

## Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege.

Von E. Tams in Hamburg.

### I.

Durch die von A. WEGENER angestellte Hypothese der Horizontalverschiebung der Kontinente werden die Kontinentalschollen in einen besonders scharfen Gegensatz zu den ozeanischen Böden gestellt, denn nach ihrer Grundanschauung tritt gegenüber dem wesentlich salischen Material der Kontinente schon in den Tiefseeböden selbst das schwerere simische Gestein zutage. Bei solcher Auffassung müssen sich schon die oberflächlichen Schichten unterhalb der Ozeane in ihren physikalischen Eigenschaften z. T. merklich von dem kontinentalen Material unterscheiden und mit Verschiedenheiten der Dichte auch solche der Elastizitätskonstanten vorhanden sein. So liegt es denn nahe, zu untersuchen, ob nicht die seismischen Oberflächenwellen bei ihrer Ausbreitung über die Erde verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeiten haben, je nachdem ihre Wege überwiegend kontinental sind oder zur Hauptsache über ozeanischen Boden führen.

Die Theorie der seismischen Oberflächenwellen ist im wesentlichen von Lord RAYLEIGH und H. LAMB ausgearbeitet und dann vom Fürsten B. GALITZIN in seiner Abhandlung „Über die Dispersion und Dämpfung der seismischen Oberflächenwellen“<sup>1</sup> aufgenommen und weitergeführt worden. Bedeutet  $v_1$  und  $v_2$  die Geschwindigkeit der longitudinalen ersten bzw. der transversalen zweiten Vorläuferwellen in den Oberflächenschichten und  $V$  diejenige der die Hauptphase in einem Seismogramm ansmachenden Oberflächenwellen, und wird  $\left(\frac{V}{v_2}\right)^2 = x$  gesetzt, so lehrt diese Theorie, daß unter gewissen vereinfachenden Voraussetzungen, n. a. auch unter Vernachlässigung der Absorption,  $x$  der kubischen Gleichung

$$x^3 - 8x^2 + 8\left[3 - 2\left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2\right]x - 16\left[1 - \left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2\right] = 0$$

genügt, so daß  $V = \sqrt{x} \cdot v_2$  einen nur von  $v_1$  und  $v_2$  abhängigen konstanten Wert hat. Für die bisher gebräuchlichsten Werte

<sup>1</sup> Bull. de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Petersbourg. 1912. p. 219—236. Siehe auch: Fürst B. GALITZIN, Vorlesungen über Seismometrie. Deutsche Bearbeitung von O. HECKER. 1914. p. 64 ff.

$v_1 = 7,17$  [km sec<sup>-1</sup>] und  $v_2 = 4,01$  [km sec<sup>-1</sup>], welche K. ZOEPPRITZ und L. GEIGER errechneten<sup>1</sup>, ergibt sich daraus  $x = 0,852$ . also  $V = 0,923 \cdot v_2 = 3,70$  [km sec<sup>-1</sup>].

Da nun bekanntlich

$$v_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{und} \quad v_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

ist, wo  $\rho$  die Dichte des Mediums und  $\lambda$  und  $\mu$  seine LAME'schen Elastizitätskonstanten,  $\mu$  insbesondere auch seine Rieghkeit bezeichnen, so entspricht den benutzten Werten von  $v_1$  und  $v_2$  zugleich der nur wenig von  $\frac{1}{2}$  abweichende Wert 0,272 der sogen. Elastizitätszahl oder Poisson'schen Konstanten

$$\sigma = \frac{1}{2} \frac{\lambda}{\lambda + \mu} = \frac{v_1^2 - 2v_2^2}{2(v_1^2 - v_2^2)}$$

und die kubische Gleichung kann, da  $\left(\frac{v_0}{v_1}\right)^2 = \frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}$  ist, allgemein auch in der Form

$$x^3 - 8x^2 + 8 \frac{2-\sigma}{1-\sigma} x - 8 \frac{1}{1-\sigma} = 0$$

geschrieben werden, in der nur  $\sigma$  als unabhängige Variable auftritt.

