

Johann Schwilke.



Beobachtungen an pazifischen Beben.

Von

G. Angenheister.

Aus den Nachrichten von der K. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.
Mathematisch-physikalische Klasse. 1921.

Beobachtungen an pazifischen Beben.

Ein Beitrag zum Studium der obersten Erdkruste.

Von

G. Angenheister.

Vorgelegt von E. Wiechert in der Sitzung vom 3. Dezember 1920.

Inhalt.

- I. Makroseismische Beobachtungen an Beben von der Tongarinne.
- II. Die Neigung im Schüttergebiet.
- III. Bestimmung der Epizentren.
- IV. Die Laufzeitkurve
 - 1) Zwischen 0° und 20° Herddistanz.
 - 2) Zwischen 80° und 180° Herddistanz.
- V. Geschwindigkeit der Oberflächenwellen und Elastizität der obersten Erdkruste.
- VI. Größe der Bodenbewegung und ihre Absorption.
- VII. Periode der Oberflächenwellen und Dicke der obersten Erdkruste.
- VIII. Die oberste Erdschicht nach den Schweremessungen und nach ihrem seismischen Verhalten.
- IX. Zusammenfassung.

Tabellen.

- I. Liste der benutzten Beben.
- II. Herddistanz, Laufzeit etc. der Tongagroßbeben.
- III. Laufzeiten.
- IV. Zur Herdberechnung der Beben vom 1. V. und 31. VII. 1915.
- V. Auswertung des Bebens vom 1. V. 1915.
- VI. Auswertung des Bebens vom 31. VII. 1915.
- VII. Zusammenstellung der Daten des Bebens vom 1. V. 1915.
- VIII. Zusammenstellung der Daten des Bebens vom 31. VII. 1915.
- IX. Perioden der Hauptphase und Nachläuferwellen.

Figuren.

1. Karte der Epizentren der Tongabeben (Seite 8).
2. Laufzeitkurven bis 18° (Seite 26).
3. Laufzeitkurven bis 180° (Seite 27).

I. Makroseismische Beobachtungen an Beben von der Tongarinne.

Für die Erforschung der Tongabebeben sind die Beobachtungen am Samoa-Observatorium wegen der geringen Herdentfernung von besonderer Bedeutung.

Die großen Beben von der Tongarinne wurden alle in den Nachbarinseln gespürt. Die makroseismische Beobachtung konnte die Erschütterung der Vorläuferbewegung und der Hauptphase recht gut unterscheiden. Wenn der Vorläufer mit einem scharfen Stoß begann, der etwa 5—10 sec dauerte, trat nach einigen Sekunden verhältnismäßiger Ruhe die oftmals erheblich stärkere Hauptbewegung ein. Meist wurde dies von makroseismischen Beobachtern als zwei aufeinanderfolgende Stöße interpretiert. Das Schüttergebiet war, wie sich aus gesammelten Mitteilungen ergab, meist ein recht beträchtliches. Das Beben vom 26. VI. 1913 wurde bis zu 8° Herddistanz verspürt. Das Beben vom 26. VI. 1917 war das stärkste, das, soweit bekannt ist, je in Samoa wahrgenommen wurde. Es war vom Stärkegrad VIII nach der 12teiligen Skala. Nach den Aufzeichnungen muß die Maximalbeschleunigung in Samoa auf 30 cm/sec² geschätzt werden. Es wurde makroseismisch bis zu 6° Herddistanz wahrgenommen. Das Schüttergebiet scheint bei diesem Beben in NS-Richtung weiter ausgedehnt gewesen zu sein als in EW-Richtung. Der Flächeninhalt desselben kann auf etwa 10⁶ km² geschätzt werden. Die Schütterbewegung der Hauptphase war bei diesem Beben in Samoa vielfach stärker als die der Vorphase. Die Schütterwirkung der Hauptphase dauerte etwa 1½ Minute. Sie wurde auf dem sandigen Boden an der Küste nicht ganz so stark wahrgenommen wie auf dem felsigen Untergrund des höher gelegenen Inlands von Samoa, und überall, nur mit einer Ausnahme, wurde sie als Horizontalbewegung empfunden. In dem Ausnahmefalle wurden auf der vorspringenden schmalen Kuppe eines im Inland gelegenen Hügels wellenförmige Bewegungen ähnlich den Meereswellen wahrgenommen. Der Hügel erhebt sich in der Mitte eines großen Kraterbeckens, dessen Grund 250 m über dem Meere liegt. Infolge dieses heftigen Bebens vom 26. VI. 1917 steigerte sich für die nächsten Wochen die Sensibilität der menschlichen Nerven gegenüber Erderschütterungen. Unter günstigen Verhältnissen (in ruhender Lage im Oberstock) wurden damals noch Erschütterungen gefühlt, deren Maximalbeschleunigung nach den Aufzeichnungen des Seismographen weniger als 0,2 cm/sec² betrug, die also dem sonst als unfühlbar bezeichneten Stärkegrad I

angehören. Dagegen verspürte unser recht intelligenter Werkstattchinese, der zur Zeit des Bebens vom 26. VI. 1917 auf mäßig gutem Wege auf dem Zweirad fuhr, nichts von der Schütterwirkung von der Stärke VIII.

Das Beben vom 31. III. 1907 wurde in Tonga als Stärkegrad VI (1—1½ min.) gefühlt. Das Beben vom 30. IV. 1919 wurde in Haapai 2½ min. lang verspürt, in Tongatabu nur etwa 50 sec. Der Herd liegt sehr viel näher bei Haapai. Ähnliche Zeitdauer wurde für die anderen Großbeben gemeldet. Kleine, einige Meter lange Veränderungen der festen Erdoberfläche wurden auf den Inseln bei einzelnen Beben festgestellt, besonders auf angeschüttetem Boden; auch Abstürze an sehr abschüssigen Felswänden waren als Wirkungen der Erschütterungen festzustellen. Nur einmal soll eine größere Veränderung beobachtet sein auf den Keppel-Inseln, ganz in der Nähe des Bebenherdes vom 26. VI. 1917. Dort soll sich bei diesem Beben eine Lagune gehoben haben und jetzt trocken sein; eine Steinmole dagegen soll versunken sein.

