

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_0033

LOG Titel: Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen. XXX. Die Wellenausbreitung der Erdbeben vom 20. November 1932 (Nordbrabant) und 7. Juni 1931 (Doggerbank)

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

Seismische Untersuchungen des Geophysikalischen Instituts in Göttingen

XXX. Die Wellenausbreitung der Erdbeben vom 20. November 1932 (Nordbrabant) und 7. Juni 1931 (Doggerbank)

Von **Rolf-Heinz Gees**, Göttingen — (Mit 7 Abbildungen)

Für das Nordbrabanter Beben werden Herdkoordinaten, Herdtiefe und Herdzeit sowie die Laufzeitkurve berechnet. Mit Hilfe zweier den P_n -Wellen parallelen Laufzeitkurven wird die Schichtdicke der P^* - und \bar{P} -Schicht bestimmt. Beim Doggerbankbeben wird eine azimutale Verschiedenheit der P_n - und S_n -Geschwindigkeit festgestellt, die auf eine Neigung der P_n -Schicht deutet.

I. Das Nordbrabanter Beben

A. Makroseismische Untersuchung. Das Beben vom 20. November 1932, 23^h37^m MGZ. wurde in den Niederlanden, Belgien, Westdeutschland und nach Zeitungsmeldungen auch in England gespürt. Die makroseismische Bearbeitung wurde für jedes Land gesondert durchgeführt, und zwar vom Meteorologischen Institut De Bilt [1] für die Niederlande, vom Observatoire Royal in Uccle für Belgien, für Deutschland von H. Landsberg [2], Institut für Meteorologie und Geophysik Frankfurt a. M., und O. Koentges [3], Erdbebenwarte der Technischen Hochschule Aachen. Die nach den Angaben von De Bilt gezeichnete Karte (Fig. 1) der Erschütterungen in den Niederlanden zeigt, daß das am stärksten erschütterte Gebiet dieses Bebens in Nordbrabant lag und die Erschütterung eine maximale Stärke vom Grad 7 der 12 teiligen Mercalli-Sieberg-Skala hatte. Daß in der von De Bilt angegebenen Originalkarte viele leere Stellen vorkommen, beweist nicht, daß das Beben in diesen Gebieten nicht gespürt wurde, da nicht alle in De Bilt eingegangenen Meldungen in die Karte eingetragen sind. Um die Karte übersichtlich zu gestalten, habe ich die Gebiete mit gleicher Bebenstärke durch gleiche Schraffur gekennzeichnet.

| | Beben | | Herdpunkt |
|--------------|--------------|----------------|-----------------------------------|
| Vorbeben | 20. November | 1932 | 20 ^h 30 ^m 1 |
| Hauptbeben | 20. „ | 1932 | 23 37 1 |
| 1. Nachbeben | 21. „ | 1932 | 0 13 1 |
| 2. „ | 21. „ | 1932 | 3 11 1 |
| 3. „ | 23. „ | 1932 | 3 08 2 |
| 4. „ | 23. „ | 1932 | 4 20 1 |
| 5. „ | 24. „ | 1932 | 21 11 1 |
| 6. „ | 26. „ | 1932 | 2 07 1 |
| 7. „ | 28. „ | 1932 | 3 59 3 |
| 8. „ | 28. „ | 1932 | 5 41 4 |

Das von De Bilt ermittelte makroseismische Epizentrum lag westlich von Uden, dem Ort mit den heftigsten Erschütterungen, und hatte die Koordinaten (auf 5 sec abgerundet) $\varphi = 51^{\circ}40' N$ und $\lambda = 5^{\circ}35' E$.

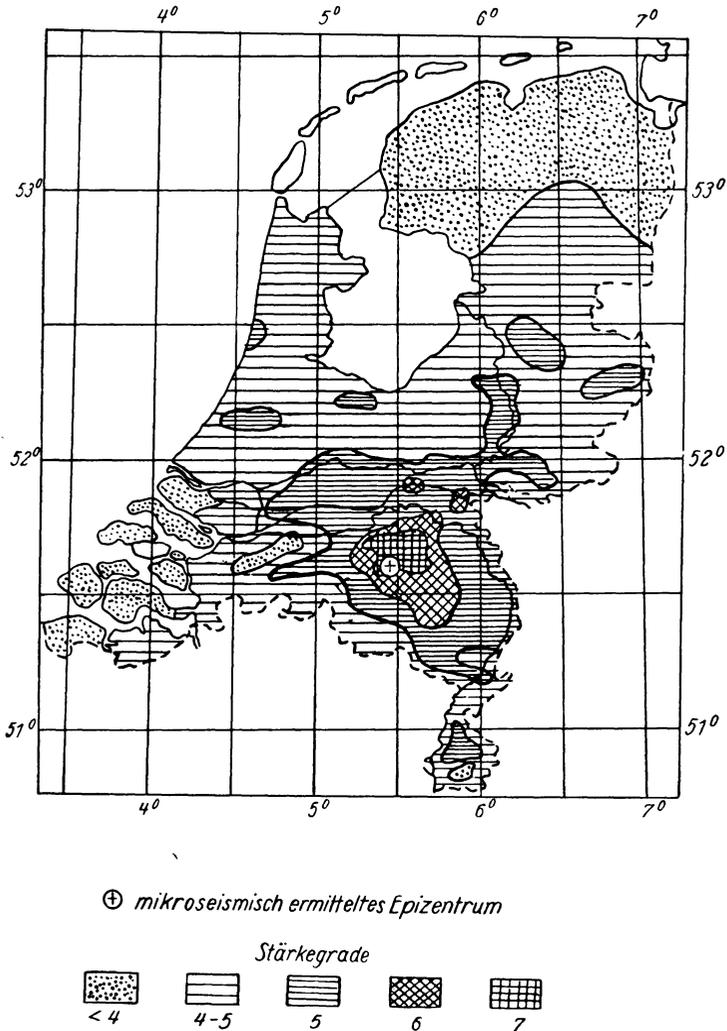


Fig. 1. Bebenstärke des Erdbebens vom 20. November 1932 (Nordbrabant) in den Niederlanden

Makroseismisch wurden ein Vorbeben und acht Nachbeben verspürt, die auch in De Bilt und Heerlen registriert wurden. In Göttingen wurden insgesamt acht Beben aufgezeichnet, es fehlt das zweite und das sechste Nachbeben.

Nach Angabe von De Bilt verteilen sich die Beben auf vier Herdpunkte (siehe Tabelle, S. 159).

