
B. Gutenberg

The structure of the Earth's crust in Europe

Geol Rundsch 19:433–439

Translation received: 28 February 2002
© Springer-Verlag 2002

Similarly to the way light rays shining through a body give us information about its properties, in particular about material discontinuities, we can use recordings of elastic waves, which have been excited by earthquakes or artificial vibrations, to infer the properties of those parts of the Earth these waves have passed through. The farther the observation point is from the source of energy, the deeper the layers the waves have propagated through, disregarding here “surface waves”. For example, the recordings of small explosions at a distance of few tens to several hundreds of metres from the explosion point help to constrain the structure of the uppermost layers, which are of relevance to the mining industry. If, however, we wish to investigate the structure of the Earth's crust between ~3 and 60 km depths, we need to use strong explosions or earthquakes and analyse recordings at distances of a few to several hundred kilometres.

If the Earth were a homogeneous sphere, the waves would propagate with constant velocity on the chords earthquake focus – observation point, i.e. near the focus of an explosive source, the waves should arrive at the Earth's surface according to the distance of the observation point, since for small distances chord and arc are equal. The next approximation, entirely sufficient for our purpose, is that the Earth is composed of several layers, in each of which the velocity is constant. In reality, it increases somewhat with depth, but the effect of this increase is smaller than the observational uncertainty, as has often been demonstrated. In the more general case of earthquakes, elastic waves emanate from the earthquake focus (H, Fig. 1), propagate along the dashed lines, and cause the large arrivals a in the earthquake diagram. Except in the immediate vicinity of the focus (effect of fo-

cal depth), the arrivals must be on a straight line from which we can immediately read off the wave velocity in layer I. Other waves c (continuous line) penetrate layer II, are refracted according to the refraction law of opticsⁱ and finally arrive at the surface. These arrivals c are approximately on a straight line, too, but they initially arrive later than a; because the velocity in layer II is higher, the increase in distance travelled for larger focal distances is overcompensated by the higher velocity in the deeper layer, if the increment in velocity is sufficiently large. For large distances, the arrival c can thus come before a. A similar explanation applies to a further layer boundary, which causes arrival b; b can arrive before c, if the change in velocity at the deeper layer boundary is particularly large. An analysis of the recordings at neighbouring stations can show how the different arrivals are related.

Three such arrivals, called P, P*, and \bar{P} , can now be identified for earthquakes located in Europe. Figure 2 shows two recordings of the earthquake of 16 November 1911 (“Schwäbische Alm” – Swabia). In both cases a strong arrival annotated P can be identified, corresponding to arrival a in Fig. 1. Furthermore, it can be observed that arrival P arrives earlier with respect to \bar{P} for stations situated at greater distances from the earthquake focus. The recording in Göttingen also exhibits the P* arrival, corresponding to arrival c in Fig. 1. A detailed analysis, based on many records of this earthquake as well as those of another earthquake at the same location in July 1913, indicated that the focal depth of both earthquakes is ~30 km, that the (longitudinal) wave \bar{P} is propagating with a velocity of 5.5–5.6 km/s within the uppermost layer, that P* originates from a layer boundary near the focal depth, i.e. at around 30 km depth, and that there the compressional wave velocity increases to 6 1/4 km/s, whereas P has penetrated an additional layer boundary at ~40–50 km depth where the velocity increases from 6 1/4 to 8 km/s. Because of this large velocity difference, the wave designated by P arrives much earlier than the direct wave \bar{P} for large distances from the earthquake focus.

Translated by Frederik Tilmann

F. Tilmann (✉)
Forschungszentrum GEOMAR, Wischhofstr. 1–3, 24148 Kiel,
Germany
e-mail: ftilmann@geomar.de

Fig. 1 Schematic display of the travel paths of earthquake waves for the case of several layers. *Above* Appearance of recordings at various distances from earthquake focus H