Nach den Untersuchungen von ZOEPPRITZ und GEIGER (l. c.) weisen nun  $v_1$  und  $v_2$  mit wachsender Tiefe sogleich eine ausgesprochene Zunahme auf, derart, daß  $v_1$  in 100 bzw. 200 km Tiefe schon die Werte 7,59 bzw. 8,01 [km sec<sup>-1</sup>] erreicht und  $v_2$  in denselben Tiefen auf 4,24 bzw. 4,48 [km sec<sup>-1</sup>] angewachsen ist. Die Elastizitätszahl  $\sigma$  bleibt dagegen nahezu konstant, indem einem Oberflächenwert von 0,2724<sup>2</sup> in den Tiefen von 100 und 200 km die Werte 0,2732 und 0,2724 entsprechen. Aus diesen Verhältnissen dürfte zu ersehen sein, daß, wenn im Meeresboden das die kontinentalen Salschollen unterlagernde dichtere Sima selbst zutage tritt, die Oberflächenwellen sich auf ozeanischen Wegen schneller fortpflanzen müssen als auf kontinentalen Wegen, denn in der Gleichung  $V = 0,923 \cdot v_2$  ist für  $v_2$  in dem an sich tiefer als das Sal gelegenen Sima ein etwas höherer Wert als der durchschnittliche Oberflächenwert 4,01 [km sec<sup>-1</sup>] einzusetzen, während der Proportionalitätsfaktor 0,923 wegen der fast völligen Konstanz der Elastizitätszahl praktisch unverändert bleibt. Es erhellt aber auch so viel, daß der Unterschied jedenfalls nicht beträchtlich sein kann, da ja z. B. einer Zunahme von  $v_2$  um 0,1 [km sec<sup>-1</sup>] auch nur eine Zunahme von  $V$  um rund 0,09 [km sec<sup>-1</sup>] entspricht, und

<sup>1</sup> Über Erdbebenwellen. III. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1909. p. 428.

<sup>2</sup> In der angeführten Arbeit von ZOEPPRITZ und GEIGER ist irrtümlich 0,2578 angegeben.

dabei dürfte nach den oben für die Tiefen von 100 und 200 km gemachten Angaben zu dem für  $v_2$  angenommenen Zuwachs von 0,1 [km sec<sup>-1</sup>] schon eine Tiefenstufe von rund 40 km gehören.

Um aber diese vorweggenommene theoretische Orientierung über die in der Wirklichkeit zu erwartenden Verhältnisse richtig einzuschätzen, muß noch berücksichtigt werden, daß die hier benutzten Zahlenwerte bei dem gegenwärtigen Stand der Forschung noch nicht als durchaus sicher angesehen werden können. So fand H. F. REID<sup>1</sup> auf Grund der Seismogramme des kalifornischen Bebens von 1906  $v_2$  an der Oberfläche gleich 4,8 [km sec<sup>-1</sup>] und in 280 km Tiefe gleich 5,25 [km sec<sup>-1</sup>], und C. ZEISSIG<sup>2</sup> erhielt aus Beobachtungen über süddeutsche Beben für  $v_1$  einen Oberflächenwert von 6,3 [km sec<sup>-1</sup>]. Immerhin ist das Anwachsen dieser Geschwindigkeiten mit der Tiefe als gewiß zu betrachten, und dürfte das hier schätzungsweise entworfene Bild jedenfalls in seinem Kernpunkt zutreffen.

## II.

Rein empirisch hat schon REID kurz zu der Frage der Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Oberflächenwellen (d. i. nach seiner Bezeichnung der „regular waves“ im Seismogramm) von der Beschaffenheit des Weges in seinem Werke über das kalifornische Beben<sup>3</sup> Stellung genommen. Er kommt dabei, ohne es ausführlicher zahlenmäßig zu belegen, zu dem Ergebnis, daß, wenn überhaupt eine solche Abhängigkeit vorhanden ist, die Geschwindigkeitsunterschiede geringer als die Beobachtungsfehler sind. In einer Notiz zu einer Arbeit von W. PECHAU über Absorption und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hauptbebenwellen nimmt ferner O. MEISSNER<sup>4</sup> eine Scheidung der Beben nach verschiedenen Ursprungsgebieten vor und faßt nach diesen Gruppen die errechneten Geschwindigkeiten zu Mittelwerten zusammen, um so für die innerasiatischen Beben mit  $V = 3,52$  [km sec<sup>-1</sup>] den niedrigsten Wert zu erhalten. Eine Gegenüberstellung der Geschwindigkeiten auf kontinentalen und ozeanischen Wegen findet sich dort jedoch nicht; sie wäre auch nach dem benutzten Material — es handelt sich um die Beobachtungen einiger deutscher Stationen — nur mehr andeutungsweise möglich gewesen.