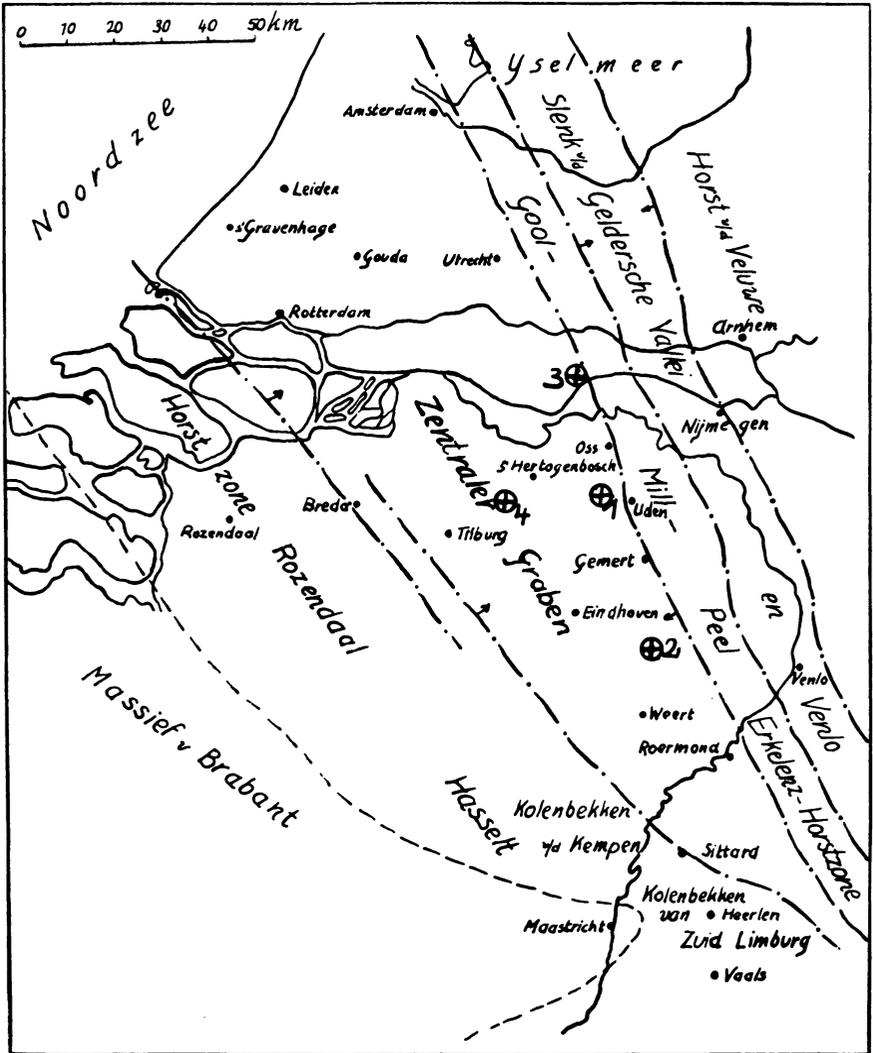


Fig. 2.

Tektonik des zentralen Grabens und Erdbebenherde November 1932

Es zeigt sich (Fig. 2), daß diese makroseismisch ermittelten Herdpunkte in dem zentralen Graben liegen (Fortsetzung des Rheintalgrabens in den Niederlanden), und zwar drei davon in seiner östlichen Begrenzung. Es handelt sich

also sehr wahrscheinlich um ein tektonisches Beben*). Wilski vertritt die Anschauung, daß dieses Beben in Zusammenhang steht mit der Trockenlegung der Zuider See. Diese von den holländischen Geologen [4, 5] eingehend diskutierte und abgelehnte Vorstellung ist jedoch nicht ganz zu verwerfen. Die Druckentlastung durch Entfernung einer 3 m dicken Wasserschicht beträgt etwa 200 mm Hg und übertrifft die Druckänderung beim Vorübergang einer Zyklone um ungefähr das Zehnfache. Daß Zykklonen als auslösende Ursache der Erdbeben in Frage kommen können, ist besonders durch Untersuchungen in Ungarn und Italien festgestellt worden. Nach Conrad [6] ist die absolute Höhe des Luftdruckes ohne Einfluß auf die Beben, während durch Luftdruckänderungen Erdbeben ausgelöst werden können. Nopsca [7] sieht die Einwirkung von Druckschwankungen vom geologischen Gesichtspunkt aus an und stellt fest, daß das Zustandekommen eines Bebens in Gebieten mit Senkungstendenz durch steigenden Druck, in Gebieten mit Hebungstendenz durch fallenden Druck gefördert wird. In ein und demselben Gebiet müßten demnach durch Luftdruckänderungen ausgelöste Erdbeben vorherrschend bei sinkendem oder vorherrschend bei steigendem Druck eintreten. Inwiefern diese Forderung beim Nordbrabanter Beben und seinen Nachstößen erfüllt ist, soll nunmehr untersucht werden.

Tabelle 1. Luftdruckänderungen von 7^h des Vortages bis 7^h des angegebenen Datums

| Datum | Luftdruckänderung | | | Beben |
|----------------------------|-------------------|------------|---------|--|
| | Helder | Vlissingen | De Bilt | |
| 19. November 1932. | — | — | — | |
| 20. „ 1932. | — | — | — | |
| 21. „ 1932. | — | — | + | { Vorbeben Hauptbeben 1. Nachbeben 2. „ |
| 22. „ 1932. | + | + | + | |
| 23. „ 1932. | — | — | — | { 3. „ 4. „ |
| 24. „ 1932. | + | + | + | |
| 25. „ 1932. | + | + | + | 5. „ |
| 26. „ 1932. | + | + | + | 6. „ |
| 27. „ 1932. | — | — | — | |
| 28. „ 1932. | + | + | + | { 7. „ 8. „ |
| 29. „ 1932. | + | + | + | |

In Tabelle 1 ist nach Angaben der meteorologischen Stationen Helder, Vlissingen und De Bilt [8] die Richtung der Luftdruckänderung vom Vortag 7^h bis zum angegebenen Datum 7^h zusammengestellt. Steigender Druck ist mit „+“,

*) Vergleiche auch Jongmanns u. Waterschoot van der Gracht [4]: „Die Bewegung fand entlang den östlichen Randstörungen des zentralen Grabens (Linie Jülich—Oss) statt, und zwar offenbar an mehreren, wenigstens zwei Stellen, hauptsächlich in dem Peelbruch in der Nähe von Uden.“

fallender mit „—“ bezeichnet. In der letzten Spalte sind die verschiedenen Beben in ihrer zeitlichen Anordnung beigefügt.

Bei dem Vorbeben, dem Hauptbeben und den beiden ersten Nachbeben ist keine eindeutige Tendenz des Luftdruckes festzustellen, während des dritten und vierten Nachbebens herrscht fallender Druck, bei den übrigen Nachbeben steigender. Eine einheitliche Luftdruckänderung als auslösende Ursache der Beben ist also nicht vorhanden. Von den beiden hier behandelten Ursachen ist demnach die Trockenlegung der Zuider See noch die wahrscheinlichere. Daß der Ort des Bebens etwa 100 km von der Zuider See entfernt liegt, spricht nicht dagegen. Ähnliche Abstände bestanden nach japanischen Arbeiten [9] bei der Auslösung von Erdbeben durch Stürme, Zyklonen und Wolkenbrüche.

B. Mikroseismische Bearbeitung. Für die mikroseismische Untersuchung des Bebens standen die Aufzeichnungen von 27 Stationen zur Verfügung. Außerdem konnten für fünf weitere Stationen die Angaben aus den Erdbebenberichten entnommen werden. Im Bereich von 250 km Herdentfernung waren leider nur die Diagramme von vier Stationen für die Bearbeitung zu verwerten, da zwei herdnahe Stationen Aachen und Bochum das Beben nicht aufzeichneten.

Die größten Entfernungen, an denen das Beben aufgezeichnet wurde, sind:

| | |
|---------------------|---------------------|
| Nach Süden: Florenz | $\Delta = 970$ km, |
| Tortosa | $\Delta = 1258$ km. |
| Nach Osten: Pulkovo | $\Delta = 1807$ km, |
| Sverdlovsk | $\Delta = 3660$ km. |

Um die Meßfehler bei der Auswertung der Seismogramme möglichst klein zu machen, wurden die Ausmessungen in großem Zeitabstand mehrfach wiederholt. Hierbei wurde ein Zeiss-Mikrokomparator (Genauigkeit des Komparators 0.03 bis 0.05 sec je nach Registriergeschwindigkeit) benutzt. Doch sind die Fehler, die durch unregelmäßigen Gang des Registrierwerkes der Seismographen (besonders bei großer Registriergeschwindigkeit) entstehen, sehr häufig und beeinflussen die Genauigkeit der Ergebnisse maßgebend. Die Abweichungen der einzelnen Messungen, die zu verschiedenen Zeiten vorgenommen wurden, betragen im allgemeinen 0.2 bis 0.3 sec bei den *P*-Wellen. Der Gesamtfehler aus Unsicherheit des Einsatzes, Uhrfehler und Gangfehler des Registrierwerkes wird auf etwa ± 0.3 sec geschätzt. Da die Einsätze der *S*-Wellen wegen der größeren Amplitude nur mit dem Glasmaßstab ausgemessen werden konnten, beträgt ihre Genauigkeit nur etwa 0.5 sec.

In Tabelle 2 sind die aus den Diagrammen abgelesenen Einsatzzeiten angeführt. Für die letzten fünf Stationen sind sie aus den entsprechenden Erdbebenberichten entnommen.