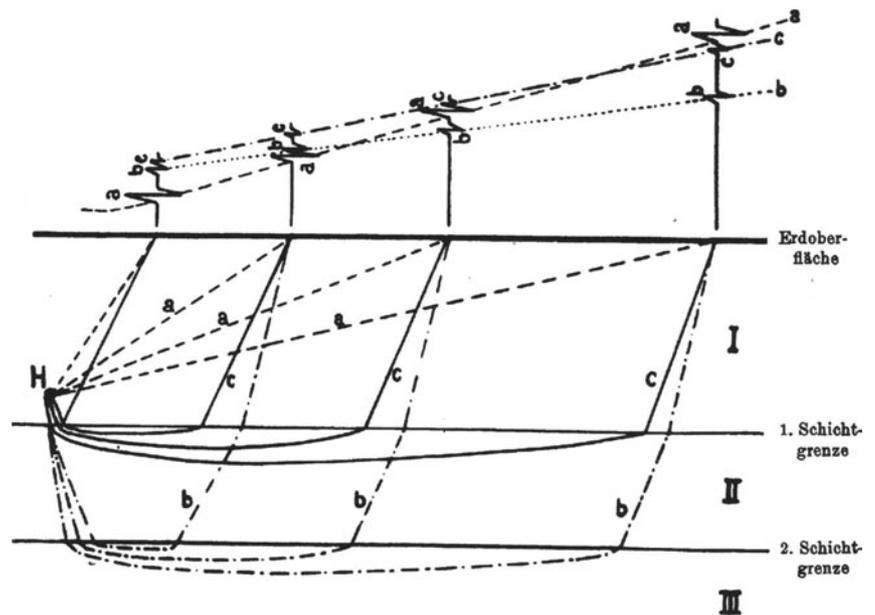


Fig. 2 First part of recordings of the 16 November 1911 earthquake in southern Germany: **a** in Neuchâtel (225 km epicentral distance), **b** in Göttingen (365 km epicentral distance)

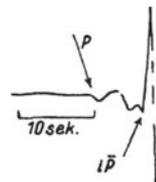


Fig. 2a.

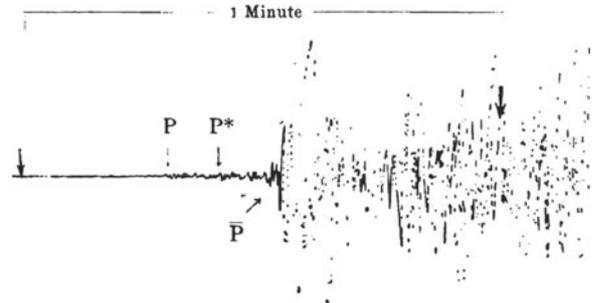


Fig. 2b.

Almost the same results were obtained by V. Conrad for an earthquake in Tauern¹. For the same distance, the time differences between the three arrivals are approximately the same as for the earthquake in southern Germany, which indicates that the focal depth and the layering in Tauern and surrounding areas at depths exceeding a few kilometres was about the same as that in southern Germany. It should be mentioned in passing that the arrivals P , P^* , and \bar{P} are generally recorded at the same time in Japan as in Germany, such that the focal depth is mostly around 30 km there, too, and layer boundaries are at 20–30 km and at 45 km depth. K. Suda observed different values only near the Pacific coast, leading him to conclude that the layer boundary was shallower there, and hence the layer thickness smaller. In Europe we can further consider A. Mohorovičić's analysis of the Kulpa (Kulpa Valley) earthquake, for which he, for the first time ever, could distinguish P and S waves and identify the layer boundary which he inferred to be at 57 km depth at the time. S. Mohorovičić obtained similar results, too. Finally, the investigations of A. de Quervain

of earthquakes in the Alps have shown that the lower boundary is at a similar depth there as in the rest of Europe. There is still a lack of investigations of the intermediate boundaries. The P^* waves were first identified by Gutenberg, and their interpretation was provided by V. Conrad and confirmed by H. Jeffreys, who determined even smaller layer thicknesses.

Somewhat surprising was E. Wiechert's observation that in the wider surroundings of Göttingen, at least in the regions Kassel-Main-Rhön-Jüterbog, seismic wave velocities are 5.9–6.0 km/s even in the upper layers, compared to 5.5 km/s in southern Germany. Furthermore, an explosion record (reproduced in this journal, vol. 17, p. 341) exhibits an arrival which can be interpreted only by assuming that the increase in velocity occurs at shallower depth in the aforementioned area near Göttingen than in southern Germany. Therefore, we have to conclude that there is a difference between the layering near Göttingen (and presumably in northern Germany) and in southern Europe. Because both regions, or materials with rigidity coefficientsⁱⁱ differing by 10%, are unlikely to blend into each other in a continuous manner, we can expect a transitional zone with vertical dislocations or faults reaching large depths. Such a zone

¹ Note added in proof: likewise for an earthquake near Vienna (presentation at the Naturforscherversammlung, Hamburg, 1928)

