0.5 sec geändert. Das Ergebnis der Meßreihe ist in folgender Tabelle zusammengestellt:

Beobachtungszeit und Apparat	T_0 der Apparate sec	Perioden $\mathfrak{T}$ im Seismogramm sec	
Nachts mit G. H. I . . .	0.20	0.14	
Tags mit G. H. I . . .	0.20	0.07	0.28
Tags mit G. H. I . . .	0.50	0.08	0.29
Tags mit G. Z. I . . .	0.08	0.08	0.14

Ferner wurde die Bodenunruhe, hervorgerufen durch fahrende Züge der Eisenbahnlinie Hannover—Soltau, gemessen. Die Entfernung des Schienenstranges vom Beobachtungsort betrug 150 m. Es wurde nur nachts beobachtet. Folgende Tabelle zeigt die Ergebnisse:

Apparat	T_0 des Apparates sec	$\mathfrak{T}$ bei schneller Fahrt in sec	$\mathfrak{T}$ bei langsamer Fahrt in sec
G. H. I	0.20	0.10	0.17 (0.13)
G. H. I	0.35	—	0.17 bis 0.21
G. H. I	0.50	—	0.17 „ 0.25
G. Z. I	0.08	0.08 bis 0.09	0.08, 0.14

Wie kann man nun diese gefundenen Perioden deuten?

Betrachtet man zunächst die Bodenunruhe ohne erkennbare Ursache, so findet man, daß der Boden bei vollkommener Verkehrsruhe (nachts) horizontal mit einer Periode von 0.14 sec in ausgeprägter Sinusform schwingt. Bei Tage, wo die Verkehrsstörungen zunehmen, treten außerdem noch Perioden von 0.28 und 0.08 sec auf.

In der Vertikalkomponente fehlt allerdings die Periode von 0.28 sec. Die Periode 0.08 sec und 0.14 sec ist vorhanden.

Da die Eigenperiode des Vertikalseismometers 0.08 sec betrug, war die Vergrößerung für einen Wert von $\mathfrak{T} = 0.28$ sec nicht ausreichend. Bei einer Eigenperiode $T_0 = 0.08$ sec und einem Dämpfungsverhältnis von 5:1 wird eine Störungsperiode $\mathfrak{T}$ von 0.08, 0.14 und 0.28 sec vom Apparat im Verhältnis 11:4:0.7 vergrößert. Bei der Amplitudengröße der Periode $\mathfrak{T} = 0.14$ sec im Seismogramm könnte also die Periode 0.28 sec nur noch mit einer Amplitude von 0.3 mm aufzeichnet werden. Dieser Wert liegt aber schon in den Grenzen der Ablesemöglichkeit.

In der Horizontalkomponente ist am Tage die Periode 0.14 sec nicht sehr ausgeprägt. Als Grund kann man annehmen, daß diese Periode von den sehr starken des Verkehrs (0.08 und 0.28 sec) unterdrückt wird. Ob die Perioden 0.08 und 0.28 sec von den Verkehrsstörungen herrühren oder ob man an Schichtschwingungen denken darf, läßt sich nicht entscheiden.

Bei der Bodenunruhe, hervorgerufen durch einen fahrenden Zug, sind die Störungen nicht so regelmäßig wie bei der allgemeinen Bodenunruhe. Bei langsamer Fahrt des Zuges tritt der Stoßcharakter im Seismogramm deutlich hervor. Dabei ist es selbstverständlich, daß die Fahrgeschwindigkeit die Stoßfrequenz bestimmt. Betrachtet man die verschiedenen Seismogramme, so kommt man zu der Ansicht, daß der Boden bei einem langsam fahrenden Zuge nach einem jeden stärkeren Stoße, erzeugt durch die Schienenlücke auf dem Schienenstrang, mit Perioden von 0.17 bis 0.25 sec zu schwingen versucht. Diese Perioden sind der Größenordnung nach auch in der allgemeinen Bodenunruhe zu finden.