Das verhältnismäßig große Schüttergebiet der starken Tongabebeben läßt eine beträchtliche Herdtiefe vermuten. Andererseits wurden bei einigen Tongagroßbeben Flutwellen und vulkanische Tätigkeit beobachtet, die auf große Veränderungen der festen Oberfläche am Meeresgrund schließen lassen. Die Beben vom 1. V. 1917, 26. VI. 1917, 16. XI. 1917 und 30. IV. 1919 waren von Flutwellen begleitet. Nach dem Beben vom 26. VI. 1913 wurde Bimstein in Tonga angeschwemmt. Nach dem Beben vom 26. VI. 1917 wurde ein großes Bimsteinfeld auf offenem Meere im Tongaarchipel wahrgenommen.

II. Die Neigungen im Schüttergebiet.

Die Behauptung, daß im Schüttergebiet makroseismisch merkbare Neigungen auftreten, taucht immer wieder auf. Früher wurden auch erhebliche Neigungen in den Hauptwellen der Fernbeben vermutet, konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Sind nun im Schüttergebiet Neigungen experimentell nachweisbar?

Um die Aufzeichnungen der Seismographen richtig zu verstehen, müssen wir zwischen wirklichen und scheinbaren Neigungen unterscheiden¹⁾. Das Fortschreiten einer vertikalen Verrückung z in der Richtung x über einer horizontalen Fläche während einer seismischen Störung veranlaßt Hebungen und Senkungen. Erfolgt

1) Siehe E. Wiechert, Theorie der autom. Seismographen. Berlin 1903.

die Bewegung als Sinuswelle, so kann die Vertikalverrückung in der Entfernung x für irgend einen Zeitpunkt dargestellt werden durch:

$$z = \bar{z} \sin\left(2\pi \frac{x}{\lambda} + \delta\right),$$

worin \bar{z} den Maximalwert von z , λ die Wellenlänge und δ eine Phasenkonstante bedeutet. Die wirkliche Neigung i_x der Fläche in der Richtung x ergibt sich aus

$$i_x = \frac{dz}{dx} = \frac{2\pi}{\lambda} \bar{z} \cos\left(2\pi \frac{x}{\lambda} + \delta\right)$$

und der Maximalwert der wirklichen Neigung $\bar{i}_x = \frac{2\pi}{\lambda} \bar{z}$.

Bei einer horizontalen Verrückung infolge einer seismischen Störung tritt eine Änderung der Richtung der Schwerkraft auf. Erfolgt die Horizontalverrückung als Sinuswelle, so kann man für irgend einen Ort setzen

$$x = \bar{x} \sin\left(2\pi \frac{t}{T} + \delta\right);$$

die mit dieser Bewegung verknüpfte Änderung der Schwerkraftsrichtung ergibt sich aus der Horizontalbeschleunigung; es ist dann die scheinbare Neigung der Vertikalen

$$[i_x] = \frac{1}{g} \frac{d^2 x}{dt^2} = \frac{1}{g} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \bar{x} \sin\left(2\pi \frac{t}{T} + \delta\right)$$

und der Maximalwert der scheinbaren Neigung

$$[\bar{i}_x] = \frac{1}{g} \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \bar{x}.$$

Die Hauptphase sehr starker Fernbeben enthält Wellen, deren x und z mehrere mm betragen bei einer Periode von etwa 20 sec. Die Wellenlänge solcher Wellen ist bei einer Geschwindigkeit von $3\frac{1}{2}$ km/sec.

$$\lambda = vT = 70 \text{ km.}$$

Bei einer Verrückung von $\frac{1}{2}$ cm in der Horizontalen und einer gleichgroßen in der Vertikalen ergibt sich $\bar{i} = 0''.09$; $[\bar{i}] = 10''.3$. Die scheinbaren Neigungen sind also 115 mal größer. Die Horizontalseismographen zeichnen beide Neigungen auf. Die wirklichen Neigungen sind aber von den viel größeren scheinbaren überdeckt und im Seismogramm nicht zu erkennen.

Bei Nahbeben treten in der Hauptphase Horizontal- und Vertikalverrückungen auf von sehr viel kleinerer Periode bei nahe

gleicher Fortpflanzungsgeschwindigkeit als bei Fernbeben. Die Amplituden beider Verrückungen sind von gleicher Größenordnung, meist fast gleich. Angenähert ist also $\frac{\bar{i}}{[i]} = \frac{g}{2\pi v} T = \frac{T}{2200}$;

d. h. je kleiner die Periode, desto mehr überwiegen die scheinbaren Neigungen über die wirklichen. Die scheinbaren Neigungen treten also den wirklichen gegenüber bei Nahbeben noch mehr hervor als bei Fernbeben; die wirklichen Neigungen sind also noch weniger als bei Fernbeben im Seismogramm zu erkennen.

