

## 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](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0007)

**LOG Id:** LOG\_0052

**LOG Titel:** Das Nordseebeben vom 24. Januar 1927

**LOG Typ:** article

## Übergeordnetes Werk

**Werk Id:** PPN101433392X

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

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

## Terms and Conditions

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

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

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

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

## Contact

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

Bei meinen Versuchen ist für diesen Bereich die Vergrößerung über 1000, daher wäre nur aus einem Grunde ein kurzperiodisches Pendel mit rein optischer Registrierung der galvanometrischen vorzuziehen, nämlich um die Empfindlichkeit für die Bodenunruhe herabzusetzen, und auf diese Weise eine glattere Registrierung zu erzielen, ähnlich wie man mit der galvanometrischen Methode die kürzeren Perioden unschädlich machen kann.

Zum Schluß muß ich die Aufmerksamkeit noch auf den Charakter der Linie der optischen Registrierung lenken. Sie ist fein sägeförmig, wobei eine Periode von  $0.34^s$  vorherrscht. Die optische Vergrößerungseinrichtung in dieser Form stellt selbst einen sehr empfindlichen Seismographen für Lokalbeben dar, und zwar für die höchsten seismischen Obertöne. Das unruhige Stadtleben hält das System in beständiger Vibration. An einem ruhigen Ort würde es die geringste Bodenstörung sofort anzeigen. Man könnte es ein Saitenseismometer nennen.

Die Biegung der Saite erfolgt mit dem Spiegel um eine Achse, welche durch die eine Nadelspitze geht. Durch die Veränderung der Spannung der Saite läßt sich die Periode ändern.

Auf den Registrierungen hat es sich herausgestellt, daß beim Vorbeifahren eines Auto starke Vibrationen mit einer Periode von  $0.25^s$  aufgezeichnet wurden.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß aus einem Saitenseismometer ein Konkurrent für die Anderson-Woodschen Torsionsseismographen entstehen wird.

Immerhin dürften ähnliche Apparate von Bedeutung sein nur beim Ankündigen des ersten Einsatzes eines Bebens. Über die Haupterscheinungen, die mit den seismischen Grundtönen verbunden sind, geben sie nur dürftigen Aufschluß und können sogar eher stören als nützen.

Tartu (Dorpat), Physikalisches Institut der Universität, Januar 1931.

---

## Das Nordseebeben vom 24. Januar 1927

Von Niels Henr. Kolderup und Gerhard Krumbach — (Mit 2 Abbildungen)

Bei der Bearbeitung des mikroseismischen Materials wird auf die Verwendbarkeit des in der Kristallographie gebrauchten Wulffschen Netzes zur Epizentralbestimmung hingewiesen. Nach einer allgemeinen Betrachtung über die Seismizität Norwegens wird dann die Frage nach der Entstehungsursache der norwegischen Beben behandelt.

1. Das Beobachtungsmaterial und seine Bearbeitung. Am 24. Januar 1927, gegen  $5^h 20^m$  M. G. Z. morgens, wurde in den umgrenzenden Ländern der Nordsee ein kräftiges Erdbeben verspürt. Auf die makroseismischen

Beobachtungen, welche bereits früher<sup>1)</sup> bearbeitet worden sind, soll an dieser Stelle nur kurz hingewiesen werden. Es ergab sich ein Schüttergebiet von etwa 600000 qkm. Die mikroseismische Reichweite betrug etwa 4000 km. Die Grenzlinien des Schüttergebietes in der Karte (Fig. 1) sind für Skandinavien der genannten Bearbeitung entnommen worden. Für die Beobachtungsergebnisse auf