Epizentrum und Herdtiefe. Aus den makroseismischen Angaben war der Herd genau genug bekannt, um ein einwandfreies Erkennen der \bar{P} -Einsätze zu ermöglichen, so daß das Epizentrum, Herdzeit und Herdtiefe mit der Methode

Tabelle 2. Zeiten auffallender Einsätze. MGZ. 23^h +

De Bilt: $\Delta = 58.8$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| $i\bar{P}$ | 37 ^m 03.9 ^s |
| i | 09.5 |
| $i\bar{S}$ | 11.4 |

Heerlen: $\Delta = 87.7$ km
Registrierung ohne Zeitmarken.

Uccle: $\Delta = 116.3$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| $i\bar{P}$ | 37 ^m 13.7 ^s |
| i | 28.8 |

Frankfurt: $\Delta = 261.4$ km

| | |
|---------------------|-----------------------------------|
| P_n | 37 ^m 32.1 ^s |
| \bar{P} | 39.3 |

Göttingen: $\Delta = 316.0$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| eP_n | 37 ^m 38.1 ^s |
| e | 39.1 |
| iP'_n | 39.7 |
| i | 40.6 |
| iP''_n | 43.3 |
| iP^* | 47.6 |
| $i\bar{P}$ | 49.0 |
| i | 52.4 |
| e | 38 10.7 |
| iS_n | 12.5 |
| i | 13.5 |
| i | 17.2 |
| iS^* | 19.3 |
| $i\bar{S}$ | 23.2 |
| i | 31.7 |

Helgoland: $\Delta = 332.4$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| eP'_n | 37 ^m 42.2 ^s |
| e | 47.5 |
| iP^* | 48.9 |
| $i\bar{P}$ | 51.0 |
| i | 53.5 |
| i | 56.0 |
| i | 38 12.5 |

Heidelberg: $\Delta = 337.4$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| eP'_n | 37 ^m 42.4 ^s |
| $i\bar{P}$ | 51.8 |

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| i | 38 ^m 14.8 ^s |
| $i\bar{S}$ | 28.3 |
| i | 35.1 |

Karlsruhe: $\Delta = 356.0$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| e | 37 ^m 56.0 ^s |
| \bar{P} | 56.9 |
| i | 59.7 |
| i | 38 11.8 |
| S^* | 31.3 |
| $i\bar{S}$ | 32.7 |
| i | 40.9 |
| i | 42.2 |

Straßburg: $\Delta = 373.9$ km

| | |
|------------------|-----------------------------------|
| e | 37 ^m 43.1 ^s |
| eP_n | 45.0 |
| i | 52.2 |
| iS_n | 38 25.0 |
| S^* | 35.0 |

Paris: $\Delta = 375.3$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| eP''_n | 37 ^m 49.7 ^s |
| P^* | 55.4 |
| \bar{P} | 38 01.1 |
| i | 07.4 |
| i | 31.4 |
| i | 32.7 |
| $i\bar{S}$ | 39.9 |

Hamburg: $\Delta = 379.8$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| eP_n | 37 ^m 44.8 ^s |
| iP'_n | 48.1 |
| iP''_n | 52.0 |
| $i\bar{P}$ | 38 00.5 |
| $i\bar{S}$ | 41.0 |

Kew: $\Delta = 402.2$ km

| | |
|----------------------|-----------------------------------|
| P''_n | 37 ^m 53.1 ^s |
| P^* | 38 02.3 |
| i | 11.0 |
| iS^* | 41.3 |
| $i\bar{S}$ | 48.8 |
| i | 56.1 |
| i | 57.3 |

Tabelle 2 (Fortsetzung)

| | | |
|-----------------------------------|---------------|--|
| eP^* | 42.8 | <i>Besançon</i> : $\Delta = 417.0$ km |
| $e\bar{P}$ | 53.4 | eP $38^m 20^s$ |
| e | $39^m 08.1^s$ | S $39 14$ |
| e | 22.4 | |
| i | 27.9 | <i>Florenz</i> : $\Delta = 970.5$ km |
| eS_n | 29.3 | eP $39^m 16^s$ |
| | | M $41 42$ |
| <i>Wien</i> : $\Delta = 870.5$ km | | |
| eP_n | $38^m 51.4^s$ | <i>Tortosa</i> : $\Delta = 1258$ km |
| P'_n | 54.4 | eP $40^m 30^s$ |
| e | $39 19.0$ | $S?$ $43 13$ |
| \bar{P} | 28.0 | |
| i | $40 07.0$ | <i>Pulkovo</i> : $\Delta = 1807$ km |
| S_n | 13.7 | e_1 $40^m 32^s$ |
| i | 33.8 | e_2 46 |
| S^* | 44.1 | |
| \bar{S} | $41 05.6$ | <i>Sverdlovsk</i> : $\Delta = 3660$ km |
| i | 10.1 | L 56^m |

von V. Inglada [10] bestimmt werden konnten. Bei dieser Methode wird vorausgesetzt, daß die Geschwindigkeit der \bar{P} -Wellen bekannt und in allen Richtungen gleich ist. Außerdem wird angenommen, daß der Erdbebenstrahl geradlinig verläuft.

Das Koordinatensystem wurde mit dem Nullpunkt in 51° N und 6° E mit der positiven X-Richtung nach Osten und der positiven Y-Richtung nach Norden gelegt. Tabelle 3 enthält die Koordinaten der vier zur Herdbestimmung benutzten Beobachtungsstationen und die \bar{P} -Eintrittszeiten, wobei die Umrechnung der Längen- und Breitendifferenzen auf geradlinige Koordinaten mit Hilfe einer von E. Wiechert angegebenen Formel [11] erfolgte*). Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der \bar{P} -Wellen wurde zu $v = 5.6$ km/sec angenommen.

Tabelle 3

| Nr. | Station | X in km | Y in km | \bar{P} -Eintrittszeit MGZ. |
|-----|---------------------|---------|---------|-------------------------------|
| 1 | De Bilt | — 57 | + 122 | $23^h 37^m 03.9^s \pm 0.3^s$ |
| 2 | Uccle | — 115 | — 22 | 13.7 ± 0.3 |
| 3 | Frankfurt | + 173 | — 87 | 39.3 ± 0.3 |
| 4 | Göttingen | + 277 | + 61 | 49.0 ± 0.3 |

*) Der von Wiechert angegebene Fehler der benutzten Formel beträgt für Entfernungen unter 700 km nicht mehr als $1/1000$. Der Fehler der Koordinaten könnte durch Drehung des Koordinatensystems einen größeren Wert erreichen. Da in der weiteren Bearbeitung aber nur die Entfernungen Δ gebraucht werden, kann man annehmen, daß der Fehler nicht größer als $1/1000$ bis $2/1000$ ist.

Das Gleichungssystem für die Epizentralkoordinaten x_0, y_0 und die Herdzeit $t_0 = 23^h 37^m 3.9^s - \tau$ MGZ. lautet dann:

$$\begin{aligned} 58 x_0 + 144 y_0 - 307.3 \tau &= 3718, \\ -288 x_0 + 65 y_0 - 802.8 \tau &= 6249, \\ -104 x_0 - 148 y_0 - 304.2 \tau &= -9232. \end{aligned}$$

Daraus folgt:

$$\begin{aligned} x_0 &= -38.9 \text{ km}, \\ y_0 &= +66.0 \text{ km}, \\ \tau &= 11.5 \text{ sec} \end{aligned}$$

und

$$t_0 = 23^h 36^m 52.4^s \text{ MGZ.}$$

Die Herdtiefe h ergibt sich nach der Formel:

$$h = \sqrt{\left(\frac{\Delta_2^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_2^2}{2 v \tau_2}\right)^2 - \Delta_1^2}.$$

Hierbei bedeuten Δ_1 und Δ_2 die Epizentralentfernungen zweier Stationen und τ_2 die Differenz der Eintrittszeiten der \bar{P} -Welle an den beiden Stationen. Aus diesen Stationen errechnet man die mittlere Herdtiefe $h = 27 \text{ km} \pm 6 \text{ km}$. Der zugefügte Fehler $\pm 6 \text{ km}$ ist aus dem geschätzten Gesamtfehler der Einsätze berechnet.