In der Vertikalkomponente kann man, solange der Zug langsam fährt, dieselben Perioden wie in der Mikroseismik finden, nämlich 0.08 und 0.14 sec. Die Amplitude ist in der Z-Komponente gleich oder kleiner als in der Horizontalkomponente. Bei großer Geschwindigkeit der Züge tritt die Anzahl der Stöße maßgebend in den Vordergrund. Hierbei gerät der Boden in erzwungene Schwingungen, deren Frequenz durch die Zahl der Stöße pro Sekunde bedingt ist. Auch läßt sich jetzt kein Unterschied mehr zwischen Horizontal- und Vertikalkomponente feststellen. Es ist nur zu bemerken, daß die Amplitude jetzt in der Vertikalkomponente größer als in der Horizontalkomponente ist.

Zusammenfassend läßt sich folgendes sagen: Der Boden schwingt ohne besonders erkennbaren Anstoß mit Perioden von 0.08, 0.14 und 0.28 sec; bei künstlicher Erschütterung durch einen langsam fahrenden Zug sucht der Boden bei jedem Anstoß Schwingungen auszuführen, deren Perioden bei 0.08, 0.17 und 0.23 sec liegen, also den oben erwähnten recht benachbart sind. Bei schneller Fahrt tritt in beiden Komponenten eine Stoßfolge von der Frequenz 10 zutage.

III. Laufzeitkurve und Perioden der Transversalwellen bei künstlichen Sprengungen

Einleitung. Im ersten Teil wurde nachgewiesen, daß bei der mikroseismischen Bewegung der Boden sich in gleichförmigen Schwingungen konstanter Perioden befindet; bei künstlicher Erschütterung, z. B. durch fahrende Züge, wurde die Bewegung des Bodens in erster Linie durch die Frequenz der Stöße beherrscht. Bei jedem Stoß versucht der Boden dabei die seiner Schichtung entsprechende Eigenschwingung auszuführen.

Bei künstlichen Erdbeben durch Explosionen beobachtet man in den verschiedenen Phasen, die man den longitudinalen und transversalen Wellenbewegungen zuordnet, sehr verschiedene Perioden, und zwar variiert die Periode auch in derselben Phase. Unter diesen Schwingungen befinden sich auch solche von ausgesprochen sinusförmigem Charakter (Fig. 3). Durch Wiederholungen der Sprengungen (Fig. 5) unter gleichartigen Bedingungen kann man sich davon überzeugen, daß die Bilder reproduzierbare sind. Durch Aufzeichnung derselben Sprengung mit zwei Seismographen verschiedener Bauart erhält man die Sicherheit, daß Eigenschwingungen des Apparats vermieden sind. Es muß daher die Länge der Periode durch den Bau des Untergrundes bestimmt sein.

Man wird es nun im wesentlichen mit zwei verschiedenen Arten von Perioden zu tun haben, ähnlich wie bei den im ersten Teil besprochenen künstlichen Störungen durch fahrende Züge. Es wird sich einmal um Eigenschwingungen des Stationsuntergrundes handeln, das andere Mal um die Art der Auslösung der Störung am Sprengherde. Der Untergrund des Sprengherdes wird je nach der Sprengmenge in mehr oder weniger tiefgehende Erschütterungen versetzt, die bei wohldefinierter Schichtung am Herde bestimmt auch wohldefinierte Wellenlängen besitzen müssen. Diese Schwingung des Untergrundes des Sprengherdes wird als erzwingende Störung fortgeleitet, entsprechend der Frequenz der Schienenstöße.

Um diese Frage an Hand von Diagrammen, die bei Explosionen gewonnen waren, näher untersuchen zu können, muß man zunächst feststellen, zu welcher Phase die untersuchten Perioden gehören. Dazu muß man die Laufzeitkurve der verschiedenen Phasen kennen. Für die erste Phase, die mehrere (drei) Einsätze (P_1, P_2, P_3) besitzt, sind die Laufzeitkurven in den Arbeiten von Wiechert und in den Fortsetzungen von Brockamp und Wölcken bestimmt worden. Diese drei Einsätze müssen als longitudinale Wellen angesprochen werden, die auf verschiedenen Wegen gelaufen sind.

