

Werk

Jahr: 1937

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:13

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0013

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0013

LOG Id: LOG_0055

LOG Titel: Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen. XXXII. Ausbreitung der natürlichen Bodenunruhe (Mikroseismik) nach Aufzeichnungen mit transportablen Horizontalseismographen

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Tabelle 11. Die Korrekptionsgröße ($\xi - \nu$), Einheit: Stunden, als Funktion der mittleren Länge N des aufsteigenden Knotens des Mondbahn. Das Argument des Hauptzeiten- gliedes M_2 lautet bei Darwin und Börgen: $2(\tau + \xi - \nu)$

N	$\xi - \nu$	N	$\xi - \nu$	N	$\xi - \nu$	N	$\xi - \nu$	N	$\xi - \nu$	N	$\xi - \nu$
0 ⁰	0.000	30 ⁰	-0.036	60 ⁰	-0.062	90 ⁰	-0.071	120 ⁰	-0.061	150 ⁰	-0.035
2	-0.003	32	-0.038	62	-0.063	92	-0.071	122	-0.060	152	-0.033
4	-0.005	34	-0.040	64	-0.064	94	-0.071	124	-0.059	154	-0.031
6	-0.008	36	-0.042	66	-0.065	96	-0.071	126	-0.057	156	-0.029
8	-0.010	38	-0.044	68	-0.066	98	-0.070	128	-0.056	158	-0.026
10	-0.012	40	-0.046	70	-0.067	100	-0.070	130	-0.054	160	-0.024
12	-0.015	42	-0.048	72	-0.068	102	-0.070	132	-0.053	162	-0.022
14	-0.017	44	-0.050	74	-0.069	104	-0.069	134	-0.051	164	-0.019
16	-0.020	46	-0.052	76	-0.069	106	-0.068	136	-0.049	166	-0.017
18	-0.022	48	-0.053	78	-0.070	108	-0.068	138	-0.047	168	-0.015
20	-0.025	50	-0.055	80	-0.070	110	-0.067	140	-0.046	170	-0.012
22	-0.027	52	-0.056	82	-0.071	112	-0.066	142	-0.044	172	-0.010
24	-0.029	54	-0.058	84	-0.071	114	-0.065	144	-0.042	174	-0.007
26	-0.032	56	-0.059	86	-0.071	116	-0.064	146	-0.040	176	-0.005
28	-0.034	58	-0.061	88	-0.071	118	-0.063	148	-0.037	178	-0.002

Für die Knotenlänge ($360^\circ - N$) ist ($\xi - \nu$) gleich dem negativen Wert von ($\xi - \nu$) für N , z. B. + 0.035 für $N = 210^\circ$.

Potsdam, Geophysikalisches Institut.

Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen

XXXII. Ausbreitung der natürlichen Bodenunruhe (Mikro- seismik) nach Aufzeichnungen mit transportablen Horizontal- seismographen

Von **Hans-Dietrich Krug**, Göttingen. — (Mit 13 Abbildungen)

Unter seismischer Bodenunruhe oder mikroseismischer Unruhe versteht man allgemein die dauernde Bewegung der Erdrinde, die auch ohne besondere Anregung durch Erdbeben oder durch künstliche Störungen (Sprengung, Verkehr, Maschinen) vorhanden ist. Die Perioden dieser Bewegung liegen meist bei 4 bis 8 sec. Eine zusammenfassende Darstellung gibt B. Gutenberg [1], die von A. W. Lee auf den neuesten Stand erweitert wurde. A. W. Lee hat das Material eines bestimmten Monats von 57 Stationen ausführlich bearbeitet [2] und in diesem Rahmen auch eine allgemeine Darstellung gegeben.

Die bisherigen Arbeiten bringen in der Frage der physikalischen Natur der Wellen noch wenig Klarheit. Immerhin vermuten fast sämtliche Autoren in der

mikroseismischen Bewegung eine Art Oberflächenwellen [3], und in diesem Sinne werden auch die mathematischen Ansätze durchgeführt. O. Geussenhainer [4], der die Periodenfolge eines ganzen Tages in den drei Komponenten eingehend untersucht hat, unterscheidet Schwingungen, die gleichzeitig in allen drei Komponenten und solche, die nur in den Horizontalkomponenten aufgezeichnet werden.

Die übrigen Autoren benutzen meist nur Mittelwerte der Perioden und Amplituden über längere Zeiträume.

Als Ursache der mikroseismischen Bodenunruhe (Periodenbereich 4 bis 8 sec) kann nach E. Wiechert [5] und B. Gutenberg [6] die Steilküstenbrandung angesehen werden. Dieser Zusammenhang wird für viele Steilküsten [5a] [7] bis [11] ziemlich deutlich nachgewiesen. Andererseits vermuten E. Gherzi [12] bis [15] u. a. im Anrücken von Zyklonen das Ursächliche der Bewegung. Die genannten Entstehungsursachen lassen sich aus der Intensitätsverteilung der Bewegung über große Flächen (ganze Erdteile) ziemlich sicher ableiten. Die Intensität ist dabei jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Sie steigt im Winter beträchtlich.

Sehr wesentlich ist der Zusammenhang mit den geologischen Verhältnissen des Untergrundes. Von A. W. Lee [16] [17] [18] wird der Versuch gemacht, diese geologische Abhängigkeit bei den einzelnen Stationswerten zu ermitteln und sie bei der Intensitätsbetrachtung in Abzug zu bringen. Auf diese Weise läßt sich ein wahrheitsgetreuerer regionaler Intensitätsverlauf angeben.

Über Zusammenhänge von Periode und Amplitude bringt das vorhandene sehr unterschiedliche Material keine Klarheit. Immerhin bemerkt man, daß im Periodenbereich von 2 bis 10 sec die Periode zugleich mit der Amplitude wächst.

Die Bestimmung einer bevorzugten Herkunftsrichtung [19] wurde schon mehrfach versucht. In den meisten Fällen war aber keine der Komponenten besonders ausgezeichnet, um endgültige Schlüsse zu rechtfertigen.

Noch unsicherer ist die Anschauung über die Intensitätsverteilung in der Tiefe [20] [21]. Die vorhandenen Messungen widersprechen sich sehr.

Alle vorher erwähnten statistischen Arbeiten über die physikalische Natur, Intensität und Entstehungsmöglichkeit der mikroseismischen Bewegung (Perioden 4 bis 10 sec) beschränken sich in der Hauptsache auf eine qualitative Auswertung der Aufzeichnung weit voneinander entfernter Stationen. In der vorliegenden Untersuchung wird die mikroseismische Bewegung gleichzeitig an nah benachbarten Orten (im Abstand weniger km) aufgezeichnet und daraus die Geschwindigkeit und Richtung der Ausbreitung ermittelt.

O. Hecker [22] hat in Straßburg an zwei Stationen einmal in 0.6 km, das andere Mal in 2.4 km Abstand Mikroseismik aufgezeichnet. Er erhielt gleichartige Schwingungsbilder und eine Vergrößerung der Zeitdifferenz zusammengehöriger Umkehrpunkte mit der Entfernung. Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung konnten aus 2 Stationen nicht bestimmt werden. Ebenso gelang es J. J. Shaw [23] in West-Bronwich mikroseismische Schwingungsbilder eines gleichen Zeitmomentes an zwei Stationen sogar wiederholt auf 4 km zu identifizieren und eine Zeitdifferenz der Umkehrpunkte von 0.83 sec für diesen Stationsabstand zu

messen, nachdem die Instrumente am gleichen Ort keine Differenz der Ankunftszeiten zusammengehöriger Umkehrpunkte gezeigt hatten. Eine Untersuchung der Mikroseismik an mehreren Stationen gleichzeitig wurde von F. Kishinouye [24] an der Tokyo-Universität ausgeführt. Die Zuordnung zusammengehöriger Schwingungsbilder gelang auch hier einmal. Bei Umstellung der Instrumente an drei andere Stationen war ein Zuordnen der verschiedenen Schwingungsbilder nicht mehr möglich. Die Genauigkeit der Zeitmarkierung reichte für eine Geschwindigkeitsbestimmung der mikroseismischen Unruhe nicht aus.

Im Geophysikalischen Institut Göttingen wurden zunächst vier gleichartige transportable Horizontalseismographen gebaut. Ein geeigneter transportabler Vertikalseismograph stand bei dieser Untersuchung noch nicht zur Verfügung. Um genaue Zeitmarken zu erhalten, wurde das Nauener Zeitzeichen an allen Beobachtungsorten aufgenommen.

Beschreibung und Prüfung der verwendeten Seismographen. Die Horizontal-
komponente der mikroseismischen Unruhe von 4 bis 8 sec hat im Winter in Göttingen etwa 1μ Bodenbewegung, wie aus früheren Arbeiten und Stations-

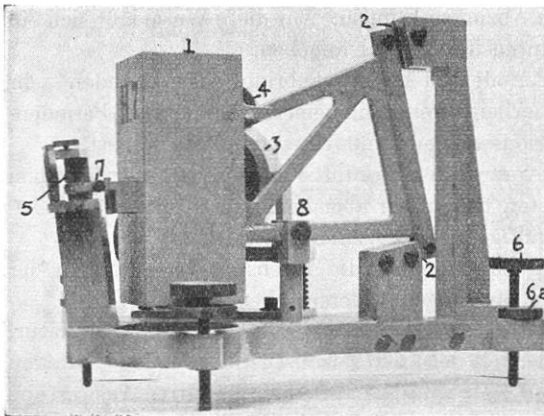


Fig. 1. Seitenansicht eines transportablen langperiodischen Horizontalseismographen.