Setzt man nun punktförmigen Herd, also gleiche Herdzeit und gleiche Herdtiefe im ganzen Herdgebiet voraus, so wird das Epizentrum durch Kreise K_n um die Beobachtungsstationen n mit den Radien:

$$r_n = \sqrt{(t_n - t_0)^2 v^2 - h^2}$$

eingengt. t_n ist die Eintrittszeit von \bar{P} an der Station n . Für die oben genannten Stationen (Tabelle 3) und für die Stationen:

Tabelle 3 a

| Nr. | Station | X in km | Y in km | \bar{P} -Eintrittszeit MGZ. |
|-----|---------------------|---------|---------|---|
| 5 | Helgoland | + 127 | + 354 | 23 ^h 37 ^m 51.0 ^s |
| 6 | Karlsruhe | + 173 | - 220 | 56.9 |
| 7 | Hamburg | + 272 | + 284 | 38 00.5 |
| 8 | Paris | - 252 | - 243 | 01.1 |
| 9 | Jena | + 392 | - 7 | 09.8 |
| 10 | Zürich | + 188 | - 404 | 26.9 |

ergeben sich dann die Radien der Kreisbögen zu:

$$\begin{aligned} r_1 &= 59.0 \text{ km} & r_6 &= 360.3 \text{ km} \\ r_2 &= 116.5 \text{ „} & r_7 &= 380.5 \text{ „} \\ r_3 &= 261.4 \text{ „} & r_8 &= 383.8 \text{ „} \\ r_4 &= 315.9 \text{ „} & r_9 &= 432.7 \text{ „} \\ r_5 &= 327.2 \text{ „} & r_{10} &= 528.6 \text{ „} \end{aligned}$$

Die Lage des Schnittpunktes von Kreisen um Stationen in nahe gleichem (oder nahe 180° verschiedenem) Azimut sind verhältnismäßig unsicher, bei Azimutdifferenz von nahe 90° sehr viel sicherer. Berücksichtigt man nur letztere, so liegen alle Schnittpunkte (Fig. 3) innerhalb eines Kreises mit 10 km Radius um

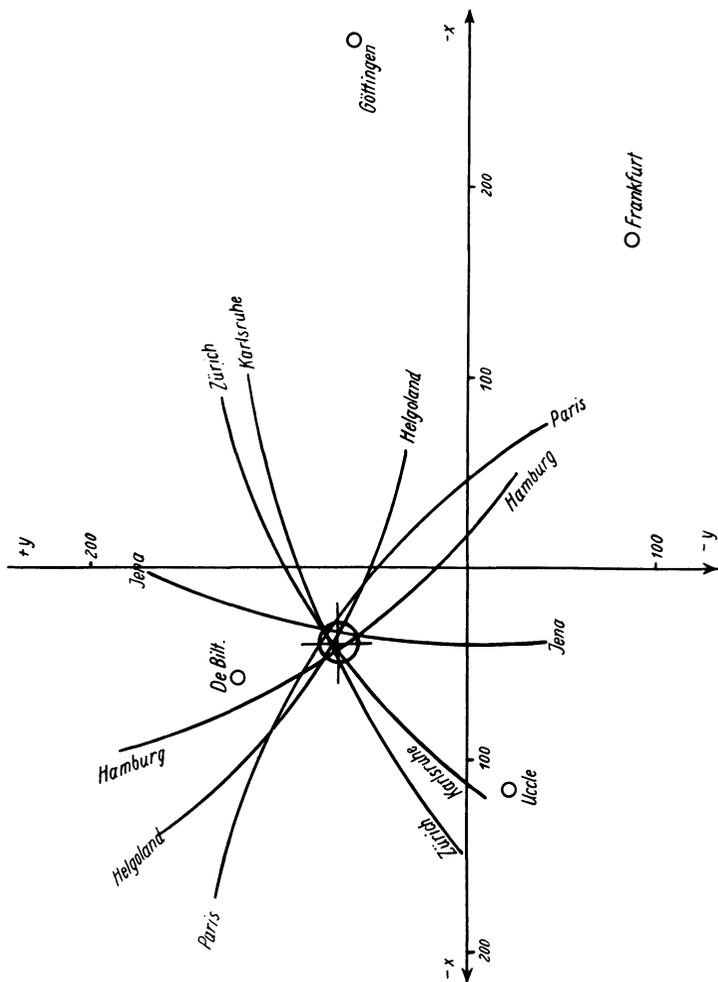


Fig. 3. Graphische Bestimmung des Epizentrums mit Hilfe der Stationen Helgoland, Karlsruhe, Hamburg, Paris, Jena und Zürich
 + Epizentrum bestimmt durch die Stationen De Bilt, Uccle, Frankfurt und Göttingen

das durch die Stationen 1 bis 4 bestimmte Epizentrum $+$. Es wurde daher von einer erweiterten Bestimmung der Koordinaten des Epizentrums durch Ausgleichsrechnung mit Hilfe auch der anderen Stationen 5 bis 10 abgesehen. Die Übereinstimmung der makroseismisch ($\varphi = 51^{\circ}40' N$, $\lambda = 5^{\circ}35' E$) und mikro-seismisch ($\varphi = 51^{\circ}36' N$, $\lambda = 5^{\circ}27' E$) bestimmten Herdpunkte kann als gut bezeichnet werden, wobei zu beachten ist, daß die Koordinaten des ersteren auf

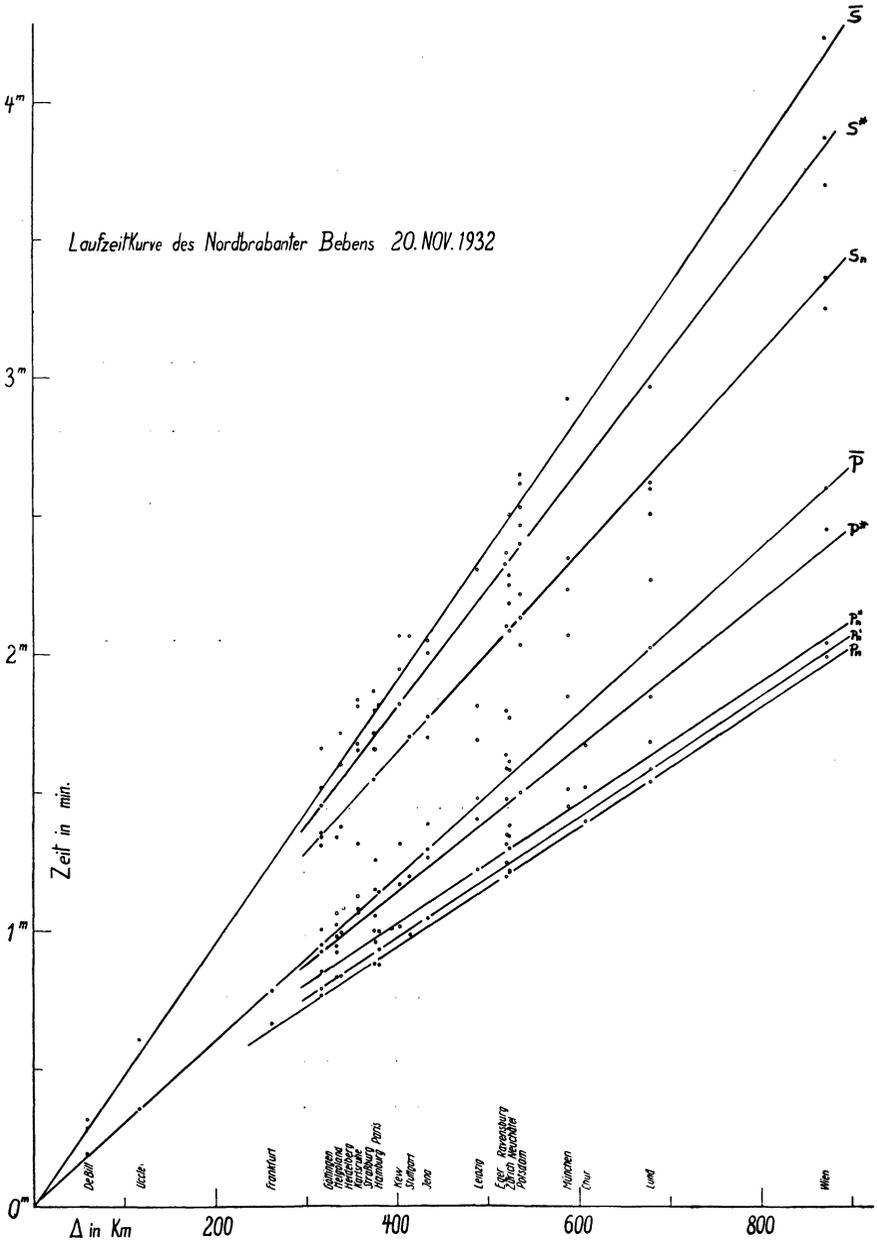


Fig. 4. Laufzeitkurve des Nordbrabanter Bebens, 20. November 1932

5 sec abgerundet sind. Der Abstand der beiden angegebenen Herdpunkte beträgt nur 8.7 km.