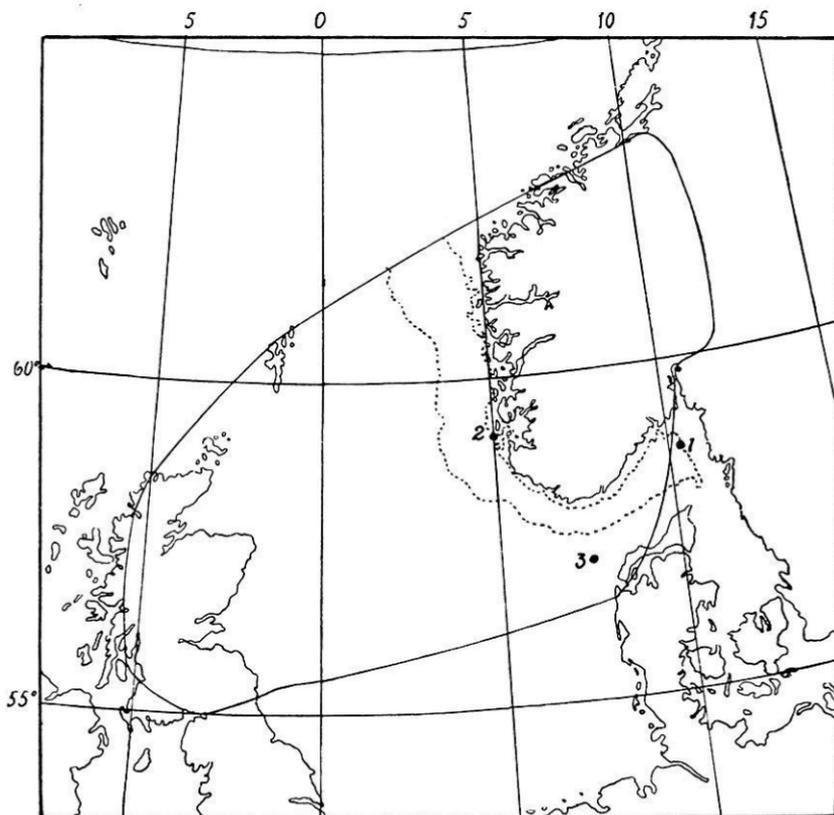


Fig. 1. Das Schüttergebiet des Bebens vom 24. Januar 1927 (2)

den britischen Inseln wurde eine bisher unveröffentlichte Arbeit von Herrn Dr. Tyrrell, Glasgow, liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt.

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist, mit Hilfe der mikroseismischen Daten das Epizentrum möglichst genau zu bestimmen, die Ausbreitung der Wellen an Hand der Registrierungen zu verfolgen, sowie eine Untersuchung über die Lage des Epizentrums im Zusammenhang mit der Tektonik anzuschließen.

Hierfür wurden uns dankenswerterweise von folgenden Stationen die Originaldiagramme oder Kopien der Aufzeichnungen zur Verfügung gestellt:

Bergen, De Bilt, Chur, Frankfurt, Göttingen, Graz, Hamburg, Hohenheim, Innsbruck, Karlsruhe, Kew, Kopenhagen, Leipzig, Oxford, Upsala.

Die Daten von weiteren 21 Stationen wurden den Originalberichten oder Sammelberichten entnommen.

2. Epizentralbestimmung unter Anwendung des Wulffschen Netzes. Eine der wichtigsten Methoden für die Epizentralbestimmung ist die