Für die Untersuchung dieser Frage kann dagegen das San Franzisko-Beben als besonders geeignet angesehen werden, denn

<sup>1</sup> The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission. II. The Mechanics of the Earthquake by H. F. REID. Washington, D. C. 1910. p. 123. Taf. 13.

<sup>2</sup> Bemerkungen zu den Süddeutschen Erdbeben 1911 und 1912. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. usw. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 33. 1912. p. 90 ff.

<sup>3</sup> l. c. p. 130.

<sup>4</sup> GERLAND'S Beiträge zur Geophysik. XIV. Heft 1. 1915. Kl. Mitt. p. 10—12.

einerseits sind sein Epizentrum und seine Stoßzeit sehr genau bekannt und ist die Phaseinteilung der Seismogramme sehr sorgfältig durchgeführt worden, und andererseits stehen die Wege nach den Stationen im Osten von Nordamerika und in Mexiko als rein kontinental den Wegen nach den ostasiatischen und nenseeländischen Stationen als rein ozeanisch gegenüber. Das Epizentrum des zerstörenden Stoßes ist zu  $38^{\circ}03' \pm 4' \text{ N}$ ,  $122^{\circ}48' \pm 5' \text{ W}$ , d. i. 40 bis 50 km unweit von San Franzisko, zwischen Olema und dem südlichen Ende der Tomalesbucht, und seine Eintrittszeit zu  $13^{\text{h}} 12^{\text{m}} 28^{\text{s}} \pm 2 \text{ sec M.Gr.Z.}$  bestimmt worden.

Berechnet man nun nach der einfachen Formel  $V = \frac{L}{T}$ , in welcher  $L$  die Epizentraldistanz der betreffenden Station und  $T$  die Laufzeit der „regular waves“, d. h. die Differenz zwischen der Zeit ihres Eintreffens an der Station und der Stoßzeit im Epizentrum bedeutet und zu deren Anwendung eben auch der Umstand berechtigt, daß die empirisch festgestellte mittlere Laufzeitkurve dieser Wellengattung geradlinig ist. auf Grund der von REIN gegebenen Daten<sup>1</sup> die Fortpflanzungsgeschwindigkeit für die 9 Stationen Tokio, Osaka, Kobe, Zikawei (bei Schanghai), Taihoku (Formosa), Wellington und Christchurch (Neu-Seeland), Manila und Batavia, so ist:

$$V = 3,847 \text{ [km sec}^{-1}\text{]} \pm 0,045 \text{ m. F.},$$

während man für die 5 Stationen Tacubaya (bei Mexiko), Toronto, Washington, Cheltenham (Maryland) und Albany (New York):

$$V = 3,770 \text{ [km sec}^{-1}\text{]} \pm 0,104 \text{ m. F.}$$

erhält. Wenn sich daher auch hiernach die Geschwindigkeit für die ozeanischen Wege größer als für die kontinentalen ergibt, so liegt aber doch in der Tat der Unterschied innerhalb der Fehlergrenzen, kann also nach diesen Daten nicht als erwiesen gelten.

Bei der Schwierigkeit, gerade das Eintreffen der Oberflächenwellen, den Beginn der Hauptphase im Seismogramm, richtig festzustellen (in günstigen Fällen auf etwa Zehntelminuten genau, nicht selten aber mit einer Ungenauigkeit von Minuten), kann indessen auch nur bei Verwendung einer wesentlich größeren Zahl von Beobachtungen ein genaueres Resultat erhofft werden. Im Fall des kalifornischen Bebens liegen für die angegebenen Stationen die Geschwindigkeiten bei ozeanischem Wege zwischen den Grenzen 3,64 und 4,04 und bei kontinentalem Wege zwischen 3,39 und 3,96. Die Zeit des Auftauchens der Oberflächenwellen oder der „regular waves“ oder auch nach internationaler Bezeichnung der *undae longae* („lange Wellen“) ist vielfach den Erdbebendiagrammen um so weniger sicher zu entnehmen, als auch reflektierte, durch den Erdkörper selbst sich fortplanzende

<sup>1</sup> l. c. p. 115 u. 116. Tabelle 7.