Laufzeitkurven. Für die einzelnen Stationen wurden die Epizentralentfernungen Δ_i nach der Formel

$$\Delta_i = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2}$$

berechnet. Sie sind in der Tabelle 2 der Einsatzzeiten mit angeführt. Fig. 4 zeigt die hieraus abgeleiteten Laufzeitkurven.

Die Gleichungen der Laufzeitgeraden für die einzelnen Wellenarten sind:

$$t_{P_n} = t_0 + 4.1^s + \frac{\Delta}{7.63} \pm 0.8^s \dots \dots \dots (1)$$

$$t_{P^*} = t_0 + 6.4^s + \frac{\Delta}{6.42} \pm 1.4^s \dots \dots \dots (2)$$

$$t_{\bar{P}} = t_0 + 0.6^s + \frac{\Delta}{5.62} \pm 0.5^s \dots \dots \dots (3)$$

$$t_{S_n} = t_0 + 11.4^s + \frac{\Delta}{4.59} \pm 1.0^s \dots \dots \dots (4)$$

$$t_{S^*} = t_0 + 5.1^s + \frac{\Delta}{3.85} \pm 0.8^s \dots \dots \dots (5)$$

$$t_{\bar{S}} = t_0 - 0.9^s + \frac{\Delta}{3.46} \pm 1.8^s \dots \dots \dots (6)$$

P_n und S_n. Auffallend ist die geringe Geschwindigkeit für die P_n-Wellen mit $v = 7.63$ km/sec. Bisher wurden für diese Wellenart folgende Gleichungen gefunden:

Tauern-Beben (Conrad) $t_{P_n} = 4^s + \frac{\Delta}{7.83},$

Kroatisches Beben (Mohorovičić) $t_{P_n} = 5.2^s + \frac{\Delta}{7.87},$

Süddeutsche Beben (Gutenberg) $t_{P_n} = 4^s + \frac{\Delta}{8.21},$

Schwadorfer Beben (Conrad) $t_{P_n} = 4^s + \frac{\Delta}{8.12},$

Nordtiroler Beben (Gräfe) $t_{P_n} = 8.5^s + \frac{\Delta}{8.2},$

Englische Beben (Jeffreys) $v_{P_n} = 7.8$ km/sec.

Hiernach würde die mittlere P_n-Geschwindigkeit 7.9 bis 8.0 km/sec betragen. Dabei ist zu beachten, daß die Herde dieser angeführten Beben fast alle in den Alpen oder in deren Nähe lagen, während der Herd des Nordbrabanter Bebens in ein Gebiet anderen geologischen Aufbaues fällt. Die kleinere P_n-Geschwindigkeit bei einem nördlich gelegenen Herd ist im Einklang mit Ergebnissen von H. Jeffreys bei englischen Beben.

Für die S_n -Wellen wurden beim Schwadorfer Beben $v = 4.32$ km/sec, beim Nordtiroler Beben $v = 4.40$ km/sec und bei englischen Beben $v = 4.35$ km/sec gefunden. Der Wert $v = 4.59$ km/sec für das Nordbrabanter Beben stimmt mit den bisher ermittelten Geschwindigkeiten der S_n -Wellen überein.

Die folgende Zusammenstellung (Tabelle 4) gibt die Differenz δ der beobachteten minus den nach den obigen Gleichungen (1) und (4) gerechneten Einsatzzeiten für die P_n - und S_n -Wellen.

Tabelle 4

| Station | Δ in km | δ_{P_n} in sec | δ_{S_n} in sec |
|---------------------|----------------|-----------------------|-----------------------|
| Frankfurt | 261.4 | + 1.4 | — |
| Göttingen | 316.0 | + 0.2 | — 0.1 |
| Straßburg | 373.9 | — 0.5 | — 0.2 |
| Hamburg. | 379.8 | — 1.5 | — |
| Stuttgart. | 413.5 | + 0,6 | + 0.1 |
| Jena. | 437.1 | — | — 0.5 |
| Eger. | 518.9 | — 0.7 | + 1.3 |
| Zürich. | 521.9 | + 0.3 | — |
| Neuchâtel | 522.0 | — 0.1 | — 0.4 |
| Potsdam | 534.3 | — | — 0.1 |
| München. | 586.4 | — | + 1.4 |
| Chur. | 605.2 | + 0,2 | — |
| Lund | 677.4 | — 0.8 | — 1.9 |
| Wien | 870.5 | + 0.9 | + 0.3 |

P'_n und P''_n . *Bestimmung der Schichtdicken.* Außer der P_n -Welle wurden noch zwei weitere Wellen beobachtet, die ungefähr die gleiche Geschwindigkeit wie die P_n haben. Für diese Wellen, sie mögen mit P'_n und P''_n bezeichnet werden, gelten die Beziehungen:

$$t_{P_n} = t_0 + 5.7^s + \frac{\Delta}{7.59} \pm 0.5^s \dots \dots \dots (7)$$

$$t_{P''_n} = t_0 + 9.6^s + \frac{\Delta}{7.72} \pm 0.8^s \dots \dots \dots (8)$$

Diese Wellen P'_n und P''_n können vielleicht als P -Wellen erklärt werden, die einen Teil ihres Weges als S -Wellen durchlaufen haben. Nehmen wir an, die P'_n gehen als P -Wellen vom Herd aus, durchlaufen die P^* -Schicht als S -Wellen und kommen an der Beobachtungsstation

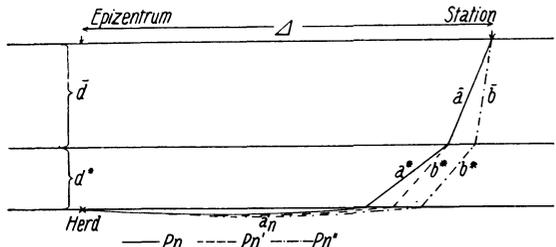


Fig. 5. Laufwege der Wellen P_n , P'_n und P''_n
 a bzw. b Geschwindigkeit der longitudinalen
 bzw. transversalen Wellen in der betr. Schicht
 ————— P_n , - - - - - P'_n , - · - · - P''_n

wieder als P -Wellen an, nachdem sie die \bar{P} -Schicht als P -Welle durchquert haben (Fig. 5).

Für die Eintrittszeit $t_{P'_n}$ gilt dann:

$$t_{P'_n} = t_{a_n b^* a_n} = \frac{\Delta}{a_n} + d^* \frac{\cos i_{b^*}}{b^*} + \bar{d} \frac{\cos i_{\bar{a}}}{\bar{a}},$$

wobei d^* und \bar{d} die Dicken der beiden entsprechenden Schichten bedeuten und i_{b^*} und $i_{\bar{a}}$ durch die Gleichungen

$$\sin i_{b^*} = \frac{b^*}{a_n} \quad \text{und} \quad \sin i_{\bar{a}} = \frac{\bar{a}}{a_n}$$

bestimmt sind.