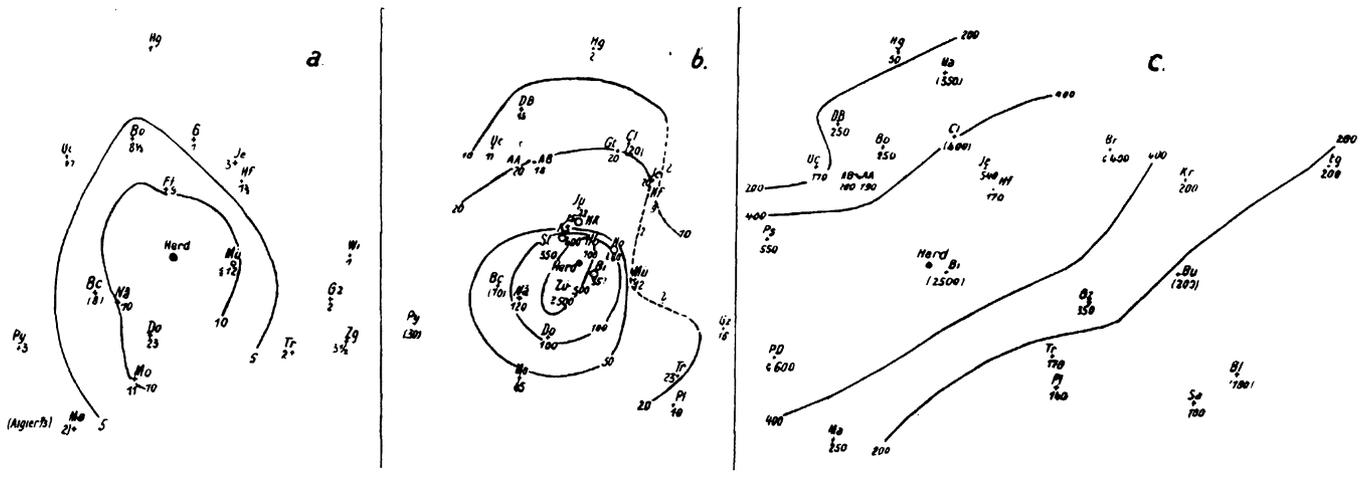


Fig. 3 Decrease in wave amplitudes for the 16 November 1911 earthquake in southern Germany. **a** P waves (propagation mainly below 50 km depth), **b** \bar{P} waves (propagation mainly at 30 km depth), **c** surface waves (propagation mainly in the uppermost 10 km). Hg Helgoland; Py Puy de Dome; Ma Marseille; Tr Trieste; Je Jena; Gz Graz

can be recognised in the seismic data because near it waves are more strongly attenuated, i.e. the observed displacements should decrease strongly within the zone. As example (Fig. 3), we show the 1911 earthquake in southern Germany; the 1913 earthquake as well as the explosion in Oppau show a similar pattern. Figure 3a shows the amplitudes of P waves, which predominantly propagate below 45 km depth. No differences in propagation which exceed uncertainties (e.g. due to variable site conditions) can be identified between the various directions. A different pattern is apparent in Fig. 3b which displays the amplitudes of \bar{P} waves which have propagated predominantly above 30 km. Here we find – exactly as in the other two cases mentioned – a strong inward deflection of the contours in a zone which extends approximately between Karlsruhe and Frankfurt in east-west direction, and then turns towards the south-east. Accordingly, this is the place where we have to look for the transition between the high velocity region in the north and the low velocity region in the south.

Lastly, if we consider the amplitude maxima of the surface waves which propagate predominantly in the uppermost 5 km, we obtain a different pattern once again (Fig. 3c). These waves propagate most easily from the focus towards ENE and WSW, whereas they attenuate more strongly in the perpendicular direction. The directions observed here agree very well with those found by Kossmat for the strike of the Variscides.

Summarising our results, we obtain the NS cross section through Europe shown very schematically in Fig. 4. The plane at ~60 km depth drawn in the figure is characterised by a sudden onset of near-constant seismic wave velocities (over a few kilometres depth) or even slightly decreasing velocities. Possibly, this is the boundary between amorphous and crystalline material. It should further be pointed out that all focal depth determinations

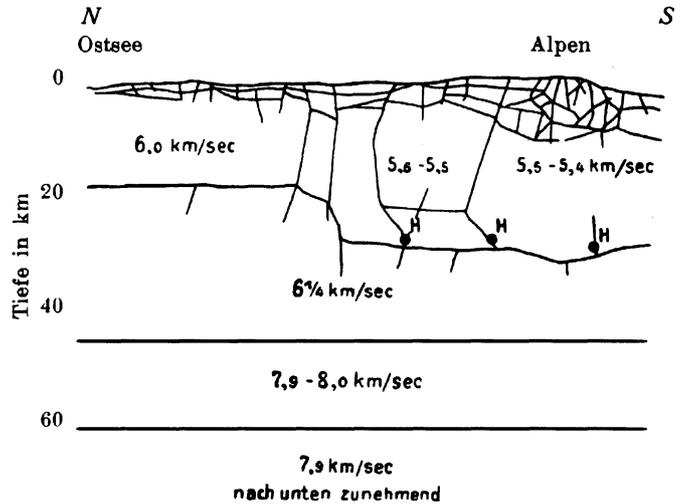


Fig. 4 Schematic cross section through the crust in central Europe, approximately along 10°E. H earthquake foci. Labels are the velocities of longitudinal waves

have since resulted in a depth of about 30 km, suggesting that the stresses present in the Earth's crust are released particularly easily in layer boundaries located approximately within this plane, where ruptures occur more easily than within the blocksⁱⁱⁱ. The earthquake hazard is particularly large in places where vertical dislocations (faults) cut through this layer boundary in an area of relatively high stress. A rupture can initiate within the layer boundary at 30 km depth in such a region, propagate in various directions, but again particularly easily in planes affected by dislocations^{iv}, and eventually reach the Earth's surface, causing visible changes there.