Für die zweite Phase, die gleichfalls aus mehreren Einsätzen besteht, liegt eine Bearbeitung der Laufzeitkurve bisher nicht vor. Soweit sie zum Zwecke der obigen Untersuchung notwendig ist, ist sie hier erfolgt. Wie sich später ergibt, ist der erste Einsatz dieser zweiten Phase mit der Geschwindigkeit der transversalen Wellen gelaufen. Eine eingehendere Untersuchung dieser zweiten Phase wird später erfolgen.

1. Laufzeitkurve der *S*-Phase. Zur Gewinnung der Laufzeitkurve der zweiten Phase benutzte ich zunächst dasselbe Material, das für die Veröffentlichungen „Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen“ von Wiechert (s. Literatur Nr. 1 und 2), Brockamp und Wölcken (3) verwendet wurde; außerdem konnte ich noch Aufzeichnungen vom Apparat G. H. II und P. H. I hinzunehmen, die zum Teil erst im Sommer 1929 gewonnen wurden. Das gesamte Material, das den obengenannten und auch dieser Bearbeitung zugrunde liegt, ist aus einer gemeinsamen Arbeit hervorgegangen, an der alle Mitglieder des Geophysikalischen Instituts in Göttingen beteiligt waren. Mir fiel bei zehn Sprengungen die Aufgabe zu, am Sprengort den Sprengmoment genau zu bestimmen. Dieses geschah, bevor die radiotechnische Methode ausgebaut war, dadurch, daß im „Nauener Zeitsignal“ gesprengt und dieses, mit dem Ohr abgehört, auf das Seismogramm mit der Hand getastet wurde. Diese Methode erlaubt eine Genauigkeit von ± 0.2 sec. Weiter hatte ich bei anderen Sprengungen die Aufgabe, in den verschiedensten (5 bis 240 km) Entfernungen eine seismische Station einzurichten, in der die Erschütterungen aufgezeichnet wurden; dabei war mir meistens ein Mitglied des Instituts behilflich. Bei acht Sprengungen habe ich den Zeitdienst mittels drahtloser Station versehen.

Die Sprengungen, die von G. H. II nicht optisch, sondern mechanisch aufgenommen sind, wurden durch Kontaktkopie auf geeignete photographische Platten gebracht und dann mit Hilfe des Projektionsapparats 100fach vergrößert. Es war somit ein gutes und sicheres Ausmessen der Einsätze und Perioden gewährleistet. Die Laufzeiten konnten bei optischer Registrierung bis auf 0.1 sec bestimmt werden. Die Registriergeschwindigkeit betrug 30 mm pro Sekunde. Die drahtlos gewonnenen Zeitmarken waren mindestens auf ± 0.03 sec sicher; ebenso der meist durch den Durchriß eines Kabels markierte Sprengmoment (siehe Literatur Nr. 3).

In der folgenden Tabelle ist das Beobachtungsmaterial für die Laufzeitkurve zusammengestellt:

Sprengort	Beobachtungsort	Entfernung km	Laufzeit sec
Gräfenburg	Elliehausen	6.6	4.8
Gräfenburg	Göttingen	14.9	6.3
H. Hagen	„	16.0	6.8
H. Hagen	„	16.0	6.5
Elgershausen	„	50.2	17.2
Oberaula	„	82.5	27.4
Immenreuth	Jena	112.0	34.8
Seiferts	Göttingen	112.5	34.8
Seiferts	„	112.5	34.6
Bischofsheim	„	123.3	37.6
Menden	„	149.1	46.0
Morlesau	„	157.5	48.3
Immenreuth	„	229.5	68.5

Es wurden in die Laufzeitkurve nur Einsätze der Horizontalkomponente eingezeichnet. Die hier untersuchte Phase tritt in ihr deutlicher hervor als in der Vertikalkomponente, wie es der Natur dieser Wellenart entspricht. Die weniger scharf hervortretenden Einsätze der Vertikalkomponente wurden zum Vergleich herangezogen. Auch sie streuen nur wenige Zehntel Sekunden von der Geraden in Fig. 4. Sie sind in der Figur indessen nicht eingezeichnet.