Andrerseits aber erreichen die wirklichen Neigungen fortschreitender Sinuswellen in der Hauptphase bei Nahbeben mitunter erhebliche Beträge, die vielleicht auf andere Weise sichtbar gemacht werden können. Die heftigen Beben von der nahen Tongarinne zeigten hier in der Hauptphase Wellen von $\frac{1}{2}$ —1 sec Periode und bis zu 5 mm Vertikalbewegung, dem 1".8—3".7 wirkliche Neigung entsprechen. Schon mit einem mäßig vergrößernden festmontierten Fernrohr sollten sich diese Neigungen an Sternen erkennen lassen. Unser Passageinstrument besitzt eine 30fache Vergrößerung. Eine periodische Neigung eines Sternes von 2" sollte damit noch erkannt werden. Das Okularmikrometer enthält neben 15 Parallelfäden 2 Querfäden mit einer Fadendistanz von 2.5 sec. im Äquator oder 37".5. Läßt man bei ostwestlicher Lage der Querfäden einen Stern sehr nahe an dem einen Querfaden entlang laufen, so lassen sich seitliches Hinundherschwanken des Sternes vom Betrage $\frac{1}{20}$ der Fadendistanz, also wirkliche nordsüdliche Neigungen von 2", noch sicher erkennen. Beim Beben vom 26. VI. 1917 wurden etwa 8 min. nach Beginn des Bebens Beobachtungen angestellt. Es konnten keine Neigungen mit Sicherheit mehr festgestellt werden. Die Vertikalbewegung war zu dieser Zeit auch schon etwa auf $\frac{1}{2}$ —1 mm gesunken, der aus ihr zu erwartende Betrag der wirklichen Neigung schon sicher kleiner als $\frac{1}{2}$ ".

Man kann hieraus entnehmen, daß wirkliche Neigungen von mehreren Bogensekunden auch im Schüttergebiet wenige Minuten nach Ende der Erschütterung nicht vorkommen, daß die wirklichen Neigungen also den aus ε und λ zu erwartenden Betrag wohl nicht sehr erheblich übersteigen werden.

Ob während der Erschütterung große Neigungen auftreten, wie die makroseismische Beobachtung bei sehr starken Beben behauptet, konnte noch nicht festgestellt werden. (Neigungen infolge Eigenschwingungen des massiven Beobachtungspfeilers ($1.1^m \times 0.5^m \times 0.5^m$) können selbst während der Schütterzeit des Bebens wohl nicht mit Bodenneigungen verwechselt werden.)

III. Bestimmung der Epizentren.

Zur Ermittlung der Epizentren von 13 Tongagroßbeben aus den Jahren 1907—19 wurden die makroseismischen Beobachtungen aus den Inseln mit berücksichtigt. Doch konnte sich mit ihrer Hilfe natürlich keine genaue Herdlage ergeben, wie das in dichtbevölkerten Gegenden zuweilen möglich ist, zumal der Herd hier wohl immer unter dem Meere lag. Zu genauen Bestimmungen des Epizentrums mußten die Aufzeichnungen der Seismographen der Nachbarstationen verwendet werden. Von diesen Stationen lag nur eine, Apia, im Schüttergebiet.

Die Epizentren wurden nun auf zwei Weisen bestimmt, erstens nur mit Hilfe der Aufzeichnungen in Apia; das Azimut des Herdes wurde aus dem Verhältnis der Komponenten der Bodenbewegung während des ersten Ausschlages der Vorläuferbewegung genommen, die Herddistanz aus der Vorläuferlänge $S-P$ nach den bekannten Laufzeitkurven. Die verwendete Göttinger Laufzeitkurve (1914) nach Gutenberg wurde mit der des Bebens vom 8. II. 1909 etc. nach Mohorovicic und der des süddeutschen Bebens vom 16. November 1911 nach Zeisig verglichen und für die in Frage kommenden Herddistanzen innerhalb 1—2 sec übereinstimmend gefunden.

Zweitens wurden die Epizentren mit Hilfe der in und am Pazifik gelegenen Stationen ohne Samoa berechnet. Die Herddistanz dieser Stationen lag meist zwischen 30° — 80° , nur selten etwas näher oder weiter. Benutzt wurden zu jedem Beben meist etwa 6—7 Stationen, nach Möglichkeit nach verschiedenen Azimuten verteilt; bevorzugt wurden, wenn Berichte von einer größeren Zahl von pazifischen Stationen vorlagen, diejenigen Stationen, die die empfindlicheren Instrumente mit größerer Registriergeschwindigkeit besitzen. Das verwendete Verfahren zur Bestimmung von Herdzeit und Epizentrum war hierbei ein approximatives. Es wurde von einer angenähert bekannten Herdzeit und Herdlage ausgegangen und die Herddistanzen für die verschiedenen Stationen bestimmt, daraus mit Hilfe der im Bereich 30° — 80° gut gesicherten Göttinger Laufzeitkurven von 1914 die Laufzeiten; aus ihnen und der angenommenen Herdzeit wurden Ankunftszeiten für die verschiedenen Stationen berechnet, die mit den beobachteten verglichen wurden. Aus der Differenz beider an einer Station wurde nach der Laufzeitkurve eine entsprechende Änderung der Herddistanz für diese Station vorgenommen und der Herd im Azimut der Station entsprechend verschoben. Aus den verschiedenen Ver-

schiebungen des Herdes in den Azimuten der verschiedenen Stationen wurde eine mittlere Verschiebung und damit ein verbesserter Herd gewonnen, daraus verbesserte Herddistanzen, dazu aus der Laufzeitkurve die Laufzeiten und daraus durch Subtraktion von den Ankunftszeiten eine verbesserte mittlere Herdzeit, etc. Das Verfahren kann sowohl graphisch wie auch rechnerisch verfolgt werden. (Siehe Geiger, Göttinger Nachrichten 1910.)