- | | | |
|------------------|------------------|------------------------|
| (1) Pendelmasse | (4) Drosselung | (6 a) Gegenmutter |
| (2) Bandfedern | (5) Spiegelachse | (7) Spannschraube |
| (3) Luftdämpfung | (6) Fußschrauben | (8) Anschlagsschrauben |

registrierungen zu entnehmen ist. Um gut lesbare Aufzeichnungen aufnehmen zu können, mußten transportable gedämpfte Seismographen mit 5000facher Vergrößerung und einer Eigenperiode von 8 sec benutzt werden. Dann kann die Vergrößerung der Instrumente fast für die oben besprochenen Perioden der Mikroseismik gleich groß angenommen werden und die Aufzeichnungen unmittelbar ohne Umrechnung auf wahre Bodenbewegung verglichen werden.

Die im Geophysikalischen Institut Göttingen zu dieser Untersuchung gebauten transportablen Horizontalseismographen sind Horizontalpendel. Ihre Eigenperiode kann bis zu 12 sec gesteigert werden. Das Massengewicht beträgt 12 kg und das Gesamtgewicht 20 kg.

Auf der Abbildung eines dieser Seismographen (Abb. 1) sind die Einzelheiten zu erkennen. Die Masse (1) ist an den Federn (2) aufgehängt. Durch die Art der Massenaufhängung wird eine Verdrillung der Federn am Drehpunkt verhindert. Die Bewegung der Pendelmass wird ohne weiteres Hebelsystem direkt auf eine

Spiegelachse übertragen (5), deren Drehung photographisch aufgezeichnet wird (in derselben Weise wie bei den für kurze Eigenperiode entwickelten Seismographen des Geophysikalischen Institutes Göttingen [25]). Die Spannung des um die Achse geschlungenen Fadens kann durch eine Schraube (7) verändert werden. Seitliche Anschlagsschrauben (8) verhindern eine Überbeanspruchung der Federn im Drehgelenk. Der Seismograph besitzt eine Luftdämpfung (3), deren Stärke durch eine Drosselung (4) bis zur Aperiodizität verändert werden kann. Die Fußschrauben (6) mit einer Gegenmutter (6a) erlauben ein Neigen des Instrumentes in allen Richtungen. Die Periode läßt sich durch Neigen des Instrumentes mit den Fußschrauben ändern. Um eine Resonanzüberhöhung der Vergrößerungskurve zu vermeiden, wurde die Dämpfung für alle Messungen nahezu aperiodisch eingestellt. Eine luftdichte Überdeckung der Instrumente verhindert eine Fälschung der Aufzeichnungen durch die umgebende Luftzirkulation. Es kann daher im Zelt registriert werden. Wegen ihrer hohen Temperaturabhängigkeit wurden die Seismographen an möglichst temperaturkonstanten Orten aufgestellt.

Mit vier transportablen Horizontalseismographen wurde die Bewegung an zwei beweglichen Stationen in den beiden Komponenten NS und EW aufgezeichnet. Als dritte feste Station wurde dazu das Horizontal-Fernbeben-Instrument des Göttinger Geophysikalischen Instituts benutzt (astatisches Pendel nach E. Wiechert, Masse 1200 kg). Es hatte eine Eigenperiode von 10.5 sec (NS) bzw. 11.2 sec (EW) und eine Dämpfung 1 : 2.5. Die Vergrößerung dieses Instrumentes, die mechanisch schreibend nur 140fach war, wurde durch ein optisches System auf 4000 heraufgesetzt.

Infolge der hohen Neigungsempfindlichkeit der transportablen Horizontalseismographen konnte ihre Vergrößerung nur angenähert bestimmt werden. Bei gleichzeitiger Registrierung sämtlicher transportabler Instrumente am selben Ort läßt sich aber das Vergrößerungsverhältnis dieser Instrumente untereinander genügend genau bestimmen. Es blieb während der ganzen Zeit der Messungen bis auf 50% konstant. Die statische Vergrößerung, im folgenden stets bezogen auf

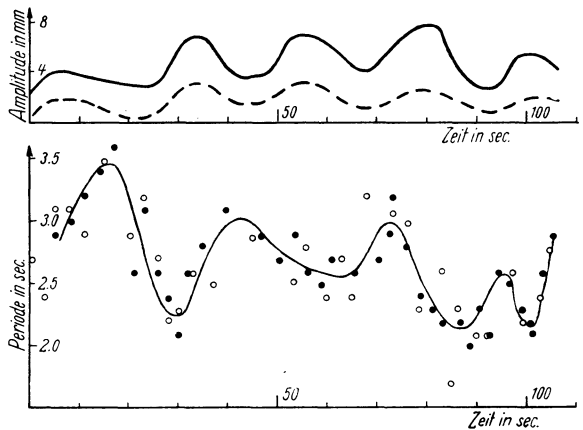


Fig. 2. Vergleich zwischen 1200 kg Horizontalseismograph (nach Wiechert) und transportablen Horizontalseismographen am gleichen Ort.

Amplitudenfolge (oberer Teil der Abbildung), Periodenfolge (unterer Teil der Abbildung). Wiechert-Stationenpendel oooo ----, transportabler Seismograph —

Die Vergrößerung dieses Instrumentes, die mechanisch schreibend nur 140fach war, wurde durch ein optisches System auf 4000 heraufgesetzt.

Infolge der hohen Neigungsempfindlichkeit der transportablen Horizontalseismographen konnte ihre Vergrößerung nur angenähert bestimmt werden. Bei gleichzeitiger Registrierung sämtlicher transportabler Instrumente am selben Ort läßt sich aber das Vergrößerungsverhältnis dieser Instrumente untereinander genügend genau bestimmen. Es blieb während der ganzen Zeit der Messungen bis auf 50% konstant. Die statische Vergrößerung, im folgenden stets bezogen auf

2 m Registrierabstand und für einen Durchmesser der Spiegelachse von 1 mm, wurde zunächst aus dem Hebelsystem zu rund 9000 berechnet.

Aus gleichzeitigen Aufzeichnungen des astatischen Stationspendels und eines der transportablen Horizontalseismographen am selben Ort wurde das Amplitudenverhältnis der beiden Instrumente bestimmt [26]. Dieses blieb, wie eine Registrierung der beiden Instrumente über 110 sec (Fig. 2) zeigt, hinreichend konstant. Die statische Vergrößerung der transportablen Seismographen ergab sich daraus zu 8000. Eine nachträgliche Eichung auf dem Schütteltisch durch cand. phys. Förtsch ergab gleichfalls $V = 8000$. Messungen mit Hilfe eines Libellenprüfers führen auf rund $V = 6000$. Hierbei zeigte V eine starke Abhängigkeit von der Neigung. Ein erheblicher Teil der Richtkraft wird von den Federn geliefert.

Aufnahmen von Maschinenschwingungen (Periodenbereich $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{6}$ sec) mit mehreren transportablen Horizontalseismographen in derselben Richtung und an gleichem Ort lassen die Gleichheit der Aufzeichnung auch für diese Perioden erkennen.

Zusammenfassend muß noch einmal besonders hervorgehoben werden, daß die transportablen Horizontalseismographen untereinander für alle besprochenen Periodenbereiche ein auf 50 % konstantes Vergrößerungsverhältnis selbst auf Monate behielten, wie aus sämtlichen Vergleichsregistrierungen der Instrumente am selben Ort hervorgeht. Vergleichsregistrierungen der transportablen Horizontalinstrumente untereinander wurden vor jeder Messung wiederholt. Daher können in allen Fällen die Verhältnisse der Amplituden der verschiedenen transportablen Horizontalseismographen am gleichen Ort bei den folgenden Untersuchungen verwandt werden.

Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung der mikroseismischen Bewegung im Gebiet des Göttinger Hainbergs. Das Ergebnis soll vorangestellt werden: Für besonders ausgeprägte Bewegungsbilder in der Horizontalen ließ sich die Wanderungsgeschwindigkeit einer Phase (Umkehrpunkt) bestimmen. Für Perioden der Mikroseismik von 4 bis 8 sec beträgt diese Geschwindigkeit im Gebiet des Göttinger Hainbergs 1100 ± 200 m/sec. Als mittlere Herkunftsrichtung — ebenfalls für dieses Gebiet — konnte für 80 % der Messungen, die während der Monate März, Mai, September, Oktober 1936 und Januar 1937 ausgeführt wurden, die Richtung $N 63^{\circ} E \pm 20^{\circ}$ festgestellt werden. Die niedrige Geschwindigkeit konnte bisher nicht gedeutet werden, da die Natur der Wellen und die Schichten, durch die sie laufen, noch nicht sicher bekannt sind. Die bisherige Vorstellung von der Art der mikroseismischen Unruhe ließ eine Geschwindigkeit von etwa 3 km/sec erwarten, entsprechend der Geschwindigkeit von Oberflächenwellen bei Erdbeben.

Wahrscheinlich ist die Wanderungsgeschwindigkeit der Umkehrpunkte gar nicht die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Energie, sondern die Wanderung der Maxima einer kombinierten Welle, die aus zwei oder mehreren Teilwellen besteht, die sich überlagern. Die Bestimmung der Frequenz und Geschwindig-

keit dieser Teilwellen soll in einer späteren Arbeit des Geophysikalischen Institutes versucht werden, sobald entsprechende Aufzeichnungen der Vertikal-komponente gewonnen sind. Hier soll die Wanderung der Umkehrpunkte zunächst wie eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit behandelt werden und hierbei auch von einer Fortschreitungsrichtung und Wellenfront gesprochen werden.