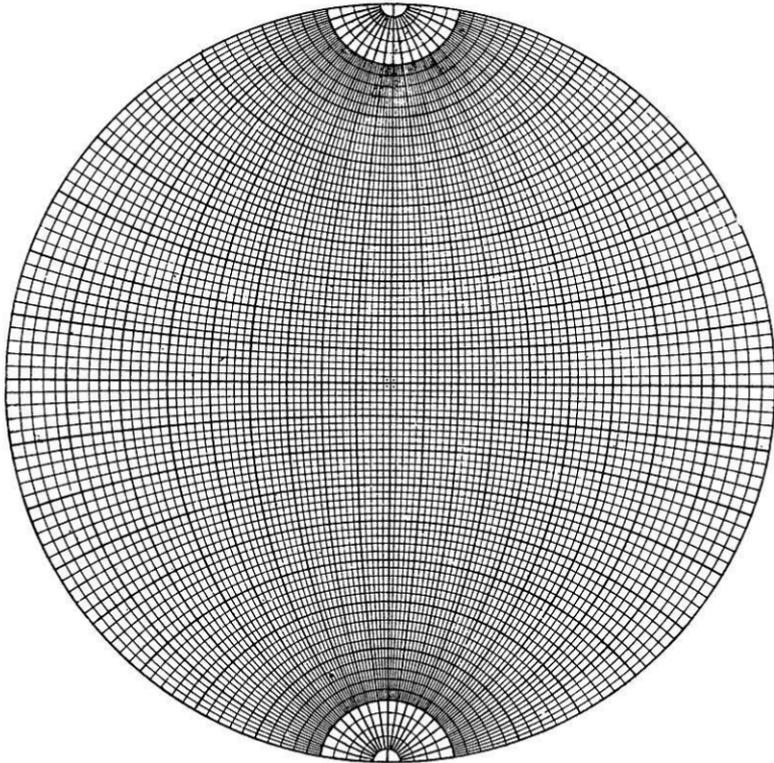


Fig. 2. Wulffsches Netz

Verwendung von Stationspaaren gleicher Einsatzzeit. Das Epizentrum liegt dann auf der Mittelsenkrechten der Verbindungslinie beider Stationen.

Bei größeren Herdentfernungen, bei denen die Konstruktion nicht mehr mit genügender Genauigkeit in der Ebene durchführbar ist, kann man zweckmäßig das in der Mineralogie und Kristallographie viel verwendete Wulffsche Netz der stereographisch-gnomonischen Projektion zur Anwendung bringen. Das Prinzip des Wulffschen Netzes ist in einer Reihe von kristallographischen Lehr- und Handbüchern<sup>2)</sup> eingehend beschrieben worden und soll daher hier im einzelnen nicht wiederholt werden (Fig. 2).

Bei der praktischen Anwendung wird auf das Netz ein Blatt Pauspapier gelegt und in dieses die Koordinaten der Stationspaare eingezeichnet. Das Pauspapier wird dann um den Mittelpunkt des Gradnetzes so gedreht, daß immer je zwei Stationen gleicher Einsatzzeit auf den gleichen Breitenkreis zu liegen kommen. Der in der Mitte zwischen beiden hindurchgehende Meridian des Netzes entspricht dann dem gesuchten Mittellot. Diese Konstruktion wird für sämtliche Stationspaare durchgeführt. Dreht man zum Schluß das Blatt wieder in die alte Lage zurück, so ergibt der Schnittpunkt bzw. die Schnittfigur der Mittellinien direkt aus dem Netz die Koordinaten des gesuchten Epizentrums.

Bei Benutzung eines Netzes von 20 cm Durchmesser beträgt die erreichbare Genauigkeit der Epizentralbestimmung etwas mehr als  $\frac{1}{2}^{\circ}$ .

Außerdem kann man auch, wenn das Epizentrum bekannt ist, die Entfernungen sämtlicher Stationen, die bei der Bearbeitung verwertet werden sollen, mit dem Netz sehr leicht ermitteln. Man trägt deren geographische Koordinaten in das Arbeitsblatt ein und dreht das Papier so, daß Station und Epizentrum auf einen Meridian zu liegen kommen. Der auf dem Meridian gemessene Abstand ist dann die gesuchte Herdentfernung.

Die hier angegebene Methode ermöglicht daher nicht nur eine schnelle Bestimmung eines guten Näherungswertes für das Epizentrum, sondern es gibt auch der Vergleich der graphisch ermittelten Entfernung mit den aus den Laufzeitdifferenzen  $S-P$  bestimmten Werten eine leicht durchführbare Kontrolle für die Richtigkeit des abgeleiteten Epizentrums. Man kann dann auch sofort entscheiden, ob eine umfassende numerische Bearbeitung eines vorliegenden Beobachtungsmaterials lohnend ist.