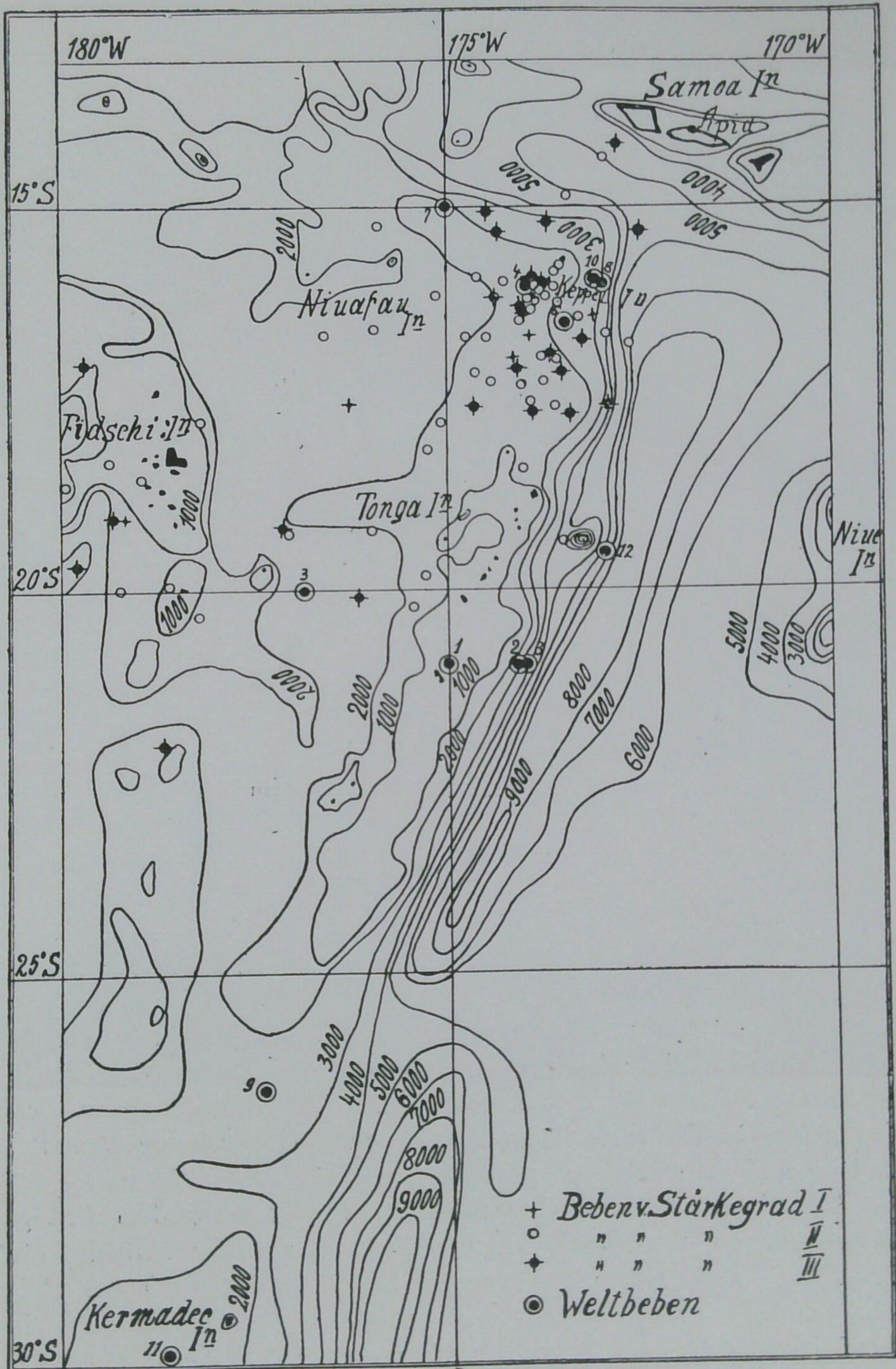
Die aus beiden Methoden gewonnenen Epizentren wurden miteinander verglichen. Die aus den Samoa-Registrierungen allein gewonnenen Epizentren besaßen für Samoa alle eine geringere Herddistanz (bis zu $2^{\circ}.4$, im Mittel $1^{\circ}.3$) als die aus den Beobachtungen der entfernteren Stationen berechneten. Die Azimute in Samoa nach den aus beiden Methoden berechneten Epizentren zeigten beträchtliche, doch nicht systematische Abweichungen von einander. Die aus den entfernten Stationen berechneten Epizentren schlossen sich im ganzen besser an die makroseismischen Beobachtungen an, als die aus den Samoaregistrierungen bestimmten.

Für eine Station in der Nähe des Herdes kann die Gestalt, Ausdehnung und Lage der Bruchlinie eines tektonischen Bebens von Einfluß sein auf die Laufzeit und damit auf die Vorläuferlänge. Man könnte sich denken, daß die Bewegung an dem näher an Apia gelegenen Ende der Bruchlinie leicht begonnen hat (Reißen), während der Hauptstoß von entfernteren Teilen kam, und daß nur die herdnahe Station den leichten Beginn des Reißens verzeichnete. Doch bei einem scharfen Stoß im Anfang der Vorläuferbewegung in Apia — und darum handelt es sich hier fast immer — läßt sich das relativ zu den andern Stationen verfrühte Eintreffen der Bewegung in Apia nicht so erklären, auch nicht durch eine große Herdtiefe, dafür ist die Verfrühung zu groß.

Ich möchte darum annehmen, daß aus den Ankunftszeiten entfernterer Stationen die Epizentren der Tongabeben richtig bestimmt sind und daß das verfrühte Eintreffen der Bewegung in Apia reell ist. Tabelle I gibt die Daten, Herdzeiten und Koordinaten dieser Epizentren. Für Apia wurden hieraus die Herddistanzen und Laufzeiten bestimmt und danach eine Laufzeitkurve für P und S und eine Kurve für $S - P$ gezeichnet.

Die Epizentren der 12 Großbeben wurden nach dem Datum nummeriert in die folgende Figur eingetragen. Sodann wurden für 77 weitere Tongabeben aus den Jahren 1913 bis 1919 die Epizentren mit Hilfe der Samoaregistrierungen allein bestimmt. Die Herddistanz aus $S - P$ nach der eben erwähnten aus den Tonga-großbeben gewonnenen Laufzeitkurve und das Azimut α aus dem

Karte der Erdbeben-Epizentren an der Tongarinne.



Figur 1.