Oben wurde der Ausdruck „ausgeprägte Bewegungsbilder“ absichtlich benutzt, um keine zu eng gefaßte Annahme über die Art dieser fortschreitenden mikroseismischen Bewegung von der Periode 4 bis 8 sec zu machen.

Es wurde gleichzeitig an drei Stationen in den beiden Komponenten NS und EW beobachtet. Die drei Stationen (Geophysikalisches Institut Göttingen, Nikolausberg, Knochenmühle) waren im Gebiet des Göttinger Hainbergs in einem ziemlich gleichseitigen Dreieck (Seitenlänge etwa 1400 m) angeordnet. Alle drei Stationen lagen in einem geologisch ähnlichen Gelände (Muschelkalk). Es ist

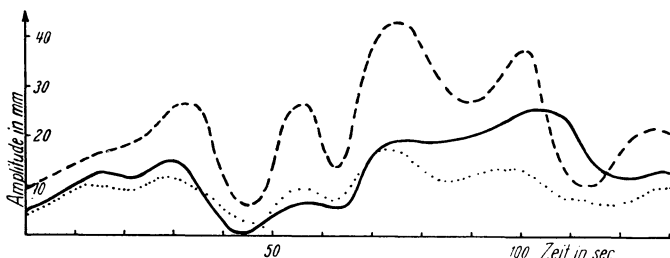


Fig. 3. Gleichzeitige Amplitudenfolge der NS-Komponente an drei Stationen. Entfernung der drei Stationen voneinander \sim 1400 m. — Station Geophysikalisches Institut, Station Nikolausberg, - - - - Station Knochenmühle

deshalb zu vermuten, daß sich die Wellenfront innerhalb des Stationsdreiecks nicht wesentlich dreht, während sie dieses Gebiet durchläuft. An den einzelnen Stationen wurden die Instrumente auf festen Fundamenten aufgestellt, um örtliche Fehlerquellen zu vermeiden. Täglich wurde zweimal während des Nauener Zeitzeichens um 1 und um 13 Uhr MEZ. je 5 min gemessen und alle Zeit-signale als Gleichzeitigkeitsmarken optisch aufgezeichnet. Bei einer Film-geschwindigkeit von 3 mm/sec entspricht $\frac{1}{10}$ sec 0,3 mm in der Aufzeichnung, die gemessenen Zeitdifferenzen betragen etwa 1 sec. Die Filmgeschwindigkeit kann über eine Zeitdauer von jeweils 10 sec auf \pm 3% konstant angenommen werden. Ausgewertet wurden die Ankunftszeiten und Amplituden der oberen und unteren Umkehrpunkte der Schwingungen.

In Fig. 3 sind die aufgezeichneten Amplituden der mikroseismischen Wellen (Max.—Min.) als Funktion der Zeit eingetragen. Diese Figur zeigt für die Dauer von 130 sec an allen drei Stationen einen sehr ähnlichen Amplitudenverlauf in der NS-Komponente. Einander entsprechende Maxima können also an den drei Beobachtungsorten festgestellt und die Zeit ihres Eintreffens gemessen werden.

Die drei oberen Zeilen der Fig. 4 stellen die Horizontalprojektion der Bahn eines Bodenteilchens um seine Ruhelage an den drei Stationen für einen Zeitabschnitt von 70 sec dar. Diese ist durch Zusammensetzen der Amplituden beider Komponenten an jeder Station entstanden. Es ergibt sich an allen drei Stationen ein recht übereinstimmendes Bild, d. h. der horizontale Anteil der Bahn eines Bodenteilchens ist an allen drei Stationen sehr ähnlich. Die eingetragenen gleichen Zeitmarken liegen in den drei Bewegungsbildern an verschiedenen Stellen. Während sich z. B. die Zeitmarke 20 an der Station Geophysikalisches Institut im Umkehr-

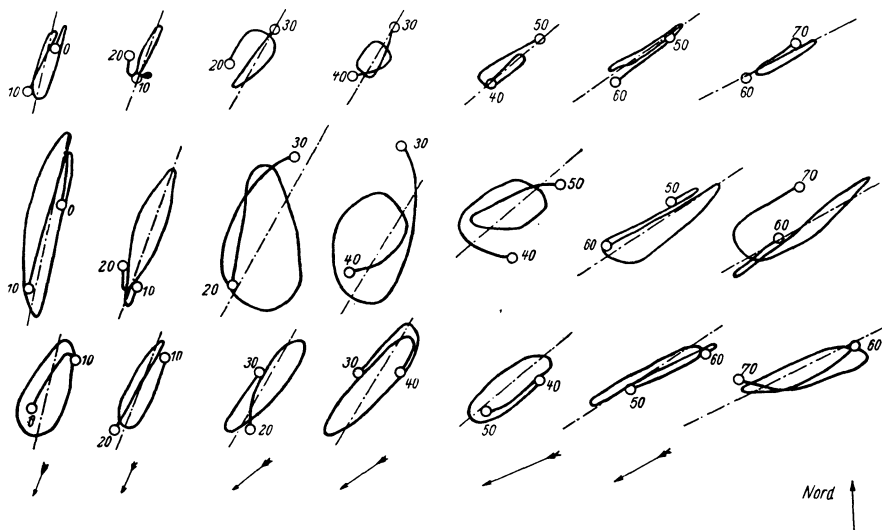


Fig. 4. Horizontale Projektionen der Bahnen der Bodenteilchen

Obere Reihe im Geophysikalischen Institut, mittlere Reihe in der Knochenmühle, untere Reihe in Nikolausberg. Es ist jedesmal die Schwingungsbahn für 10 sec gezeichnet. Die Zahlen 0, 10, 20 . . . geben die gleichen Zeiten 0te, 10te, 20ste . . . sec an den drei Stationen an. Die Pfeile sind die aus dem Mittel der Laufzeiten von je 10 sec berechneten Richtungen der Wellennormale. Hauptachse der Schwingungsbahn (---) und Wellennormale ändern ihre Richtung im gleichen Sinne

punkt der Ellipse befindet, ist sie bei der Station Nikolausberg schon um einen gewissen Zeitabschnitt voraus. Man hat damit ein Mittel in der Hand, eine eindeutige Zuordnung der Umkehrpunkte auf den drei Aufzeichnungen der verschiedenen Stationen vorzunehmen. Ebenso sieht man an diesen Bewegungsbildern, daß während einer Schwingung keine wesentliche Drehung der Achsen der Schwingungsellipsen innerhalb des Meßgebietes erfolgt ist. Dagegen zeigt sich im Verlauf der Zeit von 0 bis 70 sec eine Drehung der großen Achse der Schwingungsellipse vom Betrage von etwa 50° , die an allen Stationen gleichsinnig und gleichgroß abläuft.

In Fig. 5 wurde bei einem gleichzeitigen Abschnitt einer Messung eine Zuordnung der Umkehrpunkte vorgenommen und fortlaufend numeriert. Ebenso

wurden die gleichen Zeitmarken eingetragen. Man sieht, daß z. B. Umkehrpunkt 4 zuerst an der Station Nikolausberg etwas später an der Station Knochenmühle und zuletzt an der Station Geophysikalischen Institut ankommt. In der gleichen Weise geschieht es auch bei den anderen Umkehrpunkten. Diese Differenz der Ankunftszeiten gleicher zusammengehöriger Umkehrpunkte fassen wir versuchsweise als Wirkung einer fortschreitenden ebenen Wellenbewegung auf und sprechen so von Wellenweg Δ , Laufzeit t und Geschwindigkeit v , wobei scheinbare (Δ' , v') und wahre (Δ , v) Wellenwege bzw. Geschwindigkeiten zu unterscheiden sind. Der scheinbare Wellenweg Δ' zwischen zwei Stationen ist einfach der Stationsabstand, während der wahre Wellenweg Δ die Projektion von Δ' auf die Horizontalprojektion der Wellennormalen ist. Für die Geschwindigkeiten gilt entsprechend $v' = \Delta'/t$ bzw. $v = \Delta/t$, so daß v die Horizontalkomponente der wirklichen Geschwindigkeit darstellt. Im Gebiet des Göttinger Hainbergs wurden außer der Messung an den oben erwähnten drei Stationen noch eine Reihe weiterer gleichzeitiger Messungen

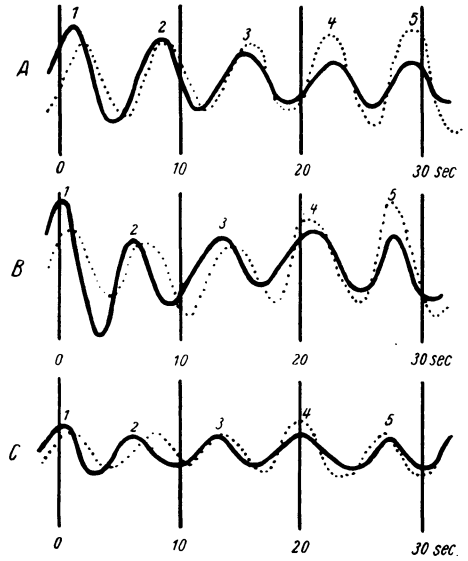


Fig. 5.