Finally, there is a compilation of seismic wave velocities V at various depths, together with the elastic moduli E^v which result from a density of 2.7 at the surface and 2.9 at depth, assuming a Poisson ratio of 0.28, as is commonly found in the Earth's crust; some corresponding laboratory measurements of E are also shown. However, it cannot be excluded, as pointed out by R.A. Daly, that the laboratory values obtained at high pressure are too

Southern Germany, uppermost layer	V=5.5 km/s	E=ca. $6 \frac{1}{2} \times 10^{11}$ CGS
Northern Germany, uppermost layer	V=6.0 km/s	E=ca. $7 \frac{3}{4} \times 10^{11}$
Europe, intermediate layer	V=6.3 km/s	E=ca. 9×10^{11}
Europe, lower layer	V=8.0 km/s	E=ca. 15×10^{11}

Observed in the laboratory:

Washington granite	2000 atm. pressure	E= 6.0×10^{11}
Westerly granite	2000 atm. pressure	E= 6.9×10^{11}
Stone-Mt. granite	2000 atm. pressure	E= 7.0×10^{11}
Feldspar (oligoclase)	2000 atm. pressure	E= 9.1×10^{11}
Basalt	2000 atm. pressure	E= 5.7×10^{11}
Basalt	10000 atm. pressure	E= 8.1×10^{11}
Augite	2000 atm. pressure	E= 13.3×10^{11}
Dunite	2000 atm. pressure	E= 16.5×10^{11}
Dunite	10000 atm. pressure	E= 17.5×10^{11}

small. Daly assumed that the uppermost layer consists of granite with α -quartz, the following one of granite with β -quartz, and the lowermost one of material similar to flood basalts^{vi}, but others suggested peridotite or dunite-like rocks beneath 50 km depth.

2000 atm. pressure corresponds to ~7 km depth, 10000 atm. to ~36 km. The observed values often differ markedly between different pieces of the same rock type.

Translator's comments

- ⁱ i.e. Snell's law.
- ⁱⁱ Also known as shear modulus (the German word is "Righeitskoeffizient")
- ⁱⁱⁱ The German word is "Scholle", which is not really equivalent to "block". However, dictionary translations of "Scholle" are even less suitable.
- ^{iv} From the context it seems fairly clear that Gutenberg is simply referring to fault planes but the translation is close to the German wording.
- ^v Probably the elastic modulus referred to is Young's modulus. To convert the units in the table into SI units, use the relation 10^{11} CGS Δ 10 GPa

References

- Conrad V (1925) Laufzeitkurven der Tauernbebens vom 28. Nov. 1923. Mitt Erdbebenkomm, Wien, N F 59
- Daly RA (1928) Am J Sci 15:108; Gerlands Beitr Geophys 19:194
- Gutenberg B (1927) Der Aufbau der Erdkruste. Z Geophys 3:371
- Gutenberg B (1927) Die Herdtiefe der süddeutschen Beben 1911 und 1913. Gerlands Beitr Geophys 18:379
- Gutenberg B (1915) Die mitteleuropäischen Beben vom 16. Nov. 1911 und 20. Juli 1913. Veröff Zentralbüro der Int Seismol Assoc, Straßburg
- Inglada V (1927) Über die Berechnung der Herdtiefe. Z Geophys 3:317
- Jeffreys H (1927) On near earthquakes. Gerlands Beitr Geophys 17:417
- Mohorovicic A Das Beben vom 8. Okt. 1909. Jahrb Meteorol Observat Zagreb 9, T. IV, S. 1.
- Mohorovicic S (1914) Die reduzierte Laufzeitkurve. Gerlands Beitr Geophys 13:217
- Wiechert E (1926) Untersuchung der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen. Geol. Rundsch 17:339

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Der Aufbau der Erdkruste in Europa.

Von B. Gutenberg (Frankfurt a. M.).

(Mit 4 Textfiguren.)