Verhältnis der Horizontalkomponenten der Bodenbewegung des ersten Einsatzes $\frac{A_E}{A_N} = \operatorname{tg} \alpha$. Die erste vertikale Bodenbewegung zeigt an, ob eine Bewegung vom Herde fort (nach oben in der Station) oder zum Herde hin (nach unten) vorliegt. Die Epizentren dieser 77 Beben wurden ebenfalls in die Karte eingetragen. Der oben angestellte Vergleich der Azimute der aus Fernstationen berechneten Großbebenherde in Samoa mit den aus $\frac{A_E}{A_N}$ berechneten

Azimuten derselben Beben zeigte, daß wohl eine Streuung der Epizentren eintreten kann, wenn die Azimute aus dem Komponentenverhältnis berechnet werden, doch keine systematische Verschiebung aller Herde wahrscheinlich ist. Die eingetragenen 77 Beben zeigen nun tatsächlich eine gewisse Streuung, doch im wesentlichen eine ausgesprochene Gruppierung um eine nahe NS verlaufende Linie, deren Lage nach dem obigen als gut gesichert angenommen werden kann. Auch zeigt sich eine erhebliche Häufungsstelle bei den Keppel-Inseln. Die Karte enthält die Linien gleicher Meerestiefe. Die Beben liegen sämtlich auf dem Tonga-plateau westlich der Tongarinne und nicht in der Tongarinne. Ein Fortschreiten der Lage der Epizentren nach einer bestimmten Richtung mit der Zeit ist an den nach dem Datum nummerierten 13 Großbeben von 1907—1919 nicht zu erkennen. Ebenso wenig war dies bei einem Schwarm von 15 Beben in der Zeit vom 6.—14. Juni 1915 möglich¹⁾. Die Lage der Bebenherde scheint, wie weiter unten gezeigt werden soll, in einem bestimmten Zusammenhang mit den Schwerestörungen zu stehen. Auch wird sich empfehlen, die Lage der Epizentren mit dem Verlauf der Linien gleicher Kraft und Richtung des erdmagnetischen Feldes zu vergleichen. Eine solche Karte auf Grund der neuesten Vermessung wird demnächst von der Carnegie Institution herausgegeben.

IV. Die Laufzeitkurve.

1. Zwischen 0° und 20° Herddistanz.

Die Herdzeiten und Epizentren für die 12 Großbeben der Tongarinne können nun zur Erweiterung unserer Kenntnis der Laufzeitkurve verwendet werden. Für die Herddistanz 0°—20° ist dies mit Hilfe der Samoabeobachtungen bereits geschehen, eine

1) Die Herde dieses Schwarmes lagen auf einem Areal, das sich von NO nach SW erstreckt und 100 km breit, 400 km lang ist.

Beobachtung von Wellington und zwei von Christchurch sind noch hinzuzufügen. Diese Laufzeitkurven P , S und $S-P$ wurden verglichen mit den aus kontinentalen Beben gewonnenen (Gutenberg, 1914, Zeisig, A Mohorovicic), die untereinander auf 1—2 sec übereinstimmen. (Mohorovicic unterscheidet zwischen $2^{0.5}$ und 6^0 eine Zweiteilung des ersten und zweiten Vorläufers in einem scharfen Einsatz \bar{P} , \bar{S} und ein einige Sekunden früheres Auftauchen P , S und gibt für beide besondere Laufzeiten. Seine Laufzeitkurve gilt nach ihm für 25 km Herdtiefe). Gegenüber diesen Laufzeiten sind unsere kürzer, am meisten bei $6-7^0$ Herddistanz, für P etwa 13 sec, für S etwa 25 sec. (Siehe Tabelle IIIa und Figur 2.)

Nimmt man eine Dicke der obersten Erdkruste von etwa 50 km an, so würden bei 6^0 Herddistanz die beiden Vorläuferwellen wohl noch ganz in dieser obersten Schicht verlaufen. Wir hätten dann die größere Geschwindigkeit der Erdbebenwellen der Tongabeben dem Verhalten dieser obersten Kruste zuzuschreiben. Die Wellen der Tongabeben verliefen nun unter dem Ozean, diejenigen, die zur Vergleichskurve benutzt werden, stammen von kontinentalen Beben und verliefen unter dem Kontinent. Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in der obersten Kruste ist also unter dem Ozean größer als unter dem Kontinent. Der Grund hierfür wird wohl in einer höheren Elastizität der obersten Erdkruste unter dem Ozean zu suchen sein. Die Beobachtungen, die unserer Laufzeitkurve zugrunde liegen, sind noch zu gering an Zahl und zu schlecht verteilt, um darauf eine Berechnung der Scheitelgeschwindigkeit in den verschiedenen Tiefen der obersten Kruste unter dem Ozean zu bauen. Es wird vorher versucht, das Material weiter zu ergänzen. Es soll jedoch schon jetzt erwähnt werden, daß sich aus den obigen Beobachtungen die Geschwindigkeiten des zweiten Vorläufers in einer obersten 50 km dicken Kruste unter dem Ozean zu rund 18 % höher erweisen als unter dem Kontinent; für eine Scheiteltiefe von 50 km ist $v_{Oz} = 4.83$; $v_{Ko} = 4.12 \frac{\text{km}}{\text{sec}}$.

2. Zwischen 80^0 und 180^0 Herddistanz.

Die Epizentren und Herdzeiten der 12 großen Tongabeben wurden aus den Ankunftszeiten der pazifischen Stationen zwischen etwa 30^0 und 80^0 Herddistanz gewonnen. Für Stationen größerer Herddistanzen können diese Daten wieder zur Berechnung der Laufzeiten verwendet werden. Das ist im Folgenden geschehen.

B. Gutenberg veröffentlichte in den Nachrichten d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1914 Laufzeitkurven für P , S und deren Re-

flexionen. In der Gutenberg'schen Laufzeitkurve lassen sich die *P*-Wellen bis 106° Herddistanz verfolgen. Von 143° — 180° Herddistanz tauchen nach Gutenberg die *P*-Wellen wieder auf. Zwischen 106° und 143° klafft eine unausgefüllte Lücke.