Gleichzeitige Aufzeichnungen der Mikroseismik. A an Station Geophysikalisches Institut, B an Station Knochenmühle, C an Station Nikolausberg. — — — NS-Komponente, EW-Komponente. Umkehrpunkt 4 tritt zuerst in C ein, dann in B, dann in A

Tabelle 1. Laufzeiten t , scheinbare Wellenwege Δ' und scheinbare Geschwindigkeiten v'

Nr.	Datum	Differenz der Ankunftszeit zusammengehöriger Umkehrpunkte an Station Geophysikal. Institut (A) und	t in sec			Δ' m	v' Mittel m/sec
			Mittel aus allen Messungen	Max.	Min.		
(1)	13. 1. 37	Nikolausberg C (Dreiecksmessung)	— 1.75	— 2.3		2100	— 1200
(2)	27. 9. 36	Kerstl. Feld D	— 1.2			3750	— 3130
(3)	8. 10. 36	Blaubachschenke E	+ 2.5	+ 3.5	+ 1.5	7980	+ 3190
(4)	17. 5. 36	Hainholzhof F (Sternwarte)	— 0.5			2450	— 4900
(5)	2. 10. 36	Nikolausberg C	+ 0.4	+ 0.7	+ 0.3	2100	+ 5250
(6)	13. 1. 37	Knochenmühle B (Dreiecksmessung)	— 1.35			1375	— 1020

Das Vorzeichen von t und v' ist positiv, wenn der gleiche Umkehrpunkt die Station Geophysikalisches Institut vor der anderen Station erreicht.

an nur zwei Stationen ausgeführt. Bei diesen Messungen wurde der Stationsabstand bis auf etwa 8 km vergrößert. Tabelle 1 gibt für diese Messungen die Laufzeiten t , die scheinbaren Wellenwege \mathcal{L}' und die scheinbaren Geschwindigkeiten v' . Wie man sieht, wachsen die Laufzeiten mit vergrößertem Stationsabstand, so daß ein Fortschreiten der Bewegung auch außerhalb des Dreiecks Nikolausberg, Knochenmühle, Geophysikalisches Institut anzunehmen ist.

Zur Ermittlung der wahren Geschwindigkeit v wurden nur die Differenzen der Ankunftszeiten t zusammengehöriger Umkehrpunkte in der NS-Komponente benutzt. Dies geschah, weil die NS-Komponente im Mittel größere Amplituden hatte und darum genauer auszuwerten war. Der dadurch verursachte Fehler wird bei sehr gestreckten Ellipsen klein, da hier Umkehrpunkt der NS-Komponente und Umkehrpunkt der Schwingungsellipse zeitlich ziemlich genau zusammenfallen. Außerdem war eine merkliche Drehung der Ellipse im Meßgebiet von Station zu Station für die Zeit einer solchen Differenzbestimmung nicht festzustellen.

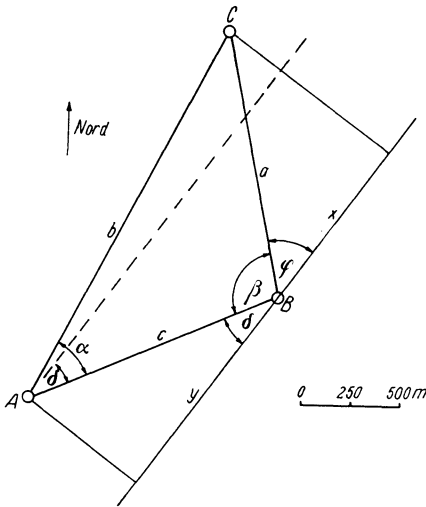


Fig. 6. Lageplan der Stationen bei der Dreiecksmessung für die Berechnung der Lage der Wellennormalen

Alle zur Berechnung notwendigen Stücke sind in der Fig. 6 eingezeichnet. Es bedeuten a , b und c die Abstände zwischen den Stationen A , B und C . Die Winkel, die a und c mit der Fortschrittrichtung der Mikroseismik bilden, seien φ und δ .

Die Abschnitte auf der Wellennormalen, die Projektionen von a und c auf die Fortschrittrichtung seien x und y . In der Fig. 6 gelten nun folgende Beziehungen:

$$\cos \delta = \frac{y}{c}; \quad \cos \varphi = \frac{x}{a};$$

$$\frac{x}{y} = \frac{t_1}{t_2}; \quad \beta + \varphi + \delta = 180^\circ,$$

worin t_1 die Differenz der Ankunftszeiten zusammengehöriger Umkehrpunkte auf den Stationen B und C , t_2 auf A und B bedeuten. Weiter ist

$$\cos \varphi = \frac{t_1}{t_2} \frac{c \cdot \cos \delta}{a},$$

und nach Einführung von $k = \frac{t_1}{t_2} \frac{c}{a}$:

$$\begin{aligned} \cos \varphi &= k \cos \delta, \\ \cos \varphi &= -k \cos (\beta + \varphi), \\ \cos \varphi &= -k (\cos \beta \cos \varphi - \sin \beta \sin \varphi), \\ \cos \varphi (1 + k \cos \beta) &= k \sin \beta \sin \varphi, \\ \operatorname{tg} \varphi &= \frac{1 + k \cos \beta}{k \sin \beta}. \end{aligned}$$

Ist v_s die scheinbare Geschwindigkeit v' , bezogen auf die Stationen Knochenmühle und Nikolausberg, so ergibt sich schließlich für die wahre Geschwindigkeit $= v_s \cos (\alpha - \delta)$.

Zur zahlenmäßigen Berechnung wird man sich am besten die Werte von t_1 und t_2 herausgreifen, die zu solchen Schwingungsellipsen gehören, die möglichst unverändert und gestreckt an allen drei Stationen zu erkennen waren. Dies ist bei der Berechnung der Werte in Tabelle 2 geschehen. Die Horizontalkomponente der Ausbreitungsgeschwindigkeit ergibt sich als Mittelwert für eine mittlere Richtung zu 1100 ± 200 m/sec. Der gleiche Wert wurde an verschiedenen Tagen bei verschiedenen unabhängigen Messungen ermittelt.

Tabelle 2. Berechnung von v :

$a = 1350$ m, $b = 2100$ m, $c = 1375$ m, $\beta = 100^\circ 40'$, $\alpha = 39^\circ$

Datum	t_1 sec	t_2 sec	t_3 sec	v m/sec
13. 1. 37 13 ^h	0.6	1.1	1.7	1170
13. 1. 37 13	0.3	1.45	1.75	925
13. 1. 37 13	0.35	1.25	1.6	1305
14. 1. 37 1	0.7	1.0	1.7	1214

$t_1 =$ Laufzeit zwischen Knochenmühle—Nikolausberg,
 $t_2 =$ „ „ Institut—Knochenmühle,
 $t_3 =$ „ „ „ —Nikolausberg.

Durch die Anordnung der Stationen in einem Dreieck wurde mit der Geschwindigkeit zugleich die Herkunftsrichtung dieser Bewegung als Richtung der Wellennormalen ($\alpha - \delta$) ermittelt. Bei den oben zur Berechnung der Geschwindigkeit benutzten Messungen ergibt sich als mittlere Fortschritungsrichtung $N 51^\circ E \pm 30^\circ$.

Es soll hier nochmals betont werden, daß der niedrige Wert von 1100 m/sec vielleicht nicht die Geschwindigkeit der Energie ist, sondern die Geschwindigkeit mit der sich eine bestimmte Phase (Umkehrpunkt) einer kombinierten Welle ausbreitet, daß also die Teilwellen, falls solche vorhanden sind mit einer anderen Geschwindigkeit fortschreiten. Dasselbe gilt von der Richtung der Wellenfront.

Die Fortschritungsrichtung stimmt tatsächlich nahezu mit der Richtung der Hauptachsen der horizontalen Schwingungsellipsen an allen drei Stationen

überein. Die Fortschreitungsrichtung der Welle ist in Fig. 4 als vierte Zeile eingetragen. Fig. 7 bringt die zeitliche Schwankung der Herkunftsrichtung und der großen Achsen der Schwingungsellipsen (für 200 sec).

Außer der Dreiecksmessung (Geophysikalisches Institut, Knochenmühle, Nikolausberg) liegen, wie schon obenerwähnt, eine Reihe gleichzeitiger Beobachtungen an je zwei Stationen vor (Tabelle 1). Nimmt man auch für diese die aus dem Dreieck berechnete wahre Geschwindigkeit $v = 1100$ m/sec als gültig an, so läßt sich die Fortschreitungsrichtung bestimmen. Hierzu ist in Fig. 8 die Laufzeitgerade für $v = 1100$ m/sec gezeichnet. Für jede Messung (z. B. Geophysikalisches Institut—Blaubachschenke) wird der Punkt dieser Kurve bestimmt,

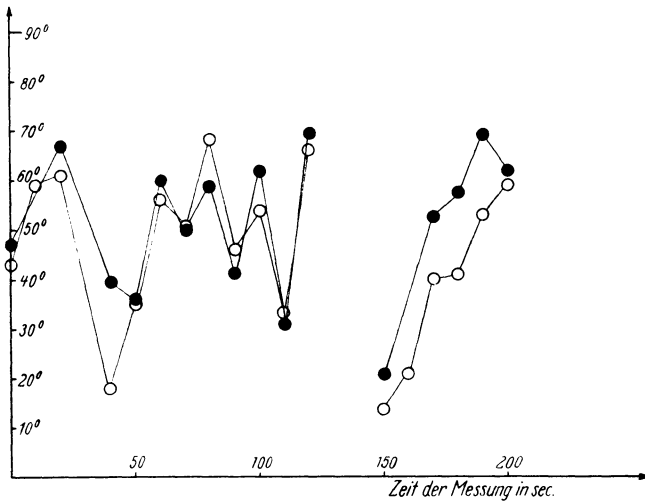


Fig. 7. Richtung der Wellennormale und Hauptachse der Schwingungsbahn in Bogengraden gezählt von N nach E.