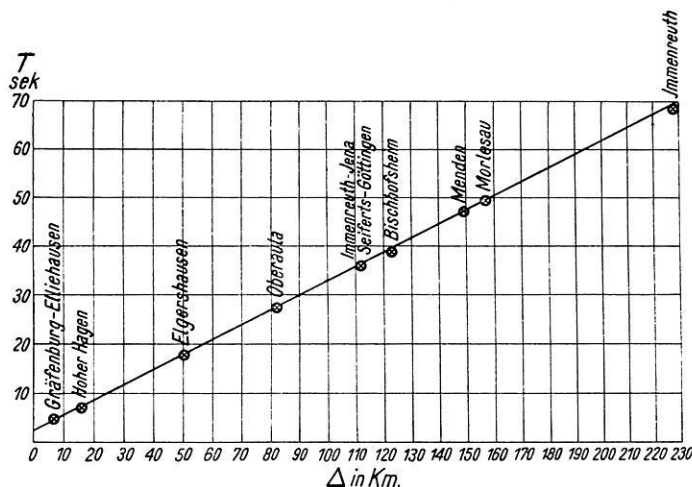


Fig. 4.

Laufzeitkurve der Transversalwellen bei künstlichen Sprengungen

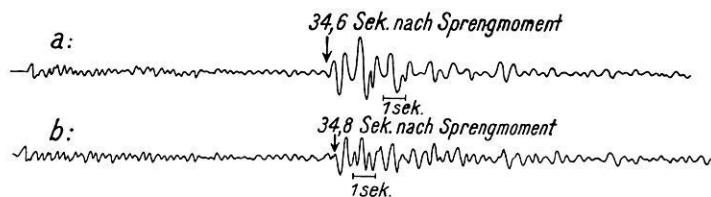


Fig. 5a. Sprengung Seiferts vom 30. November 1926

Apparat G. H. II; Rußregistrierung; Sprengladung 4000 kg

Fig. 5b. Sprengung Seiferts vom 31. Juli 1926

Apparat G. H. II; optische Registrierung; Sprengladung 3200 kg

Aus der Geradlinigkeit der Laufzeitkurve zwischen 7 bis 230 km kann man folgern, daß die Energie dieser Wellen vorwiegend in einer in sich homogenen Schicht mit gleichbleibender Geschwindigkeit gelaufen ist. Eine Schicht mit kontinuierlicher Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe würde eine zur Abszisse (Δ -Achse) konkave Kurve ergeben.

Als mittlere Geschwindigkeit für diese Wellen folgt aus der Laufzeitkurve $v = 3.4 \text{ km/sec.}$ Das Verhältnis der Geschwindigkeiten der entsprechenden Ein-

sätze P_2 und S_2 der ersten und der zweiten Phase ergibt $\frac{a_2}{b_2} = \frac{5.9}{3.4} = 1.735$ und

die Poissonsche Konstante σ berechnet sich zu $\sigma = \frac{a_2^2 - 2b_2^2}{2(a_2^2 - b_2^2)} = 0.255$.

Die Theorie gibt für vollkommen elastische Körper $\sigma = 0.25$ und $a/b = 1.732$. Es folgt also mit großer Wahrscheinlichkeit, daß die beiden betrachteten Phasen tatsächlich longitudinale und transversale Wellenzüge sind. Die hier untersuchten Wellen sollen daher analog zu P_2 als „ S_2 “ benannt werden. Sie sind durch dieselbe Schicht (variszisches Grundgebirge) wie P_2 gelaufen.

Man kann nun auch aus der Laufzeitkurve auf die Tiefe des Grundgebirges schließen. Die Gerade schneidet die Zeitachse bei $\Delta T = 2.5$ sec. Diese Zeit haben also die Transversalwellen zum zweimaligen Durchlaufen des Deckgebirges gebraucht (angenommen ist senkrechtcs Auftauchen).