E. Rudolf und S. Szirtes veröffentlichten in der No. vom 1. August 1914 der physikalischen Zeitschrift eine kurze Notiz, worin sie neue Laufzeitkurven ankündigen, die auf Beobachtungen an 74 Erdbeben vom Jahre 1906—1913 beruhen. Nach dieser Mitteilung erleiden die *P*-Wellen keine Unterbrechung, sondern lassen sich kontinuierlich bis 150° verfolgen. Bei 150° beträgt ihre Laufzeit 965 sec. Von den *PP*-Wellen (erste Reflexion von *P*) zweigt sich bei 113° ein Wellenzug ab, der sich bis 180° verfolgen läßt; die Laufzeit dieses Wellenzuges geben die Verfasser auf 11 Minuten für 113° und $12\frac{1}{2}$ Minute für 180° an. (Da muß wohl ein Druckfehler vorliegen). Nach Rudolf und Szirtes fällt dieser Wellenzug in seiner letzten Hälfte mit dem schon bekannten auch von Gutenberg beobachteten (zwischen 143° und 180°) Wellenzug zusammen, der früher als wieder auftauchende *P*-Wellen angesehen wurde. Bei 136° zeigt dieser Wellenzug nach Rudolf und Szirtes eine Unterbrechung, die möglicherweise auch durch mangelnde Beobachtungen erklärbar sei.

Die Resultate von E. Rudolf und Szirtes liegen, soviel mir bekannt ist, bisher nur in dieser kurzen Notiz ohne Figur und Zahlenmaterial als vorläufige Mitteilung vor. Sie sind indes so wichtig, daß sie wohl einer Bestätigung und Ergänzung bedürfen.

Soweit Beobachtungsmaterial für Stationen über 80° Herddistanz vorlag, wurden folgende von den Tongagroßbeben für eine Laufzeitkurve von *P* und *PP* (den einmal reflektierten *P*-Wellen) verwendet: 26. VI. 1913, 6. X. und 20. XII. 1914, 11. X. und 20. X. 1916, 1. V. und 26. VI. 1917, 30. IV. 1919. Für die 3 letzten besonders starken Beben fehlen mir die Angaben der meisten europäischen Stationen. Da das vorliegende Material der Tongabebeben zu lückenhaft war und gute Beobachtungen über 115° Herddistanz selten waren, so mußten noch einige weitere Beben aus dem Pazifik verwendet werden. Als geeignet erwiesen sich 7 Beben von Neu-Guinea, den Hebriden und Salomons-Inseln und 5 aus dem nördlichen Teil von Südamerika und westlich von Mittelamerika (siehe Tabelle I). Da für den Verlauf der Laufzeitkurve in großer Herddistanz die Genauigkeit der Koordinaten des Epizentrums nicht dieselbe Bedeutung hat wie für den Verlauf in geringer Herddistanz, so konnten hier die schon anderweitig¹⁾ be-

1) Brit. Atl. Seism. Comm.; Shide.

rechneten Herde nach sorgfältiger Prüfung und geringer Änderung als genügend genaue angesehen werden. Von diesen Beben wurden nur Stationen über 80° Herddistanz benutzt. (Siehe Tabelle III b und Figur 3.)

Die Laufzeitkurve bestätigt im wesentlichen die Resultate von Rudolf und Szirtes, nämlich daß sich die *P*-Wellen ununterbrochen bis etwa 150° verfolgen lassen, und daß sich von den *PP*-Wellen ein Wellenzug abzweigt, der sich, übrigens ohne Unterbrechung, bis fast 180° verfolgen läßt. Im einzelnen sind allerdings erhebliche Abweichungen vorhanden, besonders die, daß die Laufzeit der *P*-Wellen bei 150° etwa 100 sec größer gefunden wurde, als sie von Rudolf und Szirtes angegeben wurde.

Die Abzweigung des Wellenzuges *P'* von *PP* muß schon früher, etwa bei 100° stattfinden, denn zwischen 107° und 113° wurden mehrfach zwei Einsätze beobachtet, die im Mittel 70 sec nach einander eintraten, und von denen der erste zu *P'*, der zweite zu *PP* gehört. Bei der Fortführung der *P*-Kurve über 115° hinaus leisteten besonders die russischen Stationen mit Galitzin-Seismographen gute Dienste.

Es läßt sich aus der *P*-Kurve schon jetzt erkennen, daß die bisher vermutete große Geschwindigkeitsabnahme in rund 3000 km Tiefe keineswegs so bedeutend sein kann, wie angenommen wurde. Es scheint jedoch ratsam, die Berechnung der Geschwindigkeiten in diesen Tiefen zu verschieben, bis die *P*-Kurve zwischen 130° und 150° besser gesichert ist und die gerade hier bestehende schon vorn erwähnte Differenz von 100 sec gegenüber den Angaben von Rudolf und Szirtes aufgeklärt ist, zumal diese Aufklärung sofort erfolgen kann, wenn für die hier benutzten Tongabebn vom 1. V. 1917, 26. VI. 1917 und 30. IV. 1919 die europäischen Beobachtungen herangezogen werden. Leider ist mir dies hier nicht möglich gewesen.