Für die Welle P''_n , die auch noch die Granitschicht (\bar{P} -Schicht) als S -Welle durchlaufen haben möge, ist entsprechend:

$$t_{P''_n} = t_{a_n b^* \bar{b}} = \frac{\Delta}{a_n} + d^* \frac{\cos i_{b^*}}{b^*} + \bar{d} \frac{\cos i_{\bar{b}}}{\bar{b}},$$

$$\sin i_{b^*} = \frac{b^*}{a_n} \quad \text{und} \quad \sin i_{\bar{b}} = \frac{\bar{b}}{a_n}.$$

Da für die P_n -Wellen

$$t_{P_n} = t_{a_n a^* \bar{a}} = \frac{\Delta}{a_n} + d^* \frac{\cos i_{a^*}}{a^*} + \bar{d} \frac{\cos i_{\bar{a}}}{\bar{a}} \quad \text{und} \quad \sin i_{a^*} = \frac{a^*}{a_n}$$

gilt, sind die konstanten Differenzen $t_{P'_n} - t_{P_n}$ und $t_{P''_n} - t_{P'_n}$ ein Maß für die Mächtigkeiten d^* und \bar{d} der beiden durchlaufenen Schichten, und zwar ist:

$$d^* = \frac{t_{P'_n} - t_{P_n}}{\frac{\cos i_{b^*}}{b^*} - \frac{\cos i_{a^*}}{a^*}},$$

$$\bar{d} = \frac{t_{P''_n} - t_{P'_n}}{\frac{\cos i_{\bar{b}}}{\bar{b}} - \frac{\cos i_{\bar{a}}}{\bar{a}}}.$$

Um nun zu einer möglichst genauen Bestimmung der Differenzen $t_{P'_n} - t_{P_n}$ und $t_{P''_n} - t_{P'_n}$ zu kommen, wurde vorausgesetzt, daß die $P_{P'_n}$ - bzw. $P_{P''_n}$ -Wellen die Geschwindigkeit der P_n -Wellen haben. Dann lauten die Laufzeitgleichungen für diese Wellen:

$$t_{P'_n} = t_0 + 5.9^s + \frac{\Delta}{7.63} \pm 0.4^s \quad \dots \quad (7')$$

$$t_{P''_n} = t_0 + 8.9^s + \frac{\Delta}{7.63} \pm 0.8^s \quad \dots \quad (8')$$

Aus den Gleichungen (7') und (8') ergibt sich:

$$t_{P'_n} - t_{P_n} = 1.8^s$$

und

$$t_{P_n''} - t_{P_n'} = 3.0^s;$$

für die Schichtdicken daraus:

$$d^* = 13 \text{ km} \quad \text{und} \quad \bar{d} = 22 \text{ km.}$$

Der Herd, der nach dieser Bestimmung an der unteren Schichtgrenze der P^* -Schicht liegen müßte, hätte demnach eine Tiefe von 35 km. Berücksichtigt man den Fehler, der durch die gemachten Voraussetzungen entsteht, so stimmt dieser Wert einigermaßen mit der auf andere Art (S. 167) bestimmten Herdtiefe von 27 km überein.

Es muß hier mit allem Nachdruck darauf hingewiesen werden, daß es sicher noch andere Möglichkeiten gibt, diese Wellen, von denen die P_n' - auch der P_x -Welle V. Conrads beim Schwadorfer Beben entsprechen könnte, zu erklären. Die hier gegebene Erklärung steht jedenfalls in Übereinstimmung mit den auf anderen Wegen gewonnenen Kenntnissen der äußeren Erdkruste.

P^* und S^* . Für die Geschwindigkeiten der P^* - und S^* -Wellen wurden bisher folgende Werte bestimmt:

| | | | |
|-----------|-------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Conrad: | Schwadorfer Beben | $v_{P^*} = 6.47 \text{ km/sec}$, | $v_{S^*} = 3.57 \text{ km/sec}$; |
| Gräfe: | Nordtiroler Beben | $v_{P^*} = 6.7 \text{ km/sec}$, | $v_{S^*} = 3.6 \text{ km/sec}$; |
| Jeffreys: | Englische Beben | $v_{P^*} = 6.3 \text{ km/sec}$, | $v_{S^*} = 3.7 \text{ km/sec}$. |

Die für diese Beben gefundenen Geschwindigkeiten

$$v_{P^*} = 6.42 \text{ km/sec} \quad \text{und} \quad v_{S^*} = 3.85 \text{ km/sec}$$

weichen von den bisherigen Werten ab, doch sind die diesen Wellen entsprechenden Einsätze nicht sehr gut bestimmt, denn der mittlere Fehler für die P^* beträgt 1.4^s .

\bar{P} und \bar{S} . Für die \bar{P} -Wellen wurden bisher die einheitlichsten Geschwindigkeiten bestimmt. Das liegt daran, daß diese Wellenart in fast jedem Seismogramm einen markanten Einsatz hervorruft. Der in dieser Arbeit vorausgesetzte Wert $v = 5.6 \text{ km/sec}$ scheint für Mitteleuropa wirklich der Geschwindigkeit der P -Wellen in der Granitschicht zu entsprechen. Im einzelnen fanden diesen Wert 5.6 km/sec :

| | | |
|--------------|------------------------------|---------------|
| Mohorovičić: | Kroatisches Beben | 8. Okt. 1909 |
| Conrad: | Tauern-Beben | 28. Nov. 1923 |
| Conrad: | Schwadorfer Beben | 8. Okt. 1927 |
| Gutenberg: | Rheinland-Beben | 13. Dez. 1928 |
| Landsberg | Saar-Beben | 1. Apr. 1931 |
| Hiller: | Schwäbisches Beben | 30. Aug. 1928 |
| Hiller: | Bodensee-Beben | 31. Jan. 1935 |
| Schedler: | Tiroler Beben | 26. März 1924 |

Der Wert $v = 5.7 \text{ km/sec}$ wurde von Gräfe für das Nordtiroler Beben (8. Oktober 1930) und von Hecker für die Oppau-Explosion (21. September 1923) gefunden, während Jeffreys für das Jersey-Beben (30. Juli 1926) und das Herefordshire-Beben (14. August 1926) die \bar{P} -Geschwindigkeit 5.4 km/sec fand. Dies

dürfte vielleicht durch den stark verschiedenen Aufbau der oberen Erdkruste zu erklären sein.

Es kann daher sicher mit einer gewissen Berechtigung nachträglich festgestellt werden, daß es richtig war, zur Bestimmung des Herdes und seiner Koordinaten, die \bar{P} -Geschwindigkeit mit $v = 5.6$ km/sec anzunehmen.

Die für dieses Beben ermittelte \bar{S} -Geschwindigkeit mit $v = 3.46$ km/sec stimmt mit den bisher ermittelten \bar{S} -Geschwindigkeiten für die oben angeführten Beben ($v_{\bar{S}} = 3.3$ bis 3.5 km/sec) gut überein.

In Tabelle 5 sind die Differenzen δ der beobachteten minus der berechneten Werte der \bar{P} - und \bar{S} -Einsatzzeiten nach den Gleichungen (3) und (6) zusammengestellt.

Tabelle 5

| Station | Δ in km | $\delta_{\bar{P}}$ in sec | $\delta_{\bar{S}}$ in sec |
|----------------------|----------------|---------------------------|---------------------------|
| De Bilt | 58.8 | + 0.4 | + 2.9 |
| Uccle | 116.3 | 0.0 | — |
| Frankfurt | 261.4 | — 0.2 | — |
| Göttingen | 316.0 | — 0.2 | + 0.5 |
| Helgoland | 332.4 | — 1.1 | — |
| Heidelberg | 337.4 | — 1.2 | — 0.5 |
| Karlsruhe | 356.0 | + 0.6 | — 1.6 |
| Paris | 375.3 | + 1.3 | + 0.2 |
| Hamburg | 379.8 | — 0.1 | — 0.2 |
| Kew. | 402.2 | — | + 1.3 |
| Jena. | 437.1 | — 1.1 | — 2.6 |
| Leipzig | 486.9 | + 1.2 | — 1.8 |
| Zürich | 521.9 | + 1.0 | — |
| Neuchâtel | 522.0 | — | + 0.2 |
| Potsdam | 534.3 | — | — 1.1 |
| Lund | 677.4 | — 0.2 | — |
| Wien | 870.5 | 0.0 | + 2.7 |

II. Das Doggerbank-Beben

Für die Bearbeitung des Bebens vom 7. Juni 1931, dessen Herd in der südlichen Doggerbank lag, wurden die im International Summary [12] angegebenen Herdkoordinaten $\varphi_E = 53.8^\circ$ N, $\lambda_E = 1.2^\circ$ E und die Herdzeit $t_H = 0^h 25^m 21^s$ MGZ. übernommen. Der Fehler für die Epizentralkoordinaten beträgt nach Angabe des Summary $\pm 0.17^\circ$.