Ähnlich wie die Lichtstrahlen uns über gewisse Eigenschaften, vor allem Materialgrenzen, des durchstrahlten Körpers Aufschluß geben, vermögen wir auch aus den Aufzeichnungen der elastischen Wellen, die bei Erdbeben oder künstlichen Erschütterungen ausgelöst werden, Schlüsse auf die durchlaufenen Teile der Erde zu ziehen. Je weiter die Beobachtungsstelle von der Energiequelle liegt, desto tiefere Schichten haben die Wellen erreicht, wenn wir von den „Oberflächenwellen“ absehen. So ergeben die Aufzeichnungen bei kleinen Sprengungen in einigen Zehnern bis mehreren hundert Meter Entfernung von der Sprengstelle Anhaltspunkte für den Aufbau der obersten für die Bergwirtschaft wichtigen Schichten. Wollen wir dagegen den Aufbau der Erdkruste zwischen etwa 3 und 60 km Tiefe untersuchen, so müssen wir schon starke Sprengungen oder Erdbeben heranziehen und die Aufzeichnungen in Entfernungen von einigen bis mehreren hundert Kilometer studieren.

Wäre die Erde eine homogene Kugel, so würden die Wellen auf den Sehnen Herd—Beobachtungsstelle mit konstanter Geschwindigkeit laufen, d. h. in der Nähe des Herdes müßten bei einer Sprengstelle an der Erdoberfläche die Wellen entsprechend den Entfernungen der Beobachtungsstellen eintreffen, da bei diesen kleinen Entfernungen Sehne und Bogen gleich sind. Die nächste Annäherung, die aber unseren vorliegenden Zwecken völlig genügt, ist die, daß die Erde aus mehreren Schichten besteht, in deren jeder die Geschwindigkeit konstant ist. In Wirklichkeit nimmt diese mit der Tiefe etwas zu, doch ist die Wirkung dieser Zunahme, wie mehrfach festgestellt wurde, kleiner als die Beobachtungsgenauigkeit. Im allgemeineren Falle des Erdbebens haben wir also Wellen, die vom Erdbebenherd (H, Fig. 1) ausgehen, die gestrichelten Bahnen durchlaufen und die großen Einsätze a in den Erdbebendiagrammen hervorrufen. Abgesehen von der Herdnähe (Wirkung der Herdtiefe) müssen die Einsätze auf einer Geraden liegen, aus der sich sofort die Geschwindigkeit der Wellen in der Schicht I ergibt. Andere Wellen c (ausgezogen) dringen in die Schicht II ein, werden dort nach dem Brechungsgesetz der Optik gebrochen und erreichen schließlich wieder

Geologische Rundschau. XIX

28

die Oberfläche. Auch diese Einsätze c liegen angenähert auf einer Geraden, sie kommen zunächst später als a, da jedoch die Geschwindigkeit in der Schicht II größer ist, wird bei wachsender Entfernung der größere Weg durch die größere Geschwindigkeit in der Tiefe überkompensiert, falls die Zunahme der Geschwindigkeit genügend stark ist. Es kann so in größeren Entfernungen der Einsatz c vor a kommen. Ähnliches gilt für eine weitere Schichtgrenze, welche den Einsatz b hervorruft; dabei kann b vor c kommen, wenn die Geschwindigkeitsänderung an der tieferen Schichtgrenze besonders

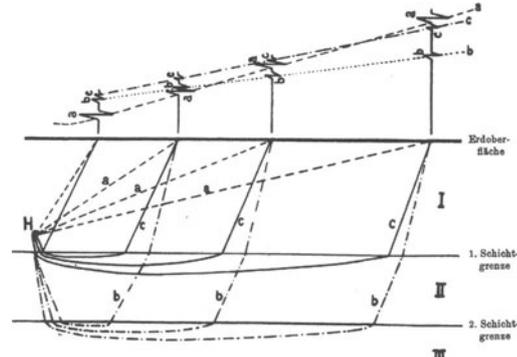


Fig. 1. Schematische Darstellung des Verlaufes von Erdbebenwellen bei Vorhandensein mehrerer Schichten. Oben: Aussehen der Aufzeichnungen in verschiedener Entfernung vom Herd H.

groß ist. Wie die einzelnen Einsätze zusammenhängen, zeigt das Studium der Aufzeichnungen an benachbarten Stationen.