Die Geschwindigkeit der transversalen Wellen im Deckgebirge ergibt sich, wenn die longitudinale Geschwindigkeit $a = 3.5$ km/sec bekannt ist und σ zu 0.25 angenommen wird, zu $b_1 = a_1 \sqrt{\frac{1-2\sigma}{2-2\sigma}} = 2.0$ km/sec. Danach berechnet sich die Tiefe h des Grundgebirges zu $h = \frac{1}{2} \Delta T \cdot b_1 = 2.5$ km, ein Wert, der mit dem zuerst von Wiechert zu 2.0 km und mit den später von Brockamp und Wölken angegebenen einigermaßen übereinstimmt.

2. Statistische Untersuchung der Perioden: Nachdem auf diese Weise Klarheit darüber geschaffen ist, welcher Phase die untersuchten Perioden zuzuordnen sind, wurden diese statistisch behandelt.

Die Länge der untersuchten Wellenzüge beträgt zwischen 4 bis 8 sec, in denen 10 bis 20 Schwingungen stattfinden. Dieser ganze Wellenzug hat bei großen Entfernungen (200 km) ein recht gleichmäßiges Aussehen (vgl. Fig. 3); es sind sehr nahe sinusförmige Wellen mit sich nur wenig ändernder Periode. Ihre Länge schwankt noch nicht um 0.1 sec. Bei kleinen Entfernungen (15 bis 125 km) verteilen sich die Perioden auf einen größeren Bereich von 0.24 bis 0.80 sec. Auch ist ihr Aussehen nicht mehr sinusförmig. Wir haben es fraglos mit mehreren Einsätzen derselben Phase (S_3 , S_2 , S_1 usw.) zu tun, die auf verschiedenen Wegen die Beobachtungsstation erreichen. Bei ihrer stoßförmigen Form läßt sich eine Periode im mathematischen Sinne nicht angeben. Um eine willkürliche Auswahl zu vermeiden, sind auch sie in die Statistik aufgenommen.

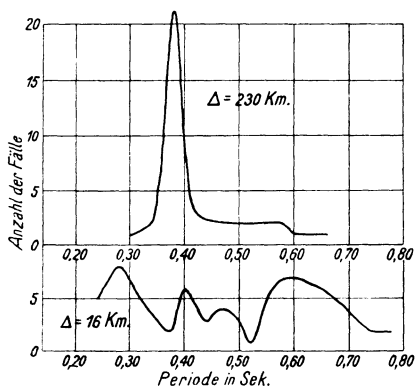


Fig. 6. Zwei Häufigkeitsdiagramme von 16 und 230 km Herddistanz

Unter Periode wird hierbei die Zeit von einem Umkehrpunkt bis zum nächsten Umkehrpunkt auf derselben Seite verstanden. Neben diesen stoßförmigen Einsätzen sind aber stets auch nahezu sinusförmige Bewegungen vorhanden.

Es sind in Fig. 6 Häufigkeitsdiagramme der beiden extremen Entfernungen von 16 und 230 km gezeichnet worden.

Benutzt wurden nur die Aufzeichnungen der Horizontalseismographen, deren Zuverlässigkeit in oben angeführter Weise geprüft war.

Weiter sind in Fig. 7 die einzelnen ausgemessenen Perioden des gesamten Materials aufgetragen.