V. Geschwindigkeit der Oberflächenwellen und Elastizität der obersten Erdkruste.

Der Unterschied in der Geschwindigkeit, der sich für die Vorläuferwellen unter dem Kontinent und Ozean ergab, wurde dem elastischen Verhalten der obersten Erdkruste zugeschrieben. Der größte Unterschied in der Laufzeit besteht für eine Herddistanz von etwa 6° , bei der die Wellen bis etwa 50 km tief eintauchen, also noch ganz in einer Schicht verlaufen, die wohl mit der obersten festen Erdkruste identisch sein könnte. Bei 18° Herddistanz hat

sich der Unterschied der Laufzeit unter dem Kontinent und Ozean nahezu ausgeglichen und tritt weiter nicht mehr zutage. Bei 18° Herddistanz beträgt die Wegstrecke, die die Vorläuferwellen in der obersten Schicht von 50 km Dicke durchlaufen, noch nicht 10 % ihres gesamten Weges, gegen $\frac{1}{4}$ ihres Weges bei 6° Herddistanz. Demnach kann der Unterschied der Laufzeiten unter dem Ozean und Kontinent, soweit er durch das verschiedene elastische Verhalten der obersten Schicht verursacht wird, bei 18° und größerer Herddistanz nur noch wenige Sekunden (etwa 2.5 für P) betragen. Bei größeren Herddistanzen über 20° wird man also nur sehr schwer aus den Laufzeiten der Vorläufer Schlüsse auf die Geschwindigkeit in der obersten Erdkruste ziehen können. Bei der günstigeren Herddistanz von etwa 3° — 8° wird man dagegen für Beben, deren Wellen unter der Tiefsee gelaufen sind, einstweilen wohl auf die Angaben von recht wenigen Stationen, meist nur auf eine einzige, angewiesen sein. Es wurde daher auf anderem Wege eine Bestätigung für das verschiedenartige elastische Verhalten der obersten Erdkruste unter Kontinent und Ozean gesucht.

Dazu wurden die Hauptwellen der Fernbeben benutzt. Diese laufen längs der Oberfläche. Wir wollen untersuchen, ob ihre Geschwindigkeit unter dem Ozean und Kontinent verschieden ist.

Es sind in der Hauptphase zu unterscheiden: 1) Querschwingungen L_Q ; sie schwingen horizontal und senkrecht zur Fortschreitungsrichtung, sie besitzen also keine Vertikalkomponente. Nach Wiechert sind dies Scherungswellen, die in der obersten frei auf der Magmaschicht ruhenden festen Erdkruste mit der Geschwindigkeit b der Scherungswellen fortschreiten.

2) Rayleigh'sche Wellen L_R ; sie beginnen im Seismogramm mit einer Vorphase sinkender Periode, die nach wenigen Schwingungen konstant wird; sie schwingen in Ebenen parallel der Fortschreitungsrichtung und der Vertikalen; ihre Geschwindigkeit ist etwas geringer (0.9 der Geschwindigkeit der Scherungswellen). Das Maximum der Bewegung tritt meistens ein während der Vorphase sinkender Periode. Bei den hier verglichenen Bewegungen an zwei weit voneinander entfernten Stationen lag das Maximum stets im Bereich der sinkenden Periode, erfolgte nahezu im Azimut des Herdes und war an beiden Stationen an dieselbe Periode geknüpft und daher leicht zu identifizieren.

Es wurden zum Vergleich die Aufzeichnungen zweier sehr starker Beben, des Kurilenbebens vom 1. V. 1915 und des Kamtschatkabebens vom 31. VII. 1915 in Apia und Tiflis ausgewählt.

Die beiden Stationen haben bei beiden Beben sehr nahe gleiche Herddistanz, etwa 8000 km. Die Differenz der Herddistanzen der beiden Stationen beträgt nur 90 und 220 km. Die Erdbebenwellen laufen nach Samoa bei beiden Beben ganz unter der Tiefsee. Die mittlere Tiefe des Meeres auf diesem Wege beträgt mehr als $4\frac{1}{2}$ km. Nach Tiflis laufen die Wellen bei dem Kamtschatkabeben 200 km unter Flachsee von 150 m Tiefe, sonst unter dem asiatischen Kontinent, beim Kurilenbeben 400 km unter Flachsee von 150 m Tiefe, 450 km unter dem Ochotskischen Meer von etwa 1000 m Tiefe, sonst unter dem asiatischen Kontinent. Die nahezu gleiche Herddistanz erleichtert das Identifizieren der Phasen, die verglichen werden sollen. Eine große Herddistanz muß gewählt werden, damit etwaige Unterschiede in der Geschwindigkeit unter dem Kontinent und Ozean in den Laufzeiten der Oberflächenwellen stark hervortreten und jedenfalls vielfach größer sind als die Ungenauigkeit, mit der die verglichenen Phasen identifiziert werden^o können. Für das Maximum der Bewegung betrug die Differenz der Ankunftszeit in Apia und Tiflis im Mittel 9 min. Zur Herdberechnung wurden nur Stationen mit empfindlichen Instrumenten großer Registriergeschwindigkeit benutzt. Aus der berechneten Herddistanz und Herdzeit wurden die Ankunftszeiten des ersten Vorläufers mittels der Göttinger Laufzeitkurve 1914 berechnet und mit den beobachteten verglichen. Die benutzten Stationen wurden dabei nach ihrem Azimut in drei Gruppen geordnet: asiatische, pazifische, amerikanische. Die Differenzen der beobachteten und berechneten Ankunftszeiten betragen im Mittel bei keiner Gruppe über 2 sec. Die Herddistanzen nach Apia und Tiflis sind wenigstens auf $\pm 0^o.5$ sicher.

Die beigegefügteten Tabellen enthalten: 1) Die Analyse der Seismogramme von Apia und Tiflis für beide Beben (bei den verglichenen Phasen von Welle zu Welle). Tab. V u. VI. 2) Daten zur Herdberechnung. Tab. IV. 3) Die verglichenen Phasen der Hauptwellen, ihre Periode, Ankunftszeit, Laufzeit, Geschwindigkeit und Amplitude für Apia und Tiflis; zum Vergleich sind noch einige Daten für Riverview (Sydney) und Pulkowa beigegefügt. Tab. VII u. VIII.