Bei den Beben in Europa lassen sich nun in günstigen Fällen drei solcher Einsätze erkennen, die man mit P, P* und P bezeichnet. Fig. 2 zeigt zwei Aufzeichnungen, die in verschiedenen Entfernungen bei dem Beben am 16. Nov. 1911 (Herd in der Schwäbischen Alb) aufgezeichnet wurden; man erkennt in beiden Fällen den starken Einsatz P, welcher dem Einsatz a in Fig. 1 entspricht; man sieht weiter, daß der Einsatz P um so früher vor P kommt, je weiter die Station vom Herd entfernt ist, und erkennt auch bei der Aufzeichnung in Göttingen den Einsatz P*, welcher der Welle c in Fig. 1 entspricht. Eine genaue Auswertung an Hand der zahlreichen Aufzeichnungen

bei diesem Beben sowie dem Beben, das im Juli 1913 vom gleichen Herd ausging, ergab, daß bei beiden Beben die Herdtiefe in rund 30 km zu suchen ist, daß sich die (Longitudinal-)Wellen P durch die oberste Schicht mit einer Geschwindigkeit von 5,5—5,6 km/sec fortpflanzen, daß P* von einer Schichtgrenze herrührt, die etwa in der Herdtiefe, also etwa 30 km Tiefe liegt, und daß dort die Wellengeschwindigkeit auf 6 1/4 km/sec springt, während P eine weitere Schichtgrenze in etwa 40—50 km Tiefe durchsetzt hat, an der die Geschwindigkeit von 6 1/4 auf 8 km/sec ansteigt. Durch diesen großen Unterschied wird bewirkt, daß die mit P bezeichnete Welle bei größeren Entfernungen vom Herd wesentlich früher kommt als die direkte Welle P.

Fast die gleichen Ergebnisse fand V. CONRAD bei der Bearbeitung eines Tauernbebens¹⁾, die Zeitdifferenzen zwischen den drei Ein-

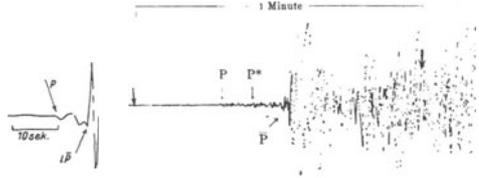


Fig. 2a. Beginn der Aufzeichnung des süddeutschen Bebens am 16. November 1911, a) in Neuchâtel (225 km vom Herd), b) in Göttingen (365 km vom Herd).

sätzen sind in gleichen Entfernungen etwa die gleichen wie bei den süddeutschen Beben, ein Beweis dafür, daß die Herdtiefe und die Schichtung in den Tauern und den Nachbargebieten in Tiefen unterhalb einigen Kilometern die gleiche war wie in Süddeutschland. Beiläufig sei erwähnt, daß auch in Japan die Einsätze P, P* und P im allgemeinen zu den gleichen Zeiten wie in Deutschland gefunden wurden, so daß auch dort meist die Herdtiefe etwa 30 km beträgt und die Schichtgrenzen in etwa 20—30 und 45 km Tiefe wie in Deutschland vorhanden sind; nur in der Nähe der Pazifikküste fand K. SUDA abweichende Werte, die ihn zur Folgerung führten, daß dort die Schichtgrenze höher liege, die Schichtdicke also geringer sei. Aus Europa liegen ferner noch die Untersuchungen von A. MOHOROVIČIĆ über ein Kulpatal-Beben vor, bei dessen Bearbeitung er als erster die Wellen P und P* unterscheiden und die Schichtgrenze finden konnte, die er damals in 57 km Tiefe verlegte. Auch S. MOHOROVIČIĆ kam

¹⁾ Nachträgl. Anmerkung: Ebenso bei einem Beben bei Wien (Vortrag Naturforschervers. Hamburg 1928).

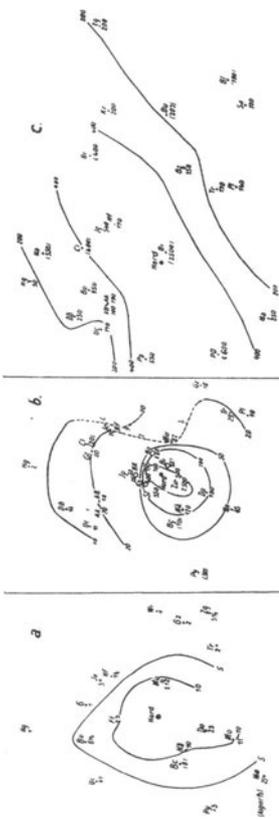


Fig. 3. Abnahme der Wellenamplituden bei dem süddeutschen Beben am 16. November 1911. a) P-Wellen (Verlauf vorwiegend in etwa 50 km Tiefe), b) P-Wellen (Verlauf vorwiegend in etwa 30 km Tiefe), c) Oberflächenwellen (Verlauf vorwiegend in den obersten 10 km). Hg = Helgoland, Py = Py de Doune, Ma = Marseille, Tr = Triest, Jo = Jona, Gz = Graz.

zu ähnlichen Ergebnissen. Schließlich zeigten die Untersuchungen von A. DE QUERVAIN an Alpenbeben, daß auch dort die untere Grenze etwa in der gleichen Tiefe liegt wie im übrigen Europa. Weitere Untersuchungen über die mittlere Grenze fehlen noch. Die P*-Wellen wurden zuerst von GUTENBERG festgestellt, ihre Deutung wurde von V. CONRAD gegeben und von H. JEFFREYS bestätigt, der im übrigen zu noch kleineren Schichtdicken kam.