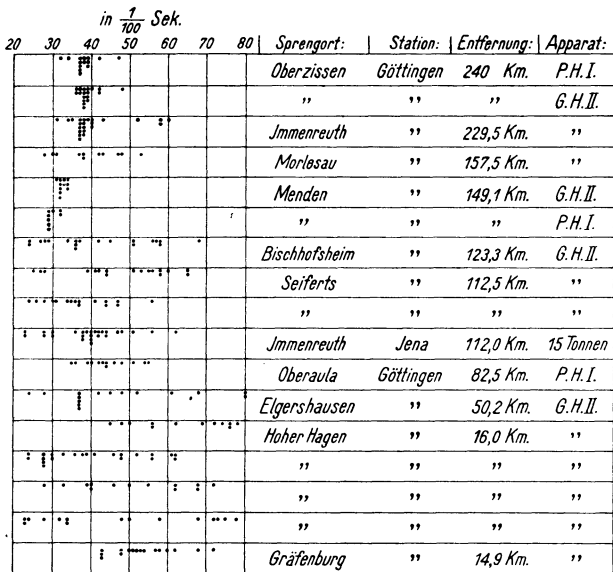


Fig. 7. Periodenhäufigkeit der transversalen Phase bei künstlichen Sprengungen

Jeder ● bedeutet eine ausgezählte Periode

Wie schon erwähnt, erkennt man aus diesen Diagrammen, daß der Frequenzbereich der Transversalwellen nur im Bereiche von 0.2 bis 0.8 sec liegt. Größere sowohl als kleinere sind nie vorhanden, obwohl erstere vom 17-Tonnen-Pendel gut aufgezeichnet werden müßten ($T_0 = 1.4$ sec). Weiter erkennt man, daß bei großen Entfernungen, wie Oberzissen, Immenreuth und Menden, ein ausgesprochenes Maximum bei 0.38 sec liegt.

Nur bei diesen kann man von einer einheitlichen Periode sprechen.

Bei kürzeren Entfernungen streuen die Werte stärker. Die einheitliche sinusförmige Bewegung wird immer wieder durch neue Einsätze unterbrochen, durch Wellenzüge, die auf anderen Wegen gekommen sind. Soweit diese Wellen sinusförmig verlaufen, liegt ihre Periode zwischen 0.3 und 0.4 sec; doch ist bei dieser Auswahl Willkür nicht zu vermeiden.

Es werden also mit der Entfernung gewisse Perioden ausgesiebt. Ein Anwachsen der Perioden mit der Entfernung, wie es die Theorie*) verlangt, tritt nur wenig und nicht deutlich hervor. Man kann indessen feststellen, daß eine kleinere Periode von der Größenordnung 0.2 sec bei kleineren Entfernungen häufiger auftritt als bei größeren.

Wie sind nun diese Perioden zu deuten? Zunächst kann man vermuten, daß die Zusammensetzung der obersten Schichten am Beobachtungsort maßgebend für die Periode ist. Weiter besteht die Möglichkeit, daß diese Perioden vom Bebenherde herrühren, daß also die Schwingungen des Untergrundes am Sprengherde als erzwungene Störung fortgeleitet werden. Natürlich wird auch die Schichtung auf der ganzen Länge des Wellenweges Bedeutung haben.

Eine sichere Entscheidung läßt sich auf Grund der vorliegenden Bearbeitung nicht treffen. Sehr wichtig ist, daß bei vielen Sprengungen die Periode der transversalen Phase dieselbe ist, wie die der kurzperiodigen Bodenunruhe am Beobachtungsorte zur gleichen Zeit.

Es würde dann im wesentlichen nur eine Verstärkung dieser Bodenunruhe durch die Sprengung bewirkt.

Das bedeutet wohl, daß der Untergrund der Station durch die vom Sprengherde kommende Energie angestoßen wird. Wellenlänge und Schichtdicke müssen dann in einem bestimmten Verhältnis stehen.

Bei den kürzeren Entfernungen tritt noch eine kleinere Periode von 0.2 sec auf. Diese kann nun entweder vom Herde direkt herrühren, man beobachtet am Sprengherde auch Perioden von 0.2 bis 0.3 sec, oder sie ist als Eigenschwingung einer dünneren Schicht zu deuten.

Bei der Vorstellung, daß der Stationsuntergrund durch die vom Herde kommende Energie angestoßen und dabei in Eigenschwingungen gerät, werden stehende Wellen mit Knoten und Bäuchen entstehen, wobei zunächst unentschieden bleibt, wo die Knotenfläche liegt. Wenn diese Knotenfläche für beide Wellenarten (longitudinale und transversale) in derselben Tiefe liegt, so müssen sich die Perioden umgekehrt verhalten wie die Geschwindigkeiten. Es ist nämlich:

$$\begin{array}{l|l} \lambda_1 = a_1 \mathfrak{T}_1 & a_1 \text{ und } \mathfrak{T}_1 = \text{Geschwindigkeit und Periode der } P_2\text{-Wellen,} \\ \lambda_2 = b_2 \mathfrak{T}_2 & b_2 \text{ " } \mathfrak{T}_2 = \text{" " " " } S_2\text{- " " .} \end{array}$$