- Wellennormale berechnet aus den Laufzeitdifferenzen
- Hauptachse der horizontalen Schwingungsbahn berechnet aus Amplituden

dessen Ordinate die Laufzeit t darstellt (entnommen aus Tabelle 1; Mittel aus allen Beobachtungen, z. B. $t = 2.5$ sec). Die zugehörige Abszisse (2750 m) liefert den wahren Wellenweg Δ . Mittels des scheinbaren Wellenweges Δ' (Stationsabstand 7980 m) ergibt sich der Winkel zwischen Δ und Δ' aus $\cos(\alpha - \delta) = \Delta/\Delta'$, allerdings doppeldeutig, da $\cos +(\alpha - \delta) = \cos -(\alpha - \delta)$. Da die Richtung von Δ' bekannt ist (Verbindungsline beider Stationen), sind hiermit zwei mögliche Richtungen für die Wellennormale bestimmt, die zur Verbindungsline beider Stationen symmetrisch liegen.

Alle so aus den Daten der Tabelle 1 gewonnenen Richtungen sind in die Fig. 9 eingezeichnet. Zur Beseitigung der Doppeldeutigkeit wird die aus der Dreiecksmessung abgeleitete Tatsache benutzt, daß die Herkunftsrichtung mit der großen Achse der Schwingungsellipse übereinstimmt. Auf diese Weise konnten

die Richtungen 1, 3, 5 und 6 bestimmt werden (3' und 5' wurden ausgeschlossen). Bei den Richtungen 2 und 4 war dies nicht möglich, da die Amplituden in den Aufzeichnungen wenig ausgeprägt sind und darum die Bestimmung der Schwingungs-

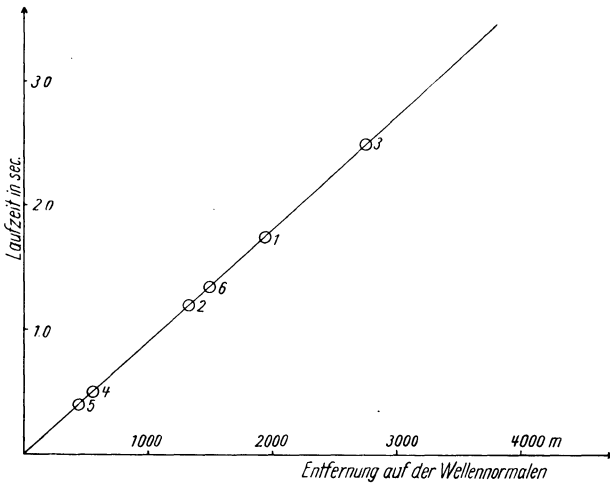


Fig. 8. Laufzeitgerade für eine Geschwindigkeit $v = 1100$ m/sec.

Die Zahlen (1), (2), ... beziehen sich auf die Stationspaare der Tabelle 1. Aus ihr ergeben sich mit Hilfe der gemessenen Laufzeitdifferenzen die Projektionen der Stationsabstände auf die Wellennormalen. Diese Entfernungen werden in Fig. 9 zur Berechnung der mittleren Richtung der Wellennormalen benutzt

ellipse nicht gestatten. Die Auswahl der Richtungen 2 und 4 (bzw. Ausschluß von 2' und 4') wurde hier so vorgenommen, daß diese Richtungen möglichst mit den übrigen übereinstimmen. Hiernach wäre allerdings die Richtung 5' der Richtung 5 vorzuziehen. Die Achse der Schwingungseellipse deutet aber mit Bestimmtheit darauf hin, daß 5 die richtige Herkunftsrichtung ist. Als Mittel der Richtungen ergibt sich (1 bis 4, 6) N 63°, E ± 20°.

Die Berechnung der Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung läßt sich bei der Dreiecksmessung auch mit Hilfe rechtwinkliger Koordinaten durchführen. Legt man den Nullpunkt des Systems in eine Station, die X-Koordinate in die NS-Richtung, die Y-Koordinate in die EW-Richtung und bezeichnet man den Winkel zwischen X-Koordinate und Wellennormale mit λ , dann ist die Gleichung der Wellenfront: $x \cos \lambda + y \cos \lambda = vt$. Diese

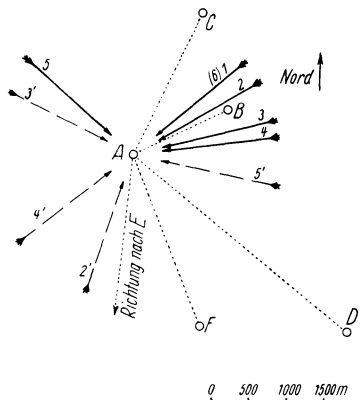


Fig. 9.

Mittlere Richtung der Wellennormalen berechnet aus den Laufzeiten der Tabelle 1 für eine Geschwindigkeit $v = 1100$ m/sec (siehe Fig. 8). Die Zahlen und Buchstaben beziehen sich auf die Bezeichnungen der Tabelle 1. Als Fortschreitungsrichtungen wurden ausgeschlossen 2', 3', 4', 5'

Gleichung für die beiden Stationen Nikolausberg und Knochenmühle angesetzt ergibt:

$$\operatorname{tg} \lambda = - \frac{t_2 x_1 - t_1 x_2}{t_2 y_1 - t_1 y_2}$$

und

$$v = \pm \frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{\sqrt{(t_2 x_1 - t_1 x_2)^2 + (t_2 y_1 - t_1 y_2)^2}}$$

Darin bedeutet $t_{1,2}$ = die Zeit, um die die Welle in der Station 1 ($x_1 y_1$) bzw. 2 ($x_2 y_2$) früher ankommt als an der Station im Nullpunkt des Koordinatensystems. Das Vorzeichen bei v ist so zu wählen, daß v positiv wird (oberes Vorzeichen für $x_1 y_2 - x_2 y_1 > 0$, unteres Vorzeichen für $x_1 y_2 - x_2 y_1 < 0$), wobei die Wurzel positiv zu nehmen ist. Die durch den Tangens verursachte Doppeldeutigkeit von λ läßt sich durch Betrachtung des Vorzeichens von $\sin \lambda$ und $\cos \lambda$ beseitigen, und zwar:

Vorzeichen von $\sin \lambda$ = Vorzeichen von $\pm (t_2 x_1 - t_1 x_2)$,

Vorzeichen von $\cos \lambda$ = Vorzeichen von $\mp (t_2 y_1 - t_1 y_2)$,

wobei bezüglich der Auswahl des oberen oder unteren Vorzeichens die Bemerkungen betreffs Tangens λ zu beachten sind.

Zeitlicher Verlauf von Amplitude, Periode und Laufzeit. Bei allen Messungen lassen sich regelmäßige Schwankungen der Periodenlänge und der Größe der Amplitude (an den Umkehrpunkten gemessen) aufeinanderfolgender Schwingungen feststellen. Man kann diese *versuchsweise* als Folge der Überlagerung von Schwingungen benachbarter Frequenzen (Schwebungen) behandeln. Für eine Zeitfolge von 130 sec sind in Fig. 10 Amplituden und Perioden aufeinanderfolgender Schwingungen für zwei Stationen aufgetragen. Die Werte der Perioden und Amplituden an beiden Stationen schwanken in ähnlicher Weise, bei größeren Perioden beobachtet man größere Amplituden. Diese Schwankungen können als Schwebungen zweier Teilwellen von benachbarten Perioden und verschiedener Amplitude gedeutet werden, und zwar besitzt in

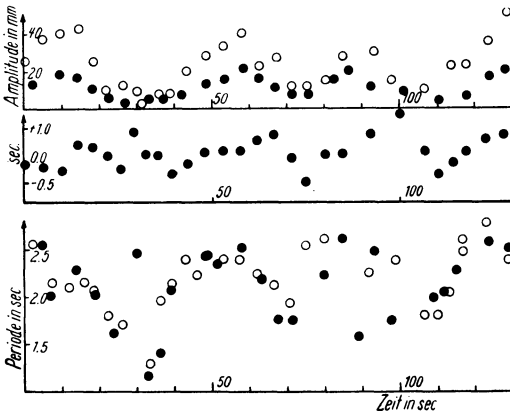


Fig. 10. Vergleich der Mikroseismik an den beiden Stationen Geophysikalisches Institut—Nikolausberg für eine Zeitfolge von 130 sec

Obere Figur: Amplitudenfolge, mittlere Figur: Differenz der Ankunftszeiten zusammengehöriger Umkehrpunkte, untere Figur: Periodenfolge.

●●● Geophysikalisches Institut, ○○○ Nikolausberg

Fig. 2 die Teilwelle mit der kleineren Periode die größere Amplitude, in Fig. 10 die kleinere Periode die kleinere Amplitude. Es wurden sämtliche gut erkennbare

Schwankungsintervalle einheitlich ausgemessen. Tabelle 3 gibt die gemessenen Werte der Intervalllänge T_s (Abstand zweier Schwebungsminima), der in ihr vorkommenden größten Periode T_l und die Anzahl n der Schwingungen. Die Intervalllänge ließ sich nicht sehr genau bestimmen, da das Amplitudenminimum oft schlecht zu erkennen war (jedoch meist besser als das Maximum). So können die Werte der Intervalle (T_s) etwa 3 sec ungenau sein. Die Werte sind in verschiedenen Monaten an verschiedenen Stationen gewonnen, die aber geologisch ähnlichen Untergrund hatten.