Die Registrierungen der Stationen Bergen, Zürich, Leningrad, Pulkowo und Cartuja liefern gut übereinstimmende Werte für die Stoßzeit, aus denen der Mittelwert  $0 = 5^{\text{h}} 18^{\text{m}} 19^{\text{s}}$  folgt.

Aus den Daten dieser Stationen ergeben sich die Herdkoordinaten:

$$\varphi = 59^{\circ} \text{ N}, \lambda = 5^{\circ} \text{ E}.$$

Das Epizentrum liegt demnach am Ostrande der norwegischen Rinne, etwas nordwestlich von Stavanger.

Die Abstände der übrigen Stationen wurden zunächst nach dem oben entwickelten Verfahren gemessen und mit den aus  $S-P$  ermittelten Werten verglichen. Die Übereinstimmung war ausreichend, so daß auch die rechnerische Bestimmung der Entfernungen durchgeführt wurde.

Zur Bestimmung der Stoßzeit im Epizentrum dienten die Laufzeitabellen von G. Krumbach<sup>3)</sup>.

Aus den Einsatzzeiten der Vorläuferwellen aller brauchbaren Stationen ergibt sich jetzt als endgültige Stoßzeit:

$$0 = 5^{\text{h}} 18^{\text{m}} 20^{\text{s}}.$$

Unter Verwendung dieser Epizentralzeit wurden alle Einsatzzeiten, wie sie sich aus dem Beobachtungsmaterial und den Berichten ergeben, in ein Laufzeit-schema eingetragen. Als Vergleichskurven dienten wiederum die von G. Krum-bach angegebenen Laufzeitkurven für  $P$ ,  $P_{R_1}$ ,  $P_{R_2}$ ,  $S$ ,  $S_{R_1}$ . Es ergaben sich im allgemeinen keine nennenswerten Abweichungen der Beobachtungen von den bestehenden Laufzeitkurven.

Die Herdtiefe des Bebens kann nicht bestimmt werden, da nicht genügend Stationen in geringen Herdentfernungen mit gutem Beobachtungsmaterial vor-handen sind. Ebenso lassen sich keine Untersuchungen über die Größe der Perioden, Ausbreitung und Absorption der Bebenenergie vornehmen, da die schnellen Schwingungen in den Aufzeichnungen bei den normalen Registriergeschwindig-keiten der Stationsinstrumente vielfach nicht aufgelöst werden.

In Fig. 1 ist die Lage des mikroseismisch bestimmten Epizentrums (2) ein-getragen. Es liegt nicht ganz in der Mitte des Schüttergebietes. Die Überein-stimmung ist aber doch so groß, daß man den mikroseismisch gefundenen Herd als richtig ansehen muß, um so mehr, als auch die am stärksten ge-fühlte Erschütterung unmittelbar östlich von dem gefundenen Herd beobachtet wurde.

3. Die Lage der Erdbebenherde in Norwegen. Beben in der Umgebung Norwegens mit großer mikroseismischer Reichweite sind nur sehr wenig bekannt. Nur das große Beben vom 23. Oktober 1904 ist mikroseismisch bearbeitet worden. In dem Katalog der Internationalen Seismologischen Assoziation wurde als Näherungswert für das Epizentrum angegeben:

$$\varphi = 59^{\circ} \text{ N}, \lambda = 11^{\circ} \text{ E.}$$

Als Grundlage für diese Bestimmung dienten die Daten von Carl Fred Kolderup. Zur Nachprüfung wurden die wenigen instrumentellen Aufzeichnungen noch einmal untersucht. Das Material ist jedoch zu spärlich, um eine sichere Epizentral-bestimmung durchzuführen. Es wird aber der Eindruck gewonnen, daß die Herd-koordinaten  $\varphi = 58.5^{\circ} \text{ N}$ ,  $\lambda = 10.5^{\circ} \text{ E}$  (Nr. 1, Fig. 1) noch besser den Auf-zeichnungen entsprechen würden. Diese nur wenig veränderte Herdlage steht auch nicht im Gegensatz zu den makroseismischen Beobachtungen.