Wellenzüge der zweiten Vorläufer oft große Perioden aufweisen und nicht selten ganz allmählich in die Hauptphase hinüberleiten. Andererseits reagieren manche Seismographen bei nicht geeigneter Einstellung und unzureichender Empfindlichkeit erst auf die späteren, stärkeren und etwas kürzerperiodischen Wellen der Maximalphase im engeren Sinne, während von Apparaten ohne Dämpfungsvorrichtung infolge der bei ihnen nicht unterdrückbaren instrumentellen Eigenschwingungen auch ein ganz irreführendes Bild entworfen werden kann. Endlich sind auch die mehr äußeren Umstände der Registrierweise, ob die mit Reibung arbeitende mechanische Methode (Rußschreibung) oder die reibungslos arbeitende optische angewandt ist, sowie die Registriergeschwindigkeit, d. h. die Geschwindigkeit der Fortbewegung des Registrierbogens unter der Schreibspitze oder dem Lichtpunkt, keineswegs bedeutungslos. Betreffs der Ermittlung des Auftauchens der langen Wellen kann z. B. ein niedriger Wert der Vergrößerung gut aufgewogen werden durch photographische Aufzeichnung und niedrige, die langperiodischen Wellen mehr zusammendrängende und daher bei kleiner Amplitude leichter erkennbar machende Registriergeschwindigkeit. Aus allen diesen Gründen kann es nicht anfallen, wenn sich bei Verwertung eines ungesichteten Materials von Beobachtungsdaten der einzelnen Erdbebenstationen Geschwindigkeiten ergeben, die teilweise einerseits bis an  $5 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$  heranreichen, ja vereinzelt sogar diesen Wert überschreiten, und andererseits bis zu  $3 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$  herabreichen und in Einzelfällen auch noch erheblich unter diesem Werte stehen. Die Mehrzahl der Werte liegt allerdings zwischen den Grenzen von etwa  $3\frac{1}{2}$  und gut  $4 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$ , und W. PECHAU<sup>1</sup> fand im Mittel aus 231 Werten, wenn wir uns auf die Angabe von 3 Dezimalen beschränken,  $V = 3,787 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$ , einen Betrag, der indessen wohl noch etwas zu klein ist.

Es dürften daher die Grenzen nicht zu eng gesetzt worden sein, wenn ich im folgenden nur solche Werte berücksichtigt habe, welche nicht kleiner als  $3,3$  und nicht größer als  $4,3 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$  sind, sich also um nicht mehr als rund  $0,5 \text{ [km sec}^{-1}\text{]}$  von dem soeben angeführten Mittelwert entfernen. Es ist vielmehr nach den bisher aufgestellten Laufzeitkurven wahrscheinlich, daß auch dann noch z. T. sowohl zu späte Welleneinsätze als auch reflektierte zweite Vorläufer mituntergelaufen sind, doch kann angenommen werden, daß sich bei großer Anzahl der Einzelbeobachtungen diese entgegengesetzten Fälle ungefähr aufheben. Abgesehen wurde noch von einer wahrscheinlich vorhandenen Dispersion, d. h. einer Abhängigkeit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von der Wellenperiode, was übrigens, da die Wellenperiode sich mit der Länge des zurück-

<sup>1</sup> Absorption und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hauptbebenwellen. GERLAND'S Beiträge zur Geophysik. XIII. 1914. p. 279.