Tabelle 3. Schwebungen (EW-Komponente)

Datum	Station	T_s sec	n An- zahl d. Schw. im Intervall	T_m sec	T_l sec	T_0 sec	T_u sec
2. 10. 36	Geophysikalisches Institut	26.0	7	3.72	5.35	4.33	3.27
2. 10. 36	„ „	25.3	7	3.62	4.71	4.21	3.13
2. 10. 36	Nikolausberg	43.1	10	4.31	4.64	4.92	3.91
7. 10. 36	Geophysikalisches Institut	26.3	7	3.76	4.62	4.37	3.29
7. 10. 36	„ „	34.7	10	3.47	4.45	3.85	3.15
7. 10. 36	Blaubachschenke	25.8	7	3.69	4.90	4.31	3.23
12. 1. 37	Geophysikalisches Institut	52.6	8	6.57	7.30	7.21	5.84
13. 1. 37	„ „	103.2	15	6.88	7.05	7.34	6.52
13. 1. 37	„ „	42.5	7	6.05	7.35	7.08	5.32
13. 1. 37	Knochenmühle	115.0	17	6.76	7.05	7.17	6.38

Schwabungen (NS-Komponente)

2. 10. 36	Geophysikalisches Institut	28.7	7	4.10	5.20	4.78	3.59
29. 9. 36	Kerstl. Feld.	30.3	7	4.32	4.82	5.03	3.78
3. 10. 36	Geophysikalisches Institut	41.4	10	4.14	5.18	4.58	3.77
3. 10. 36	„ „	31.5	7	4.50	5.14	5.26	3.94
3. 10. 36	„ „	30.8	7	4.40	5.00	5.13	3.85
3. 10. 36	„ „	46.0	10	4.60	5.94	5.12	4.18
3. 10. 36	„ „	51.8	10	5.18	6.55	5.75	4.72
3. 10. 36	Nikolausberg	39.3	9	4.36	5.30	4.78	3.93
3. 10. 36	„ „	42.1	10	4.21	5.00	4.68	3.83
7. 10. 36	Geophysikalisches Institut	40.5	10	4.05	4.72	4.52	3.68
7. 10. 36	Blaubachschenke	27.8	7	3.97	4.70	4.62	3.47
7. 10. 36	„ „	27.8	7	3.97	4.90	4.62	3.47
13. 1. 37	Geophysikalisches Institut	96.2	15	6.41	7.65	6.88	5.96
13. 1. 37	„ „	42.2	8	5.28	7.56	6.06	4.70
13. 1. 37	„ „	43.5	8	5.44	7.55	6.22	4.74
13. 1. 37	Knochenmühle	95.0	16	5.94	8.05	6.32	5.59
10. 6. 36	Hildagtlück	67.0	16	4.18	5.64	4.47	3.93
10. 6. 36	„ „	64.0	14	4.57	5.34	4.93	4.27

Nimmt man Schwebungen an, so ist T_m , das sich aus $T_m = T_s/n$ als mittlere Periode berechnet, eine der beiden Teilschwingungen. Die zweite erhält man aus T_s und T_m durch die bekannten Formeln:

$$T_0 = \frac{T_s \cdot T_m}{T_s - T_m} \quad \text{bzw.} \quad T_u = \frac{T_s \cdot T_m}{T_s + T_m}$$

wobei $T_0 > T_m$ und $T_u < T_m$ ist. Welche von beiden Perioden T_0 und T_u in Frage kommt, läßt sich hieraus noch nicht entscheiden. Tabelle 3 gibt das Ergebnis.

In jeder Spalte treten gewisse Periodenlängen bevorzugt auf, und zwar

NS-Komponente:	EW-Komponente:
$T_m = 4.2 \text{ sec,}$	$T_m = 3.6 \text{ sec und } 6.6 \text{ sec,}$
$T_l = 5.0 \text{ sec und } 7.5 \text{ sec,}$	$T_l = 4.2 \text{ bis } 4.6 \text{ sec und } 7.0 \text{ bis } 7.4 \text{ sec,}$
$T_0 = 4.9 \text{ sec,}$	$T_0 = 4.2 \text{ sec und } 7.2 \text{ sec,}$
$T_u = 3.8 \text{ sec.}$	$T_u = 3.2 \text{ sec.}$

Die Periodengruppen in der NS-Komponente sind durchweg um etwa $1/2 \text{ sec}$ größer als die entsprechenden in der EW-Komponente. Innerhalb der einzelnen Komponenten erweisen sich die Periodengruppen von T_m und T_u , sowie von T_l und T_0 als ungefähr gleich. Weitere Schlüsse sollen hieraus nicht gezogen werden, da die Einzelwerte, die jeweils zu Gruppen zusammengefaßt sind, nicht von gleichzeitigen Messungen herrühren.

In Fig. 11 sind außerdem die Laufzeiten für zwei Stationen eingetragen, und zwar in der Abhängigkeit vom Zeitverlauf. Es zeigt sich, daß auch die Laufzeiten eine regelmäßige Schwankung haben. Diese Laufzeitschwankungen können

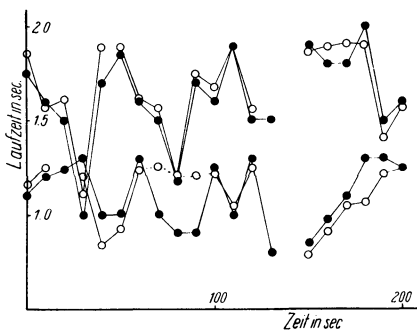


Fig. 11.

Laufzeiten (Mittel von 10 zu 10 sec).

○ Differenz der Ankunftszeiten gleicher zusammengehöriger Umkehrpunkte. ● Berechnet aus den Hauptachsenrichtungen der Schwingungsellipsen für $v = 1100 \text{ m/sec}$ (Fig. 4). Obere Kurve: Laufzeiten zwischen Nikolausberg—Institut; untere Kurve: Laufzeiten zwischen Knochenmühle—Institut

als Folge von entsprechenden Drehungen der Wellenfront an mehreren Stationen gleichzeitig aufgefaßt werden. Wie schon vorher erwähnt wurde, fällt die Richtung der Wellennormalen mit der Hauptachse der Schwingungsellipse zusammen (Fig. 7). In Fig. 4 ist das Drehen der Hauptachse der Schwingungsellipsen um den gleichen Winkel an drei Stationen gleichzeitig nachgewiesen. Nimmt man die Richtungen der großen Hauptachsen als Wellennormalen an, so müssen sich die Projektionen der einzelnen Stationsabstände auf diese Richtungen entsprechend ändern und damit unter Annahme gleicher Ausbreitungsgeschwindigkeit die Laufzeiten. Für eine Folge von Richtungen (Fig. 4; eine etwas längere

Zeitspanne) wurden die Laufzeiten für die Projektionen x und $x + y$ von a und c (Fig. 6) auf die Hauptachsenrichtungen mit einer Geschwindigkeit $v = 1100 \text{ m/sec}$ berechnet. Diese und die beobachteten Laufzeiten des gleichen Zeitabschnittes sind in Fig. 11 gegenübergestellt. Die beobachteten Laufzeiten wurden von 10 zu 10 sec gemittelt, weil die zur Bestimmung der Richtungen benutzten Schwingungsellipsen auch nur als Mittelwert eines Zeitabschnittes von 10 sec aufzufassen sind. Die beiden

Kurven haben einen fast gleichen Verlauf. Ihre Schwankungen liegen oberhalb der Fehlergrenze, so daß sie als reell anzusehen sind. Damit kann eine regelmäßige Schwankung der Laufzeiten aus der entsprechenden gleichzeitigen Drehung der Schwingungsellipse an den drei Stationen erklärt werden.

Gleichzeitige Aufzeichnungen der mikroseismischen Bewegung in verschiedenen Tiefen. Um die mikroseismische Bewegung von 4 bis 8 sec Periode in verschiedenen Tiefenlagen unter der Erdoberfläche zu untersuchen, wurden in der Nähe von Göttingen Messungen in zwei Kalischächten (Schacht Hindenburg, Reyershausen, und Schacht Hildagluck, Volpriehausen) ausgeführt. In Reyershausen liegen eine Reihe überkippter Falten des Zechsteins unter etwa 700 m Trias, in Volpriehausen haben wir dagegen eine ziemlich flache Aufwölbung des Zechsteins unter ungefähr 500 m Trias mit einer ebenen Schichtgrenze Zechstein-Trias.

In Reyershausen, Schacht Hindenburg, wurde die mikroseismische Bewegung an der Oberfläche in unmittelbarer Nähe des Schachtes und auf der 800-m-Sohle ebenfalls in unmittelbarer Schachtnähe gleichzeitig (NS - Komponente) aufgezeichnet. Gleiche Zeitmarken wurden nach sorgfältigem Uhrvergleich durch gleichzeitiges Abblenden der Registrierlampen hergestellt. Im Schacht Hindenburg konnte bei allen Messungen keine Ähnlichkeit der gleichzeitigen Periodenfolge oben und unten bemerkt werden. Die Amplituden waren an der Oberfläche und in einer Tiefe von 800 m größenordnungsmäßig gleich.