In der neueren Zeit wurden zwei weitere Beben beobachtet, die sowohl in Norwegen als auch in Dänemark gespürt wurden.

Diese wurden von Frl. I. Lehmann, Kopenhagen, bearbeitet. Die Koordi-naten des Epizentrums vom 23. Mai 1929 sind nach einer persönlichen Mitteilung:

$$\varphi = 57\frac{1}{2}^{\circ} \text{ N}, \lambda = 5\frac{3}{4}^{\circ} \text{ E} \text{ (Nr. 3 in Fig. 1).}$$

Auch das zweite, schwächere Beben vom 29. Mai ist wahrscheinlich von dem gleichen Herd ausgegangen, jedoch erlauben die Aufzeichnungen keine genauere Bestimmung.

Damit sind folgende mikroseismisch bestimmte Epizentren, die auch durch makroseismisches Beobachtungsmaterial bestätigt wurden, bekannt:

1. 23. Oktober 1904,  $\varphi = 58\frac{1}{2}$  bis  $59^{\circ}$  N,  $\lambda = 10\frac{1}{2}$  bis  $11^{\circ}$  E.
2. 24. Januar 1927,  $\varphi = 59^{\circ}$  N,  $\lambda = 5^{\circ}$  E.
3. 23. (29.) Mai 1929,  $\varphi = 57\frac{1}{2}$  N,  $\lambda = 5\frac{3}{4}$  E.

Die drei Punkte sind in die Karte des Schüttergebietes (Fig. 1) eingetragen. Diese Epizentren liegen also unmittelbar an der Norwegischen Rinne.

Aus den Karten der Sammelarbeit von Carl Fred Kolderup<sup>7)</sup> geht außerdem noch hervor, daß die Isoseisten einer Reihe weiterer Erdbeben in Norwegen keine geschlossenen Figuren bilden, sondern nach dem Meere zu offen sind. Es ist daher anzunehmen, daß auch die Epizentren dieser Beben vor der Küste, und zwar in der Rinne oder in ihrer Nähe liegen. Mit großer Sicherheit trifft diese Annahme bei Beben zu, die nicht nur in Norwegen, sondern auch auf den Britischen Inseln und in Dänemark verspürt wurden.

4. Über die Entstehung der Beben in Norwegen. E. G. Harboe<sup>5)</sup> hat als erster darauf hingewiesen, daß die norwegische Rinne in seismischer Hinsicht möglicherweise dieselbe Rolle spielt, wie die großen Tiefseegräben. Die geringere Tätigkeit stünde dann im Zusammenhang mit der geringeren Tiefe.

Nach Ansicht der meisten Forscher, die sich mit der Seismizität Norwegens oder Skandinaviens überhaupt beschäftigt haben, sind die norwegischen Beben allgemein auf säkulare oder epirogenetische Bewegungen zurückzuführen. Nur A. Sieberg<sup>6)</sup> hat wiederholt den Versuch gemacht, die Entstehung der Erdbeben mit den alten kaledonischen Bruchlinien in ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

Aus den zahlreichen Veröffentlichungen Carl Fred Kolderups<sup>7)</sup> geht aber hervor, daß die Schüttergebiete keineswegs in Zusammenhang mit dem Gebirgsbau des Landes stehen, sondern daß nur die Hebung des Landes in postglazialer Zeit nach der Entlastung als Erdbebenursache in Frage kommen kann.

Später hat J. Rekstad<sup>8)</sup> dann auch festgestellt, daß die Gegenden mit dem größten Hebungsgradienten mit denen größter Bebenhäufigkeit zusammenfallen.