Eine gewisse Überraschung bot dann die Feststellung von E. WIECHERT, daß in einem größeren Umkreis um Göttingen, mindestens im Gebiete Kassel—Main—Rhön—Jüterbog, bereits in den oberen Schichten die Wellengeschwindigkeit 5,9—6,0 km/sec sei statt 5,5 in Süddeutschland. Ferner zeigt eine (in dieser Zeitschr. Bd. 17, S. 341 reproduzierte) Sprengungsaufzeichnung einen Einsatz, der sich nur unter der Annahme deuten läßt, daß die Zunahme der Geschwindigkeit in dem erwähnten Gebiete um Göttingen in geringerer Tiefe erfolgt als in Süddeutschland. Wir müssen demnach annehmen, daß

zwischen der Schichtung in der Umgebung von Göttingen (bezw. vermutlich in Norddeutschland) und in Südeuropa ein Unterschied besteht. Da die beiden Gebiete bzw. die Materialien mit um etwa 10% verschiedenen Richteitskoeffizienten wohl kaum stetig ineinander übergehen, ist mit einem Grenzgebiet mit tiefreichenden vertikalen Störungen zwischen beiden Zonen zu rechnen. Ein solches läßt sich nun in den Aufzeichnungen dadurch erkennen, daß an ihm die Wellen stärker geschwächt werden, d. h. die beobachteten Bodenverrückungen müßten in einem solchen Gebiete stark abnehmen. Als

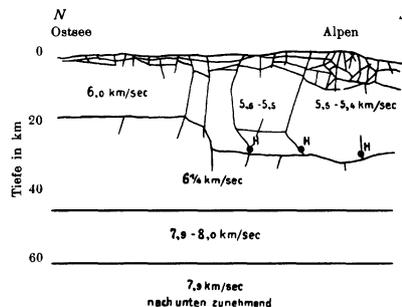


Fig. 4. Schematischer Schnitt durch die Erdkruste in Mitteleuropa etwa längs des Meridians 10° E. v. Gr. H = Erdbebenherde. Die Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen sind eingetragen.

Beispiel (Fig. 3) seien die Verhältnisse bei dem süddeutschen Beben 1911 gegeben, bei dem Beben 1913 sowie der Explosion von Oppau waren sie ähnlich: In Fig. 3a sind die Amplituden der P-Wellen aufgetragen, die im wesentlichen unterhalb 45 km Tiefe laufen. Man findet keine Unterschiede in der Ausbreitung nach den verschiedenen Seiten, welche die Fehlerquellen (u. a.: Untergrund der Station) übersteigen. Anders sieht Fig. 3b aus, welche die Amplituden der P-Wellen darstellt, die in dem Raum oberhalb etwa 30 km gelaufen sind. Hier finden wir — und zwar genau so auch in den beiden anderen erwähnten Fällen — ein starkes Zusammendrängen der Kurven in einer Zone, welche in westöstlicher Richtung etwa zwischen Karlsruhe und Frankfurt verläuft und dann nach Südosten umbiegt. Hier wäre also die Grenze zwischen dem Gebiete mit höherer Geschwindigkeit im Norden und der geringeren im Süden zu suchen.

Benutzen wir schließlich noch die Amplituden der Maxima der Oberflächenwellen, die sich im wesentlichen in den obersten 5 km fortpflanzen, so finden wir abermals ein anderes Bild (Fig. 3c): Diese Wellen pflanzen sich vom Herd aus nach ENE und WSW besonders leicht fort, während sie senkrecht dazu stärker abnehmen. Die hier gefundenen Richtungen stimmen genau zu denen, die KOSSMAT für das Streichen des variszischen Gebirges gefunden hat.

Fassen wir unsere Ergebnisse zusammen, so erhalten wir ganz schematisch den in Fig. 4 dargestellten Schnitt in der NS-Richtung durch Europa. Die darin weiter in etwa 60 km Tiefe eingezeichnete Fläche zeichnet sich dadurch aus, daß an ihr die Wellengeschwindigkeit plötzlich für einige Kilometer Tiefe konstant wird oder sogar etwas abnimmt. Möglicherweise haben wir hier die Grenze zwischen kristallinem und amorphem Material. Hinzuweisen wäre ferner noch auf das Ergebnis, daß fast alle genaueren Herdbestimmungen seither auf eine Tiefe von etwa 30 km führten, so daß die Vermutung nahe liegt, daß die in der Erdkruste vorhandenen Spannungen besonders leicht in der etwa in dieser Fläche gelegenen Schichtgrenze zur Auslösung kommen, an welcher der Zusammenhang leichter reißt als innerhalb der Schollen; besonders groß ist dann wiederum die Erdbebengefahr da, wo in einem Gebiet mit relativ hoher Spannung vertikale Störungen (Verwerfungen) diese Schichtgrenze durchschneiden. An einer solchen Stelle der Grenzfläche in ca. 30 km Tiefe reißt dann der Zusammenhang, der Riß pflanzt sich in verschiedenen Richtungen, aber auch wieder besonders leicht in den gestörten Flächen, fort und kann dabei auch die Erdoberfläche erreichen und dort sichtbare Änderungen hervorrufen.