gelegten Weges ändert, auch eine Abhängigkeit von der Epizentraldistanz in sich schließen würde. Auf diesen letzten möglichen Zusammenhang wies empirisch auch O. MEISSNER in seiner oben erwähnten Notiz hin. Die Wellenperiode wäre jedenfalls nur sehr lückenhaft zu berücksichtigen gewesen, da viele Apparate zurzeit noch ungedämpft sind, aber auch bei den Registrierungen gedämpfter Seismographen Periodenangaben nicht immer gemacht werden. Da ferner die erörterte Unsicherheit in der Bestimmung des Zeitpunkts des Auftretens der „langen Wellen“ sowie etwaige Ungenauigkeiten in der Festlegung des Epizentrums und der Stoßzeit des Bebens für die Berechnung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit bei kleinen Epizentraldistanzen mehr ins Gewicht fallen als bei großen, habe ich nur Beobachtungen in Entfernungen nicht kleiner als 3000 km vom Epizentrum benutzt. In einer für die Zwecke dieser Arbeit befriedigenden Weise ist eine Ermittlung von Epizentrum und Stoßzeit nur bei einzelnen größeren Beben, wie z. B. dem kalifornischen Erdbeben von 1906, möglich. Hierhin können aber auch noch in mehr oder weniger hohem Grade einige andere für unsere Untersuchung geeignet gelegene Beben der Jahre 1906 und 1907 gezählt werden, über welche zugleich in den von S. SZIRTES bearbeiteten Katalogen der internationalen seismologischen Assoziation<sup>1</sup> und für das kolumbianische Erdbeben vom 31. Januar 1906 auch in einer von E. RUDOLPH und S. SZIRTES verfaßten Monographie<sup>2</sup> das gesamte mikroseismische Material veröffentlicht ist.

Als Koordinaten des Epizentrums des großen Bebens vom 31. Januar 1906 ergaben sich nach den beiden eben genannten Autoren  $0^{\circ}50' \pm 20' N$  und  $81^{\circ}32' \pm 40' W$ , d. i. im Meere, etwa in der Breite von Esmeraldas (Ecuador), in 150 km Abstand von der Küste, und die Stoßzeit wurde zu  $15^h 35^m 51^s \pm 3 \text{ sec M.Gr.Z.}$  gefunden. Diese Lage des Epizentrums macht den Weg der Oberflächenwellen nach Europa ganz überwiegend ozeanisch (atlantisch), und es berechnet sich auf Grund der in Tabelle 3 der angeführten Monographie gegebenen Daten aus den Beobachtungen von 16 europäischen Stationen und außerdem von Zikawei (bei Schanghai) und Batavia am Westrand des Pazifischen Ozeans die Geschwindigkeit der Oberflächenwellen längs ozeanischer Wege zu:

$$V = 3,806 [\text{km sec}^{-1}] \pm 0,046 \text{ m. F.}$$

Ähnlich günstig sind die Ausgangsgebiete der beiden Beben vom 1. Juli und 30. Dezember 1907 gelegen, deren Epizentren nach SZIRTES auf Grund makroseismischer Nachrichten in  $13^{\circ}16' N$ ,  $87^{\circ}39' W$ , d. i. etwa Amapala (Honduras), und in  $12^{\circ}08' N$ ,

<sup>1</sup> Katalog der im Jahre 1906 registrierten seismischen Störungen. II. Teil. Straßburg 1910; und Registrierungen der besser ausgeprägten seismischen Störungen des Jahres 1907. Straßburg 1912.

<sup>2</sup> GERLAND's Beiträge zur Geophysik. XI. 1912. p. 132 ff. u. p. 207 ff.

86° 15' W, d. i. Managua (Nikaragua) angenommen worden sind. Für die Stoßzeit fand ich unter Benutzung der neueren Laufzeiten von L. GEIGER und B. GILTENBERG<sup>1</sup> im ersten Fall aus den Ankunftszeiten in Tacubaya, Cheltenham, Washington, Ottawa und Uccle (Brüssel): 13<sup>h</sup> 08<sup>m</sup> 50<sup>s</sup> ± 4 sec M.Gr.Z. und im zweiten Fall aus den entsprechenden Zeiten in Tacubaya, Vieques (Porto Rico), Cheltenham, Washington, Ottawa und Sitka: 5<sup>h</sup> 26<sup>m</sup> 43<sup>s</sup> ± 2 sec M.Gr.Z. Für das Beben in Honduras ergibt sich nun aus den Beobachtungen an 19 europäischen Stationen und in Batavia:

$$V = 3,941 \text{ [km sec}^{-1}\text{]} \pm 0,022 \text{ m. F.}$$

und für das Beben in Nikaragua aus den Beobachtungen an 20 europäischen Stationen sowie in Honolulu und Apia wenig abweichend:

$$V = 3,916 \text{ [km sec}^{-1}\text{]} \pm 0,029 \text{ m. F.}$$

Für die Ermittlung der Geschwindigkeit längs kontinentaler Wege bieten sich zunächst vier andere bedeutende Beben des Jahres 1907 dar, von denen zwei im Abstand von rund 3 Stunden am 18. April auf den Philippinen und zwei am 21. und 27. Oktober in Mittelasien (Buchara) stattfanden. Die beiden Philippinen-Beben wie die beiden mittelasiatischen Beben gingen je von demselben Epizentralgebiet aus, das auf Grund ausführlicherer makroseismischer Nachrichten genauer festgelegt werden konnte. Darnach kann, wie es im Katalog für 1907 geschehen ist, das eigentliche Epizentrum der beiden Beben vom 18. April in 13° 38' N, 122° 52' E, d. i. in Camarines (SE-Luzon), und dasjenige der beiden Beben vom 21. und 27. Oktober in 38° 20' N, 67° 45' E, d. i. in Buchara, etwa 170 km sö. von Samarkand, angenommen werden. Die Stoßzeit der Philippinenbeben ermittelt sich dann aus dem Beginn der Registrierung in dem nur 230 km vom Epizentrum entfernten Manila und der zugehörigen Laufzeit der ersten Vorläufer von 32 sec zu 20<sup>h</sup> 59<sup>m</sup> 52<sup>s</sup> bzw. 23<sup>h</sup> 52<sup>m</sup> 32<sup>s</sup> M.Gr.Z., während man für die Stoßzeit des mittelasiatischen Bebens vom 21. Oktober aus den Ankunftszeiten der ersten Vorläufer in Wien, Hamburg, Straßburg, Zikawei, Osaka und Mizusawa: 1<sup>h</sup> 23<sup>m</sup> 25<sup>s</sup> ± 7 sec M.Gr.Z. und für diejenige des anderen Bebens vom 27. Oktober aus den entsprechenden Zeiten in Taschkent, Jekaterinburg, Harpoot (Armenien), Wien, Göttingen, Straßburg: 5<sup>h</sup> 15<sup>m</sup> 57<sup>s</sup> ± 2 sec M.Gr.Z. erhält.

Auf dieser Grundlage liefern die im mikroseismischen Katalog gegebenen Daten als Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen durch Eurasien

für das erste Philippinenbeben vom 18. April nach den Beobachtungen an 30 Stationen:

$$V = 3,765 \text{ [km sec}^{-1}\text{]} \pm 0,045 \text{ m. F.}$$

<sup>1</sup> Über Erdbebenwellen. VI. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1912. p. 670 u. 671. Tabelle 17.

für das zweite Philippinenbeben vom 18. April nach den Beobachtungen an 27 Stationen kaum abweichend:

$$V = 3,768 \text{ [km sec}^{-1}] \pm 0,054 \text{ m. F.}$$

für das mittelasiatische Beben vom 21. Oktober nach den Beobachtungen an 19 Stationen:

$$V = 3,837 \text{ [km sec}^{-1}] \pm 0,065 \text{ m. F.}$$

und für das mittelasiatische Beben vom 27. Oktober nach den Beobachtungen an 11 Stationen:

$$V = 3,760 \text{ [km sec}^{-1}] \pm 0,069 \text{ m. F.}$$

Der besseren Übersicht wegen sind die errechneten Geschwindigkeitswerte in den beiden folgenden Tabellen 1 und 2 zusammengestellt worden:

Tabelle 1

E r d b e b e n	V [km sec <sup>-1</sup> ] Ozeanische Wege	Anzahl der Einzelwerte
Kalifornien 18. IV. 1906 . . . . .	3,847 ± 0,045	9
Kolumbien 31. I 1906 . . . . .	3,806 ± 0,046	18
Honduras 1. VII. 1907 . . . . .	3,941 ± 0,022	20
Nikaragua 30. XII. 1907 . . . . .	3,916 ± 0,029	22