Die Erscheinungen bei der Hebung und Senkung des Landes während und nach der Eiszeit sind eingehend von Fridtjof Nansen<sup>9)</sup> besprochen worden. Wir zitieren aus dieser Arbeit S. 273: „Diese Tatsachen liefern den endgültigen Beweis dafür, daß die Kruste der Erde in diesen Gegenden annähernd zur gleichen wagerechten Lage zurückgekehrt ist, die sie vor der letzten glazialen Senkung besaß, nur lag vielleicht damals im Vergleich zum Lande die Strandlinie 10 bis 17m höher.“ Nach dieser Auffassung senkte sich das Land, als sich das Eis über Skandinavien ausbreitete, und als das Eis zurückging, hob sich das Land wieder. Es liegt daher jetzt mit seiner ursprünglichen präglazialen Lage parallel, nur vielleicht 10 bis 17 m höher als damals.

Die Bedeutung der Hebung und Senkung als isostatische Ausgleichsbewegung geht deutlich aus Fig. 1 einer anderen von Nansens Arbeiten<sup>10)</sup> hervor. In

Übereinstimmung mit der Theorie der Isostasie wird der Vorgang als ein Herunterdrücken der festen Kruste in die unterliegenden viskosen Schichten erklärt, deren Material zur Seite geschoben wird. Während der Abschmelzung des Eises dringt dann wieder viskose Materie unter den aufsteigenden Krustenteil.

Aus den Arbeiten von Carl Fred Kolderup und Rekstad ergibt sich, daß allgemein die norwegischen Beben der Gegenwart mit der postglazialen Hebung im Zusammenhang stehen. Nach den vorliegenden Untersuchungen liegen eine Reihe von Epizentren starker Beben in oder nahe der norwegischen Rinne. Man kann daher annehmen, daß also auch die Bildung der Rinne mit dieser Hebung und vielleicht sogar mit der vorausgegangenen Senkung in Verbindung steht.

Mit großer Wahrscheinlichkeit sind dann die Wände der Rinne Bruchflächen, die bei der Hebung und Senkung des Landes, also bei isostatischen Ausgleichsbewegungen eine Rolle gespielt haben.

Gerard de Geer<sup>1)</sup> erklärt die Rinne als eine Flexur, die durch tertiäre Landhebung entstanden ist. Viele Ursachen machen es wahrscheinlich, daß die tertiäre orogenetische Bewegung in Mitteleuropa von einer epirogenetischen Bewegung im Norden begleitet war. Es ist dann wahrscheinlich, daß die Rinne wirklich eine tertiäre Bildung ist, da auch ihre Tiefenverhältnisse denen der in der Eiszeit eingesunkenen Fjorde entsprechen. Auf Grund der jetzt festgestellten Zusammenhänge zwischen Bebenherden, Hebungsgradienten und der Rinne ist es als sicher anzunehmen, daß die Rinne auch in spät- und postglazialer Zeit Sitz von Erdbewegungen war. Hieraus folgt mit großer Wahrscheinlichkeit, daß dies auch in frühglazialer Zeit der Fall war.

Der Zusammenhang zwischen der Bildung der Rinne und der Landhebung kommt auch deutlich in den Karten von Rekstad und de Geer zum Ausdruck, die die Linien gleicher Hebung zeigen, wobei die 100-m-Linie beispielsweise parallel der Rinne verläuft.

Während der isostatischen Ausgleichsbewegung, wie sie von Nansen beschrieben wurde [<sup>9)</sup>, S. 44, Fig. 1], entstanden Brüche längs der jetzigen Wände der Rinne, gleichgültig, ob die Rinne schon im Tertiär vorhanden war oder nicht. Nachbewegungen zu den alten Brüchen werden jetzt in den Nordseeländern als Erdbeben verspürt mit einer mikroseismischen Reichweite von etwa 4000 km.