Da nun $\lambda_1 = \lambda_2$ ist, verhält sich:

$$a_2 : b_2 = \mathfrak{T}_2 : \mathfrak{T}_1.$$

Bei der Sprengung in Seiferts (Fig. 5) war:

$$\begin{aligned} a_2 : b_2 &= 5.9 : 3.4 = 1.74 \\ \mathfrak{T}_2 : \mathfrak{T}_1 &= 0.37 : 0.20 = 1.80 \end{aligned}$$

Andere Sprengungen ergaben Werte, die nur wenige Prozent verschieden sind.

Bei Erdbeben ähnlicher Herddifferenz sind die Perioden in der S-Phase von gleicher Größenordnung.

*) Siehe Sezawa-Gutenberg: Phys. Zeitschr. 1929, Heft 8.

Literaturverzeichnis

- 1) E. Wiechert: Untersuchung der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen. (Sonderdruck Geologische Rundschau, Bd. XVII, 1926, Heft 5.)
- 2) Derselbe: Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. (Zeitschr. f. Geophys., Jahrg. V, S. 159.)
- 3) B. Brockamp u. K. Wöleken: Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. (Ebenda S. 163.)
- 4) J. Brand: Ein Beitrag zum Studium der Bodenunruhe nicht seismischen Ursprungs. (Dissertation Göttingen 1925.)
- 5) L. Mintrop: Über die Ausbreitung der von den Massendrücken einer Großgasmaschine erzeugten Bodenschwingung. (Dissertation Göttingen 1911.)

Von der vorliegenden Arbeit wurde Teil II noch unter Leitung von Herrn Prof. Wiechert begonnen. Die weiteren Untersuchungen wurden dann später auf Veranlassung von Herrn Prof. Angenheister ausgeführt.

Göttingen, Geophysikalisches Institut, Januar 1930.

Zur Frage der Beschaffenheit des Erdinnern

Von **H. Haalek**, Potsdam — (Mit 4 Abbildungen)

Die bisherige Annahme über die Dreiteilung des Erdkörpers: Gesteinsmantel (Silikathülle bis 1200 km Tiefe), Zwischenschicht (Sulfidoxydschicht bis 2900 km Tiefe mit Unterteilungen in 1700 und 2450 km Tiefe) und Metallkern (Nickeleisen) kann nicht als sicher begründet angesehen werden. Es lassen sich vielmehr einige Gründe dafür anführen, nach welchen folgende Zweiteilung des Erdkörpers als wahrscheinlicher angesehen werden kann: Der Mantel (bis 2900 km Tiefe) zeigt das aus der metallurgischen Praxis bekannte Dreiphasensystem: Silikatschmelze (bis 1200 km Tiefe), Sulfidoxydschmelze (bis 1700 oder 2450 km Tiefe) und Metallschmelze (bis 2900 km Tiefe). In dieser Tiefe überschreiten Druck und Temperatur einen kritischen Wert, so daß die Materie sprungweise in einen wesentlich anderen, unbekannten Zustand übergeht. Es besteht die Möglichkeit, das Vorhandensein des magnetischen Erdfeldes auf den Zustand der Materie im Erdkern zurückzuführen.

Über die Verteilung der physikalischen Eigenschaften innerhalb des Erdkörpers erhalten wir auf Grund der Wirkungen, welche an der Erdoberfläche der direkten oder indirekten Beobachtung zugänglich sind, Anhaltspunkte, aus denen sich mit recht guter Sicherheit eine Reihe von Aussagen über die Beschaffenheit des Erdinnern ableiten lassen. Darüber hinaus besteht die Aufgabe darin, sich stützend auf die ermittelten Größen ein Bild von dem physikalischen Aufbau des festen Erdkörpers zu konstruieren.

Betrachten wir zunächst die physikalischen Eigenschaften, soweit sie durch die geophysikalischen Beobachtungstatsachen als sicher belegt angesehen werden