In dem stillgelegten Schacht Hildagluck, Volpriehausen, wurden in drei Tiefenstufen Messungen ausgeführt. Eine Fälschung der Aufzeichnungen durch Betriebsruhe war ausgeschaltet. Auch in Hildagluck wurde unmittelbar neben dem Schacht die NS-Komponente an je zwei Stationen in verschiedenen Tiefen gleichzeitig beobachtet. Zusammen mit der tiefsten Station auf der 910-m-Sohle wurden jeweils mit einer der Stationen auf der 785-m-Sohle, der 130-m-Sohle und an der Oberfläche Messungen ausgeführt. Diesmal waren je zwei Stationen durch Kabel für eine elektrische Zeitübertragung verbunden. Auf diese Weise war eine zuverlässige Zuordnung der Schwingungsbilder je zweier Stationen durch mitregistrierte gleiche Sekundenmarken möglich. Die Stationen 910 m und 785 m lagen beide im Zechstein, während sich die Pumpsohle 130 m und Station an der Oberfläche in bzw. auf der Trias befanden. Bei diesen Messungen konnte im Gegensatz zu Reyershausen eine recht gute Übereinstimmung gleichzeitiger Schwingungsbilder an je zwei Stationen fest-

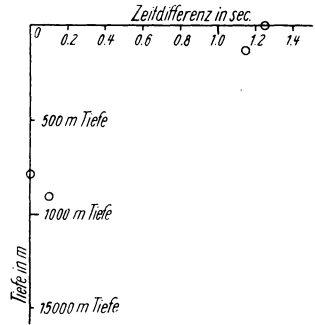


Fig. 12.

Differenzen der Ankunftszeiten gleicher zusammengehöriger Umkehrpunkte bei Messungen im Kalischacht.

Die Wellen kommen zuletzt zu der Station in 785 m Tiefe. Die Zeitdifferenzen sind gegen diese Station gemessen

gestellt werden. Und zwar ließen sich gleichzeitige Umkehrpunkte im Verlauf gleicher ausgesprochener Schwebungsbilder in beiden Stationen zuordnen. Wie auch im Schacht Hindenburg, Reyershausen, konnte hier eher eine Zunahme der mikroseismischen Bewegung mit der Tiefe festgestellt werden. In Fig. 12 sind die Differenzen der Ankunftszeiten gleicher zusammengehöriger Umkehrpunkte an der Station 785 m und an einer anderen eingetragen. Es war der gleiche Umkehrpunkt an der Oberfläche um 1.2 sec früher als an der Station 910 m. Ebenso ließen sich Zeitdifferenzen der Ankunftszeiten für Station 910 m und 190 m feststellen. In den Werten der Fig. 12 sind die Mittelwerte aufgetragen. Die Umkehrung des Vorzeichens der Differenz für die Station 785 m mit 910 m liegt noch innerhalb der Meßgenauigkeit, die bei dieser Messung ± 0.15 sec beträgt. Eine Deutung kann bei diesen Messungen noch nicht gegeben werden, da zu diesem Zweck die Stationen, ähnlich wie bei einer Dreiecksmessung an der Oberfläche, in einem Dreieck in die Tiefe angeordnet werden müßten.

Bemerkungen über die Abhängigkeit der Bodenunruhe von dem geologischen Bau des Untergrundes und der Wetterlage. Die geologische Beschaffenheit des Untergrundes hatte auf die Intensität der mikroseismischen Bewegung wesentlichen Einfluß. Z. B. ließ sich im mittleren Holstein (Bad Segeberg) im Juni 1936 eine mikroseismische Bewegung von 4 bis 8 sec Periode wegen zu kleiner Amplituden (unter $0,25 \mu$) nicht mehr erkennen, während die Hamburger Stationsinstrumente zur gleichen Zeit eine wahre Bodenbewegung von etwa 5μ aufzeichneten. Die Entfernung des Meßgebietes Bad Segeberg von Hamburg betrug dabei nur etwa 60 km.

Ferner wurde versucht, vermittels der Abhängigkeit der Intensität von örtlichen geologischen Verhältnissen Grenzen verschiedener Deckschichten an der Oberfläche festzulegen. Dazu wurde in einem EW-Profil über den östlichen Abbruch des Leinetals hinweg in der Nähe des Geophysikalischen Instituts Göttingen an drei Stationen gleichzeitig gemessen. Eine der Stationen lag auf dem Muschelkalk etwa 100 m westlich vom Geophysikalischen Institut entfernt, die zweite Station an der Abbruchgrenze des Leinetals, 60 m westlich von der ersten Station, und schließlich eine dritte Station auf dem Löß im Leinetal weiterhin 250 m westlich. Die Aufzeichnungen der NS-Komponente geben eine sehr ähnliche Periodenfolge an allen drei Stationen. Die Amplituden dagegen verringern sich an den beiden unteren Stationen um fast die Hälfte gegenüber der auf Muschelkalk gelegenen Station.

Zahlreiche Bearbeitungen der laufenden Registrierungen von Erdbebenstationen gaben, wie eingangs erwähnt, eine gewisse Klarheit über die Entstehung der mikroseismischen Bewegung im Periodenbereich 4 bis 8 sec. Auch das vorliegende in Göttingen, einer küstenfernen Station, gewonnene Material bringt eine gute Bestätigung der Hypothese, daß Intensität der mikroseismischen Unruhe und starke Depressionen an der Steilküste Norwegens im engsten Zusammenhange stehen. Für einen Fall läßt sich dieser Zusammenhang besonders eindeutig zeigen.

Die Messungen zweier Stationen in 600 m Abstand (Geophysikalisches Institut, Rohns) mit vier unabhängigen Instrumenten zeigen bei Abschwächen einer Depression an der Küste Norwegens eine Intensitätsabnahme auf die Hälfte in dreimal 24 Stunden (Tabelle 4). Das am ersten Tage gegen die Küste Norwegens von Westen her drängende Tief zieht unter starker Abschwächung nach Osten weiter.

Tabelle 4. Amplituden der Registrierungen in mm bei gleichzeitigen Beobachtungen an zwei Stationen in 600 m Abstand

Datum	Uhrzeit	Station Rohns				Station Geophys. Institut			
		Maximum		Mittel		Maximum		Mittel	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
8. 9. 36	17 ^h 30	17.0	12.0	9.0	6.5	13.0	8.0	7.0	5.0
	18 30	17.5	8.0	11.0	6.0	10.0	11.0	7.0	6.0
	19 30	17.0	8.5	10.0	4.5	9.0	8.0	6.0	4.0
9. 9. 36	11 30	5.0	6.0	3.0	4.0	5.0	4.0	3.0	2.0
11. 9. 36	13 00	3.0	2.0	2.0	1.0	2.5	0.5	1.0	0.5

Die beiden Hoch im Norden und Süden vereinigen sich allmählich zu einer Hochdruckbrücke, die sich dann zu einem über ganz Skandinavien und Mitteleuropa liegenden Hoch weiterentwickelt. Ein erneut von Westen her kommendes Tief wird daher schon über Island langsam nach Norden abgedrängt. Ob die Depression allein oder die damit einhergehende Verstärkung der Brandung an der norwegischen Steilküste das Ursächliche der mikroseismischen Bewegung ist, läßt sich hieraus nicht entscheiden.

Deshalb wurden zur Klärung des Zusammenhanges zwischen Mikroseismik (Periode 4 bis 8 sec) und Seegang oder Wetterlage auf der Insel Helgoland Messungen durchgeführt. Unglücklicherweise fielen diese Messungen im Juni 1936 in eine Periode von größter mikroseismischer Ruhe, so daß sich infolge geringer Intensität der Bewegung keine der oben genannten Fragen für den Periodenbereich 4 bis 8 sec beantworten ließ. Wie aber die laufenden Registrierungen des Stationsinstruments der Biologischen Anstalt, Helgoland, zeigen, sind diese Perioden ziemlich häufig, konnten aber während der Messung mit den transportablen Horizontalseismographen niemals festgestellt werden. Das Wiechert-Stationsspendel konnte in Helgoland als Vergleichsinstrument benutzt werden. Bei Periodenauswertungen wurden nur längere Perioden von 1.5 bis 2.0 sec ausgewertet, wenn eine kürzere von 0.5 sec gleichzeitig als Überlagerung auftrat, da längere Perioden bei der Häufigkeitsbetrachtung sonst unterdrückt wurden. Die Häufigkeitsverteilung der Perioden (Fig. 13) ergibt eine Häufungsstelle bei Perioden von 1.5 bis 1.7 sec. Diese mittlere Periode liegt in der Größenordnung der zur Zeit der

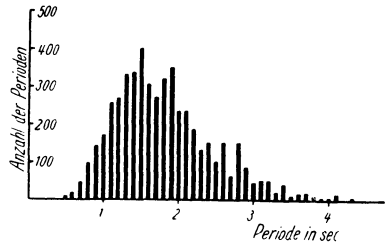


Fig. 13. Periodenhäufigkeit bei Messungen in Helgoland vom 24. bis 26. Juni 1936

Messung beobachteten mittleren Perioden der Brandungswellen. Diese wurde durch Abstoppen des Auf- und Abschwankens einer Boje über die Zeitdauer von mehreren Schwingungen ermittelt. Tabelle 5 gibt eine Reihe Vergleichswerte.