Zum Schluß seien noch die Geschwindigkeiten V der Wellen in den verschiedenen Tiefen zusammengestellt sowie die Elastizitätsmoduln E , die sich bei einer Dichte 2,7 an der Erdoberfläche und 2,9 in der Tiefe ergeben, wenn man die Poissonsche Konstante zu 0,28 annimmt, wie sie normalerweise in der Erdkruste gefunden wurde, und einige im Laboratorium gefundene Werte für E diesen gegenübergestellt. Dabei ist es allerdings nicht ausgeschlossen, worauf R. A. DALY hinwies, daß die im Laboratorium unter Anwendung von hohen Überdrücken gefundenen Werte zu klein ausfallen. DALY nahm an, daß die oberste Schicht aus Granit mit α -Quarz, die folgende aus Granit mit β -Quarz und die unterste aus Material ähnlich Plateaubasalt bestände, während von anderer Seite periodit- oder dunitartige Gesteine unterhalb 50 km Tiefe vermutet werden.

Süddeutschland,	obere Schicht	$V = 5,5$ km/sec	$E = \text{ca. } 6\frac{1}{2} \cdot 10^{11}$ CGS
Norddeutschland,	"	$V = 6,0$ "	$E = \text{ca. } 7\frac{3}{4} \cdot 10^{11}$
Europa,	mittlere	$V = 6,3$ "	$E = \text{ca. } 9 \cdot 10^{11}$
	untere	$V = 8,0$ "	$E = \text{ca. } 15 \cdot 10^{11}$

Im Laboratorium beobachtet:

Washington-Granit,	2000 Atm. Druck	$E = 6,0 \cdot 10^{11}$
Westerly-Granit,	2000 " "	$E = 6,9 \cdot 10^{11}$
Stone-Mt.-Granit,	2000 " "	$E = 7,0 \cdot 10^{11}$
Feldspat (Oligoklas)	2000 " "	$E = 9,1 \cdot 10^{11}$
Basalt	2000 " "	$E = 5,7 \cdot 10^{11}$
"	10000 " "	$E = 8,1 \cdot 10^{11}$
Augit	2000 " "	$E = 13,3 \cdot 10^{11}$
Dunit	2000 " "	$E = 16,5 \cdot 10^{11}$
"	10000 " "	$E = 17,5 \cdot 10^{11}$

2000 Atm. Druck entsprechen etwa 7 km Tiefe, 10000 Atm. etwa 36 km Tiefe. Die beobachteten Werte sind bei verschiedenen Stücken des gleichen Gesteins oft sehr verschieden.

Literatur.

- B. GUTENBERG, Der Aufbau der Erdkruste. Zeitschr. f. Geophysik 3, 371, 1927.
 —, Die Herdtiefe der süddeutschen Beben 1911 und 1913. Gerlands Beitr. z. Geophysik 18, 379, 1927.
 —, Die mitteleuropäischen Beben vom 16. Nov. 1911 und 20. Juli 1913. Veröff. Zentralbüro der Int. Seismol. Assoc. Straßburg 1915.
 V. INGLADA, Über die Berechnung der Herdtiefe. . . Zeitschr. f. Geophysik 3, 317, 1927.
 H. JEFFREYS, On near earthquakes. Gerlands Beitr. z. Geophysik, 17, 417, 1927.
 A. MOHROVIĆIĆ, Das Beben vom 8. Okt. 1909. Jahrbuch d. Meteorol. Observat. Zagreb, 9, T. IV, S. 1.
 S. MOHROVIĆIĆ, Die reduzierte Laufzeitkurve. Gerlands Beitr. z. Geophysik 18, 217, 1914.
 E. WICHERT, Untersuchung der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen. Geol. Rundschau, 17, 339, 1926.
 V. CONRAD, Laufzeitkurven der Tauernbebens vom 28. Nov. 1923. Mitt. d. Erdbebenkomm. Wien, N. F. 59, 1925.
 R. A. DALY, Amer. Journ. of Science, 15, 108, 1928; Gerlands Beitr. z. Geophysik 19, 194, 1928.