Trägt man in üblicher Weise die dem Summary entnommenen Eintrittszeiten als Funktion der Herdentfernung auf, so läßt sich durch die P_n -Eintrittszeiten eine Gerade legen, die eine scheinbare mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 8.2 km/sec ergibt. Es zeigt sich aber auch, daß die Streuung der Werte um diese mittlere Gerade eine unverhältnismäßig große ist und nicht durch eine fehlerhafte Bestimmung der Eintrittszeiten an den einzelnen Stationen erklärt werden kann. Legt man nun durch die Stationen, die nordöstlich des Herdes

liegen, ein Profil 1 mit den Orten Kopenhagen, Lund, Upsala, Helsingfors, Pulkrava, Scoresby Sund und Kučino und durch die in südöstlicher Richtung liegenden

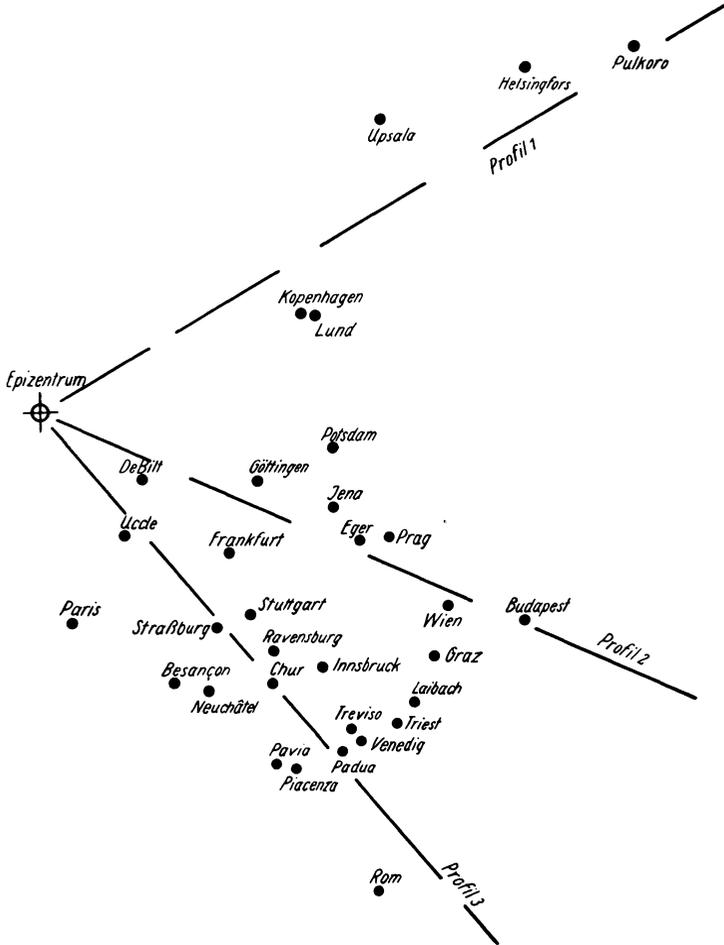


Fig. 6. Doggerbank-Beben am 7. Juni 1931
Lage der Stationen und Profile

Stationen De Bilt, Göttingen, Jena, Potsdam, Eger, Prag, Wien, Graz, Laibach und Budapest ein Profil 2 (Fig. 6), so lauten die Gleichungen der Laufzeitgeraden im Profil 1:

$$\left. \begin{aligned} t_{P_n} &= 0^h25^m23^s + \frac{\Delta}{8.43} \pm 2^s \\ t_{S_n} &= 0^h25^m23^s + \frac{\Delta}{4.74} \pm 3^s \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

und im Profil 2:

$$\left. \begin{aligned} t_{P_n} &= 0^h25^m18^s + \frac{\Delta}{7.86} \pm 3^s \\ t_{S_n} &= 0^h25^m14^s + \frac{\Delta}{4.32} \pm 6^s \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

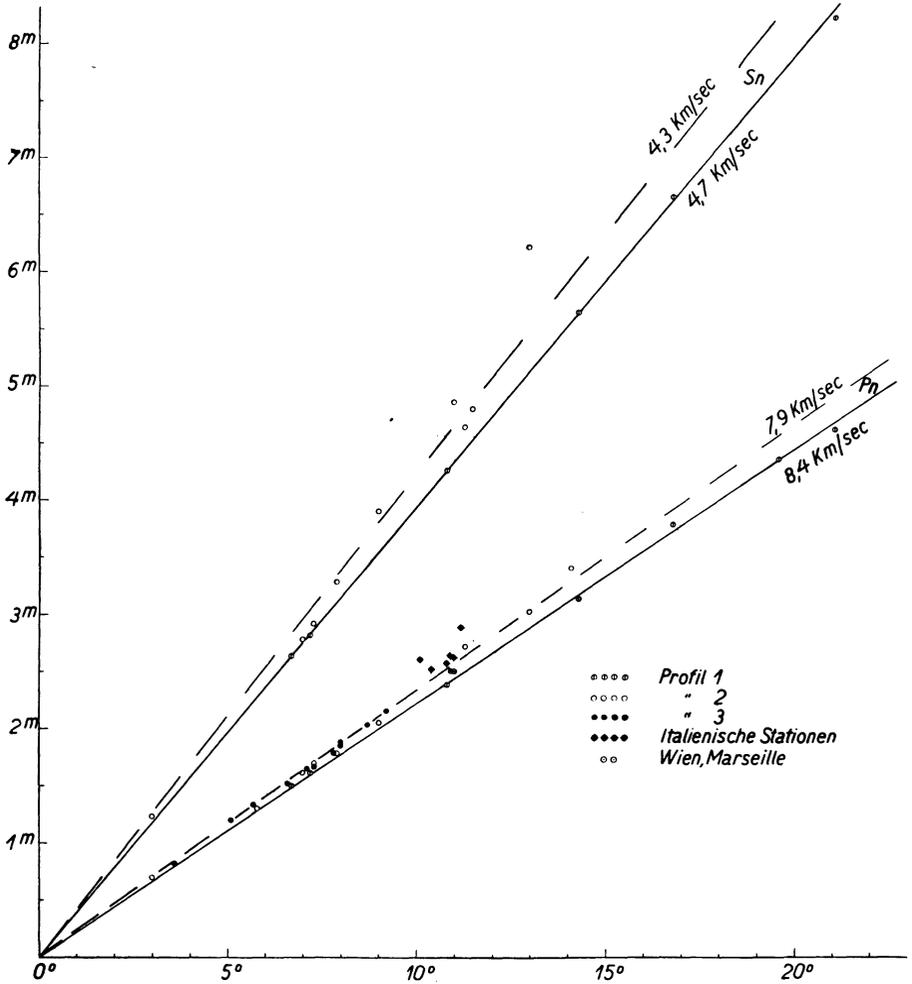


Fig. 7. Doggerbank-Beben am 7. Juni 1931, Laufzeitkurve für verschiedene Richtungen

Fig. 7 zeigt die Laufzeitkurven.

Die Abweichungen δ der gemessenen Eintrittszeiten von den nach diesen Gleichungen berechneten sind in Tabelle 6 für die einzelnen Profile zusammengestellt.