Tabelle 5. Perioden der Bewegung einer Boje bei Helgoland

Anzahl der gestoppten Schwankungen der Boje	Zeit sec	Mittel der einzelnen Schwankungen sec
10	17.4	1.7
10	16.5	1.65
10	18.1	1.8
20	34.2	1.7
20	33.9	1.7
50	83.2	1.65
50	92.6	1.85

Ferner ließ sich ein Anwachsen der Amplituden (mittlere Periode 1.6) mit steigender Flut und zunehmender Brandungsstärke beobachten. Dabei wurde bei Westwind und Hochflut die EW-Komponente besonders stark angeregt.

Zusammenfassung. I. Für eine spezielle Untersuchung der mikroseismischen Bodenbewegung (Periodenbereich 4 bis 8 sec) wurden transportable Horizontal-seismographen entwickelt, deren Eigenperiode im Spielraum 3 bis 12 sec geändert werden konnte. Eine Luftdämpfung erlaubte den Apparat bis zur Aperiodizität zu dämpfen. Die Vergrößerung der Instrumente konnte durch ein optisches System in den Grenzen 1000 bis 10000 verändert werden. Sie wurde durch Vergleich mit einem astatischen Wiechert-1200 kg-Pendel (NS $T_0 = 10.5$ sec und EW $T_0 = 11.2$ sec, Dämpfung 1 : 2.5) ungefähr ermittelt. Ferner wurde vor jeder Messung aus den gleichzeitigen Aufzeichnungen sämtlicher transportabler Horizontal-seismographen am selben Ort das (innere) Vergrößerungsverhältnis der Instrumente neu bestimmt. Es blieb bei allen Messungen bis auf 50% konstant.

II. Im Gebiet des Göttinger Hainbergs auf geologisch ähnlichem Untergrund gelang bei allen Messungen eine eindeutige Identifizierung der horizontalen Schwingungsbilder an einer oder mehreren Stationen gleichzeitig. Aus Beobachtungen der mikroseismischen Unruhe in zwei Komponenten (NS und EW) an drei in einem nahe gleichseitigen Dreieck angeordneten Stationen konnte die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Bewegung auf 1100 ± 200 m/sec bestimmt werden. Ob dieser unerwartet niedrige Wert zur Ausbreitung der Energie oder zur Ausbreitung einer bestimmten Phase einer kombinierten Welle gehört, konnte nicht entschieden werden.

III. Für alle Werte der Laufzeiten wurden mit der Geschwindigkeit zugleich die zugehörigen Richtungen der Wellennormalen bestimmt. Eine mittlere Herkunftsrichtung der Wellenfront kann für ein bis auf 8 km erweitertes Gebiet im Mittel als N 63° E $\pm 20^\circ$ angegeben werden.

IV. Es wurde versucht, beobachtete regelmäßige zeitliche Schwankungen von Periode, Amplitude und Laufzeit zu erklären. Dabei ließ sich das Drehen der Schwingungsellipse während der Messung an jeweils mehreren Stationen gleichzeitig als eine der Ursachen der Laufzeitschwankungen bestimmen. Das Material reichte noch nicht aus, um die Deutung dieser stetigen Perioden- und Amplitudenschwankungen als Schwebungen benachbarter Perioden mit verschiedener Amplitude zu belegen.

V. Gleichzeitige Schwingungsbilder der mikroseismischen Bewegung konnten auch an je zwei in verschiedener Tiefe angeordneten Stationen eindeutig identifiziert werden. Bei gleichen zusammengehörigen Umkehrpunkten war ein Voreilen der Schwingung an der Oberfläche gegenüber der gleichen in 910 m Tiefe um 1,2 sec zu bemerken. Die Amplituden in der Tiefe und an der Oberfläche waren gleich.

VI. Eine qualitative Auswertung des Materials bestätigte die Abhängigkeit der Intensität der Bewegung von den geologischen Verhältnissen der Beobachtungsstation. Fernerhin ergab auch dieses Material eine eindeutige Beziehung zwischen Depressionen an der Küste Norwegens und der Intensität der Mikroseismik in Göttingen.

Zum Schluß möchte ich Herrn Prof. Dr. G. Angenheister für die Anregung zu dieser Arbeit und sein stetiges Interesse daran, den Herren Dr. G. A. Schulze und Dr. H. Jung für mancherlei Hilfe meinen aufrichtigsten Dank aussprechen.

Literatur

- [1] B. Gutenberg: Handb. d. Geophys. Teil IV, 2.
- [2] A. W. Lee: A worldwide survey of microseismic disturbances. Met. Office, Geophys. Memoirs Nr. 62, London 1934.
- [3] K. Uller: Elastische Oberflächenwellen. Ann. d. Phys. **56**, 463 (1918).
- [4] O. Geussenhainer: Ein Beitrag zum Studium der Bodenunruhe. Diss. Göttingen 1921. Auszug im Jahrb. d. philos. Fakul. Göttingen 1921, Nr. 18.
- [5] E. Wiechert: Beiträge zur Geophys., Ergänzungsbd. **2**, 41 (1904).
- [5a] G. Angenheister: Seism. Reg. i. Göttingen 1905. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen 1906, Heft 4.
- [6] B. Gutenberg: Brandung und Bodenunruhe. Ann. Hydrogr. 1920, S. 402.
- [7] H. Mendel: Seismische Bodenunruhe in Hamburg und der Zusammenhang mit der Brandung. Diss. Hamburg 1929.
- [8] E. Tams: Einige Korrelationen zwischen seismischer Bodenunruhe in Hamburg und der Brandung in West- und Nordeuropa. Zeitschr. f. Geophys. 1933, S. 23 u. 295.
- [9] K. Jung: Über mikroseismische Bodenunruhe und Brandung. Ebenda 1934, S. 325.
- [10] W. Kohlbach: Mitteilungen der Geophysikalischen Warte Königsberg **12** (1931).
- [11] W. v. zur Mühlen: Seismische Bodenunruhe und Brandung. Zeitschr. f. Geophys. 1936, S. 97.
- [12] F. Linke: Brandungsbewegung des Erdbodens und ein Versuch ihrer Verwendung in der praktischen Meteorologie. Abhandlung d. königl. Ges. d. Wiss. Göttingen, Neue Folge 7. Erg. d. Arb. D. Samoa-Obs. 3, Berlin 1909.
- [13] K. Wadati u. K. Masuda: On pulsatoric oscillations of the ground. Geophysical Magazin, IX, Tokyo, S. 299.

- [14] E. Gherzi: Le problème des microseism. a groupes. Zeitschr. f. Geophys. 1928, S. 145.
- [15] E. Gherzi: Microseism associated with storms. Beitr. d. Geophys. Leipzig 25, 145 (1930).
- [16] A. W. Lee: The effect of geolog. structure upon micr. disturbance. Month. Not. of R. A. Soc. Geophys. Suppl. May 1932, S. 83.
- [17] A. W. Lee: Further investig. of the effect of geol. struct. Ebenda 1934, S. 238.
- [18] A. W. Lee: On the direction of approach of microseismic waves. Proceed. of the R. Soc. London, Ser. A. Nr. 886, 1935, S. 183.
- [19] A. W. Lee: The three components of microseismic disturbance at Kew Observ., Met. Office. Geophys. Memoirs Nr. 66, London.
- [20] O. Hecker: Deformationsbeobachtungen in Pribam. Mitt. d. Zentralbüros 1914, I, Nr. 5; Gerl. Beiträge 13 (1914).
- [21] B. Gutenberg: Die seismische Bodenunruhe. Diss. Göttingen 1911 und Gerl. Beitr. 11, 314 (1912).
- [22] O. Hecker: Versuche zur Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bodenbewegung bei der mikroseismischen Unruhe. Mitt. d. Zentralbüros 2 (1915), Gerl. Beitr. 14 (1915).
- [23] J. J. Shaw: Communication sur les mouvements microsismiques. Compt. rend. des seances de la 1. Conference a Rome 1922, S. 52.
- [24] F. Kishinouye: Microseisms of four sec. periods observed with horiz. seismographs. Bull. of the Earthqu. Res. Inst. Vol. 13 (1935), S. 146.
- [25] G. Angenheister: Bodenschwingung. Ergeb. d. exakt. Naturw. Bd. XV (1936), S. 316.
- [26] G. A. Schulze: Ausbreitung sinusförmiger Bodenbewegung. Zeitschr. f. Geophys. 1935, S. 309.
- Göttingen, Geophysikalisches Institut, März 1937.

Referate und Mitteilungen

A. Rittmann: *Vulkane und ihre Tätigkeit.* Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 1936.
VII + 188 Seiten, 25 Abbildungen, 1 Tafel. Geh. RM 7,20, in Leinen geb.
RM 8,80.

Die Vulkanologie ist ein Wissensgebiet, in der sich zahlreiche naturwissenschaftliche Disziplinen überschneiden. In diesem kleinen Werk nimmt vom Standpunkt der modernen Forschung der Mineraloge und Petrograph Stellung zu den mannigfachen vulkanischen Erscheinungen. Rittmann, ein guter Kenner vor allem der italienischen Vulkangebiete, der dort selbst erfolgreich an der Lösung speziell der magmatischen Entwicklung der Vulkane gearbeitet hat, bespricht in dem ersten, mehr beschreibenden Teil (Seite 1—51) die verschiedenen Arten der vulkanischen Tätigkeit. Durch Ausführung von interessanten Einzelheiten entwirft er ein kurzes treffendes Bild, gibt sodann eine systematische Gliederung und entwickelt das Zu-