Tabelle 2

E r d b e b e n	V [km sec <sup>-1</sup> ] Kontinentale Wege	Anzahl der Einzelwerte
Kalifornien 18. IV. 1906 . . . . .	3,770 ± 0,104	5
Philippinen (1. Beben) 18. IV. 1907 . . . . .	3,765 ± 0,045	30
(2. Beben) 18. IV. 1907 . . . . .	3,768 ± 0,054	27
Buchara 21. X. 1907 . . . . .	3,837 ± 0,065	19
27. X. 1907 . . . . .	3,760 ± 0,069	11

Überblickt man diese beiden Tabellen, so zeigt sich, daß in der Tat im Durchschnitt die Geschwindigkeit auf ozeanischen Wegen größer ist als auf kontinentalen, und zwar um rund 0.1 [km sec<sup>-1</sup>]; denn gibt man einmal den mitgeteilten Werten das gleiche Gewicht — die angegebenen mittleren Fehler und die Anzahl der Einzelbeobachtungen sind für die Gewichtsuteilung nicht allein maßgebend, da die Zuverlässigkeit der Mittelwerte in hohem Grade namentlich auch von der Genauigkeit der Stoßzeit des Bebens im Epizentrum abhängt — und bildet das Mittel, so ergibt sich jene gleich 3,878, diese dagegen gleich 3,780 [km sec<sup>-1</sup>].

Doch darf man dieses Ergebnis angesichts der vielen bei der Berechnung nicht immer hinreichend ausschaltbaren Unsicherheiten bei der geringen Anzahl der benutzten Beben noch nicht als ge-



nügend beweiskräftig betrachten. Auffallend ist z. B. der verhältnismäßig niedrige Wert, der sich bei dem kolumbianischen Beben für die Geschwindigkeit längs ozeanischer Wege ergeben hat und der unter dem Werte liegt, welcher bei dem ersten Buchara-Beben relativ hoch für die Geschwindigkeit längs kontinentaler Wege ermittelt worden ist. Bemerkenswert sind indessen andererseits auch die beiden fast gleichen niedrigen Werte für die Philippinenbeben und die beiden, auch nicht wesentlich verschiedenen, hohen Werte für die Beben in Honduras und Nikaragua. Würde man zur Ermittlung der Stoßzeiten die von S. MOHOROVIC<sup>1</sup> gefundenen reduzierten Laufzeiten der normalen ersten Vorläufer<sup>1</sup> benutzt haben, so hätten sich die Stoßzeiten für die beiden Philippinenbeben um 8 sec früher und damit die Geschwindigkeiten noch etwas kleiner ergeben, während die Eintrittszeiten der Erdbeben in Honduras und Nikaragua sich nur um je 1 sec früher gestellt hätten, so daß die berechneten Geschwindigkeiten praktisch unverändert geblieben wären.

(Schluß folgt.)

## Über die orographische Lage tektonischer Horste.

Von J. Moscheles in Prag.

Mit 2 Textfiguren.

In seiner Untersuchung „Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmisches Faltegebirges“<sup>2</sup> hat WÄXNER nicht nur seine Anschauungen über die noch immer strittigen tektonischen Verhältnisse von BARRANDE'S Silurmulde eingehend dargestellt, sondern auch alle diesbezüglichen, oft recht divergierenden Ansichten älterer und neuerer Autoren diskutiert. Dabei ist ihm gelegentlich der Kritik an den Vorstellungen von ED. STRESS ein Irrtum unterlaufen, der hier deshalb berichtigt werden soll, weil die in Frage kommenden Verhältnisse nicht nur methodisch betreffs der orographischen Lage tektonischer Horste von Wichtigkeit sind, sondern auch geeignet erscheinen, zur Lösung der Streitfragen über den Bau des mittelböhmisches Altpaläozoicums beizutragen.

In dem hier wiedergegebenen Querschnitt (Fig. 1) stellt WÄXNER schematisch die im mittelböhmisches Untersilur des „Nordflügels“ festgestellten Lagerungsverhältnisse dar. Denkt man sich die beiden Gebirgszonen durch eine lotrechte Verwerfung getrennt, so erscheint

<sup>1</sup> Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe usw. GERLAND'S Beiträge zur Geophysik. XIV. Heft 3. 1916. p. 189 u. 190.

<sup>2</sup> Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1916. 66. Heft 1. p. 1-72 (vgl. bes. p. 6/10).

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [1921](#)

Autor(en)/Author(s): Tams E.

Artikel/Article: [Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege. 44-52](#)