#### Literatur

<sup>1)</sup> Carl Fred Kolderup: *Jordskelv i Norge 1926—1929*. Bergens Museums Arbok.

<sup>2)</sup> B. Gossner: *Kristallberechnung und Kristallzeichnung*. Leipzig und Berlin 1914.

<sup>3)</sup> G. Krumbach u. A. Sieberg: *Die wichtigeren Beben des Jahres 1924*. Veröff. d. Reichsanst. f. Erdbebenforsch., Heft 11, Jena 1930.

<sup>4)</sup> Carl Fred Kolderup: *Jordskelvet* 23. Oktober 1904. Bergens Museums Arbok 1905, Nr. 1.

5) E. G. Harboe: Das skandinavische Erdbeben am 23. Oktober 1904. Gerlands Beitr. 11, 499 (1912).

6) A. Sieberg: Die Verbreitung der Erdbeben. Veröff. d. Reichsanst. f. Erdbebenforsch., Heft 1, Jena 1922. — Derselbe: Bemerkungen zum Erdbeben auf Jan Mayen am 8. April 1922. Naturw. Wochenschr., N. F. XXI, Nr. 32.

7) Carl Fred Kolderup: Norges Jordskelv. Bergens Museums Årbok 1913, Nr. 8, sowie in „Jordskelv i Norge“.

8) J. Rekstad: Norges Hevning efter istiden. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 96, Oslo 1922.

9) Fridtjof Nansen: The Strandflat and Isostacy. Skrifter utgitt av Videnskapselskapet i Kristiania (Det Norske Videnskapsakademi i Oslo) 1921, I, Bd. 2, Nr. 11.

10) Fridtjof Nansen: The Earths Crust, its Surface forms and Isostatic Adjustment. Avhandlingar utgitt av des Norske Videnskapsakademi i Oslo 1927, I, Nr. 12.

11) Gerard De Geer: Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. 11. Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. II, Stockholm 1912, S. 849—860.

Bergen und Jena 1930.

---

## Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. II\*)

Von **B. Brockamp** — (Mit 5 Abbildungen)

Amplituden, Amplitudenverhältnisse und Perioden. Um zuverlässige Daten für die Bearbeitung der Seismogrammamplituden und Perioden zu gewinnen, wurde auf jedem Zeltstandort wenigstens vor jedem ersten und nach jedem letzten Schuß eine Empfindlichkeitsbestimmung des Seismographen durchgeführt. Die Indikatorvergrößerung  $V = J/L$  wurde wie bei großen Vertikal-seismographen bestimmt: Die äquivalente Pendellänge  $L$  aus der reduzierten Eigenperiode  $T_0$  bei ausgeschalteter Dämpfung; die äquivalente Indikatorlänge  $J$  aus dem Ausschlag  $a$ , den eine kleine Zusatzkraft (Gewicht  $m$ ), der trägen Masse  $M$  hinzugefügt, im Registrierabstand hervorruft,  $J = Ma/m$ ; die Eigenperiode  $T_0$  betrug 0.055 sec;  $V$  unter Benutzung eines Verdopplungsspiegels 57000. Das Dämpfungsverhältnis war bei allen Schüssen 12 : 1. Die variable Luftdämpfung ist mit einer Skala versehen und gestattet nach jeder Bestimmung der Eigenperiode dieselbe Dämpfung wieder herzustellen. Während der Zeit der Untersuchungen blieben die Apparatkonstanten unverändert.

Zwei Seismogramme aus gleicher Entfernung (Abstand der beiden Schußpunkte voneinander 1.5 m) zeigen, daß Zacke für Zacke einander zuzuordnen ist. Der Vorgang der Wellenausbreitung ist also weitgehend reproduzierbar, Fig. 1. Die unterschiedliche Amplitude rührt daher, daß der zweite Schuß dicht an einer Spalte angesetzt wurde.

---

\*) Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher. I von B. Brockamp und H. Mothes siehe Zeitschr. f. Geophys. 6, 482 (1930).