Tabelle 6

| Station | δP_n | δS_n |
|--------------------------------|--------------|--------------|
| Profil 1: Kopenhagen | 0 sec | — 1 sec |
| Lund | 0 | — 2 |
| Upsala | — 1 | + 1 |
| Helsingfors | — 2 | + 1 |
| Pulkovo | + 4 | + 4 |
| Scoreby Sund | + 1 | — |
| Kučino | — 3 | — 3 |
| Profil 2: De Bilt | + 2 | + 4 |
| Göttingen | — 2 | — 5 |
| Jena | 0 | — 6 |
| Potsdam | + 1 | — 6 |
| Eger | — 3 | + 1 |
| Prag | — 2 | + 10 |
| Wien | — 3 | + 5 |
| Graz | + 5 | — 5 |
| Laibach | — | — 2 |
| Budapest | — 1 | — |

Ein weiteres Profil 3 wurde durch die Stationen De Bilt, Uccle, Paris, Frankfurt, Straßburg, Stuttgart, Besançon, Neuchâtel, Ravensburg, Chur, Innsbruck und die südlich der Alpen liegenden Stationen Pavia, Piacenza, Treviso, Padua, Venedig, Triest und Rom gelegt. Die P_n -Einsatzzeiten in diesem Profil bis zur Epizentralentfernung $\Delta = 10^0$ genügen der Gleichung

$$t_{P_n} = 0^{\text{h}}25^{\text{m}}20^{\text{s}} + \frac{\Delta}{7.88} \pm 1^{\text{s}} \dots \dots \dots (3)$$

Die Differenzen der beobachteten Werte gegen diese berechneten sind:

Tabelle 7

| Station | δP_n | Station | δP_n |
|-----------------------------|--------------|----------------------|--------------|
| Profil 3: De Bilt | + 1 sec | Besançon | — 2 sec |
| Uccle | — 1 | Neuchâtel | — 2 |
| Paris | + 1 | Ravensburg | + 1 |
| Frankfurt | + 1 | Chur | 0 |
| Straßburg | — 1 | Innsbruck | 0 |
| Stuttgart | 0 | | |

Die Unterschiede der Wellengeschwindigkeiten in den Profilen 1 und 2 sind reell. Der Unterschied der Laufzeiten für zwei Stationen mit der Herdentfernung 15^0 beträgt z. B. bei P_n 8 sec und bei S_n 24 sec, entsprechend dem vierfachen bzw. sechsfachen mittleren Fehler der Laufzeiten von P_n und S_n .

Der Unterschied in den Wellengeschwindigkeiten für die beiden Profile 1 und 2 kann dadurch erklärt werden, daß die Granitschicht im Profil 1 eine andere Neigung besitzt als im Profil 2. Das würde allgemein bedeuten, daß die P_n -Schicht

nach Norden ansteigt, d. h. daß die Granitschicht (\bar{P} -Schicht) nördlich der Linie Doggerbank—Kopenhagen—Lund—Kuĉino dünner wäre als in den Gebieten südlich dieser Linie. Diese Anschauung wird noch dadurch unterstützt, daß auch die im Profil 3 (Fig. 6) liegenden Stationen zu der gleichen Geschwindigkeit für die P_n -Welle führen wie im Profil 2. Dem entspricht eine einheitliche Schichtung in dem zwischen beiden Profilen liegendem Gebiet.

Bei Profil 3 zeigt sich, daß die P_n -Eintrittszeiten an den italienischen Stationen später liegen als die entsprechenden Zeiten an anderen Stationen in gleicher Entfernung, z. B. Wien und Marseille. Die Abweichungen dieser italienischen Stationen, die außer Rom in fast gleicher Herdentfernung liegen, von der für das Profil 3 gültigen Gleichung (3) gibt Tabelle 8.

Tabelle 8

| | | | |
|--------------------|----------|-------------------|---------|
| Pavia | + 15 sec | Venedig | + 3 sec |
| Piacenza | + 6 | Triest | + 16 |
| Treviso | + 3 | Rom | + 6 |
| Padua | + 3 | | |

Diese Abweichungen machen also mindestens den dreifachen Betrag des mittleren Fehlers aus. Das bedeutet, daß die Granitschicht unter dem Alpenmassiv (d. h. an der Stelle, an der die Strahlen nach diesen italienischen Stationen auftauchen) noch mächtiger ist als in den Gebieten der Profile 2 und 3 nördlich der Alpen, eine Deutung, die sehr gut mit der geologischen Anschauung über den Aufbau der Alpen als Faltenmassiv übereinstimmt.

Es ist also bei diesem Beben möglich, azimutale Verschiedenheiten für die Geschwindigkeit der P_n - und S_n -Wellen festzustellen und diese Unterschiede durch die Annahme einer verschiedenen Dicke der Granitschicht zu erklären. Durch Unterschiede in der Mächtigkeit der Deckgebirgsschichten können die auftretenden Zeitdifferenzen nicht erklärt werden, da die hierdurch verursachten Laufzeitunterschiede sehr viel kleiner sein würden.

Zusammenfassung. Es wurden für zwei Beben die Laufzeitkurven aufgestellt, und zwar für das Nordbrabanter Beben am 20. November 1932 auf Grund eigener Bearbeitung der Aufzeichnung an 27 Stationen und eigener Bestimmung des Herdes; für das Doggerbank-Beben am 7. Juni 1931 mit Hilfe der Berichte der einzelnen Erdbebenstationen und des International Summary.

Für das Nordbrabanter Beben wurden die Geschwindigkeiten der drei Wellenpaare \bar{P} und \bar{S} , P^* und S^* , und P_n und S_n festgestellt. Diese weichen von den bisherigen Bestimmungen bei anderen Beben ab, besonders von denen, deren Herd im alpinen Gebiet lag. Dies deutet auf einen unterschiedlichen Aufbau der oberen Erdkruste hin. Außerdem werden zwei den P_n -Wellen parallele Laufzeitkurven P'_n und P''_n gefunden. Bei ihnen handelt es sich wohl um Wellen, die zum Teil longitudinal, zum Teil transversal gelaufen sind. Sie geben eine Methode der Dickenbestimmung für die \bar{P} - und P^* -Schichten.

Beim Doggerbank-Beben wurden für die P_n - und S_n -Wellen Laufzeitkurven in verschiedenen Profilen aufgestellt. Die Geschwindigkeit beträgt nach Nordosten 8.4 km/sec, nach Südosten 7.9 km/sec. Offenbar sind dies Scheingeschwindigkeiten, hervorgerufen durch die Neigung der Schicht, an der die P_n -Wellen entlanglaufen.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Professor Angenheister. Für sein stets förderndes Interesse bin ich ihm zu großem Dank verpflichtet. Außerdem danke ich Herrn Dr. Jung für mancherlei Ratschläge.

Literatur

- [1] Seismische Registrierungen in De Bilt 1932, Anhang. De Bilt 1932.
- [2] H. Landsberg: Die Ausbreitung des Erdbebens in der Nacht vom 20. zum 21. November 1932 in Westdeutschland. Frankfurt 1933.
- [3] O. Koentges: Das Erdbeben vom 21. November 1932. Karte gleicher Bebenstärke. Aachen 1933.
- [4] Geologisch Bureau Heerlen: Jaarverslag over 1931. Heerlen 1932, S. 51—54.
- [5] K. Escher: Allgemeine Geologie. Amsterdam 1934, S. 457.
- [6] V. Conrad: Erdbeben und Luftdruckänderung. Gerlands Beitr. z. Geophys. **48**, 239—253 (1936).
- [7] F. Baron Nopsca: On connections between earthquakes and atmospheric pressure. Ebenda **48**, 229—238 (1936).
- [8] Deutsche Seewarte Hamburg: Täglicher Wetterbericht. Hamburg, 18. bis 29. November 1932.
- [9] S. Yamaguti: A modal experiment of occurrence of earthquake. Bull Earthqu. Res. Inst. Tokyo **13**, 772—781 (1935).
- [10] V. Inglada: Die Berechnung der Herdkoordinaten eines Nahbebens. Gerlands Beitr. z. Geophys. **19**, 73—98 (1928).
- [11] E. Wiechert: Entfernungsberechnungen von Orten auf der Erde bei kleinen Abständen. Zeitschr. f. Geophys. **1**, 177—182 (1924/25).
- [12] University Observatory Oxford: The International Seismological Summary 1931. Oxford 1936.

Göttingen, Geophysikalisches Institut, Dezember 1936.

Ein mechanisch registrierendes Vertikalanemometer und seine Verwendung im Gelände

Von H. Dieterichs, Göttingen — (Mit 11 Abbildungen)

Einleitung. Es gibt grundsätzlich zwei Möglichkeiten, sich Kenntnis über die Strömung, das Geschwindigkeitsprofil und die Wirbelzonen an Hindernissen zu verschaffen.

Die nächstliegende ist die Messung am Hindernis selbst in der freien Atmosphäre, die andere die am Modell im Windkanal. Die zweite Methode ist meßtechnisch bequem und hat gegen die andere den Vorzug der Zeitersparnis. Die