Es ergab sich: Für Apia beträgt das Verhältnis der Geschwindigkeiten der Rayleigh'schen Wellen zu den Querschwingungen $\frac{V_R}{V_Q} = 0.93$; das ist also fast genau der Betrag, den die Theorie fordert, 0.92, wenn die Querschwingungen mit der Geschwindigkeit der Scherungswellen fortschreiten. Die Theorie liefert den Wert

0.92 unter der Annahme, daß die Poisson'sche Konstante $= \frac{1}{4}$ ist. Unser Wert 0.93 zeigt, daß dies auch in der obersten Kruste angenähert zutrifft.

	Geschwindigkeit V in km/sec				
	L	L_r	M_1	M_2	M_3
Ozean: Apia	4.70 } 4.65 } 4.68	4.23 } 4.48 } 4.36	4.15 } 3.93 } 4.04	3.73 } 3.75 } 3.74	2.88
Ozean: Riverview	4.58		3.74 } 3.61 } 3.67	3.48	
Kontinent: Tiflis	4.16 } 3.58 } 3.87		3.30 } 3.24 } 3.27	2.81 } 2.74 } 3.18 } 2.91	2.39 -
Kontinent: Pulkowa	4.09		3.14		
V_{Oz}/V_{Ko}					
Apia und Tiflis	1.21		1.26	1.28	1.21
Riverview u. Pulkowa	1.12		1.17		

Aus dem Vergleich der Beobachtungen in Apia und Tiflis ergibt sich, daß die Querschwingungen unter dem Ozean um 21 %, das erste Maximum der Rayleighwellen um 26 % schneller fortschreitet als unter dem Kontinent. Aus der Verfrühung des zweiten Vorläufers in Samoa sahen wir vorher, daß diese S -Wellen, denen in der obersten Erdkruste die gleiche Geschwindigkeit wie den L_q -Wellen zukommt, bei 6° Herddistanz unter dem Ozean um 18 % schneller liefen als unter dem Kontinent.

Für Sydney und Pulkowa ergeben sich etwas geringere Werte, was sich wohl dadurch erklären läßt, daß der Weg nach Sydney zum Teil unter Flachsee verläuft. Wir können die größere Geschwindigkeit der Querschwingungen unter dem Ozean gegenüber dem Kontinent (21 %) vielleicht durch eine größere Richtigkeit des Untergrundes erklären.

Der Unterschied der Richtigkeit würde dann 44 % betragen. Die Geschwindigkeit der Scherungswellen $\sqrt{\frac{b^2}{\rho}}$ enthält aber neben

der Richtigkeit b^2 noch die Dichte ρ des Materials. Eine Abnahme der Dichte würde also ebenfalls eine Zunahme der Geschwindigkeit zur Folge haben, doch ist nach geologischen Anschauungen und nach Schweremessungen nicht eine Abnahme sondern eine Zunahme der Dichte der Schicht unter dem Ozean gegenüber den Kontinenten zu erwarten.

VI. Die Absorption der Bodenbewegung.

Der Vergleich der Amplitude des Maximums der Hauptphase (alle von der Ruhelage aus gemessen) ergab bei beiden Beben, daß bei gleicher Herddistanz die Bewegung in Samoa bedeutend geringer ist als in Tiflis, nur etwa halb so groß.

Wenn auch die Bestimmungen der wahren Bodenbewegungen mit großer Unsicherheit behaftet sind, so sind diese Unterschiede dadurch doch nicht erklärbar. Man muß daher wohl annehmen, daß entweder die Absorption der Energie auf dem einen Wege (unter dem Ozean) erheblich größer ist als auf dem anderen (unter dem Kontinente), oder daß sich die Energie schon am Herd nach den verschiedenen Azimuten hin verschieden verteilt hat. Letzteres kann wohl mitgewirkt haben. Die Herde beider Beben liegen an der Nordwestseite der großen nordwestpazifischen Tiefe. Erdbeben an solchen Bruchspalten scheinen nach den makroseismischen Beobachtungen ein streifenförmiges Schüttergebiet zu besitzen. Ob die Verteilung der Bebenenergie in größerer Entfernung vom Herd noch asymmetrisch ist, ist nicht bekannt. Würde der ganze Unterschied der Bewegung in dem gleich weit vom Herd entfernten Apia und Tiflis nur von der Verschiedenheit der Absorption a_{Oz} unter dem Ozean und a_{Ko} unter dem Kontinent herrühren, die Energie im Herd also nach allen Seiten gleich stark ausgestrahlt, so ist

$$J_{Sa} = J_0 e^{-a_{Oz} \Delta_{Sa}}$$

$$J_{Ti} = J_0 e^{-a_{Ko} \Delta_{Ti}}$$

Wir können nun praktisch die Herddistanz $\Delta_{Sa} = \Delta_{Ti} = \Delta$ setzen, dann ist $\frac{J_{Sa}}{J_{Ti}} = e^{\Delta(a_{Ko} - a_{Oz})}$. Die Energie einer sinusförmigen

Schwingung ist proportional dem Quadrat des maximalen Wertes der Geschwindigkeit $\left(\frac{dx}{dt}\right)^2 = \left(\frac{2\pi}{T} A\right)^2 \cos^2 2\pi \left(\frac{t + \delta}{T} - \frac{x}{\lambda}\right)$ und kann also für ungeänderte Periode dem Quadrat der Amplitude A pro-

portional gesetzt werden. Verglichen wurden Wellen gleicher Periode. Es ergibt sich dann

$$a_{0E} - a_{K0} = \frac{2}{A} \log \text{nat} \frac{A_{Ti}}{A_{Sa}}.$$

Als Amplituden, die hier verglichen werden, wurden die maximalen Horizontalverrückungen gewählt. Diese lagen beim ersten Maximum sowohl in Tiflis wie in Samoa nahezu im Azimut des Herdes. In Tiflis betrug die maximale Horizontalverrückung beim Beben vom 1. V. 1915 3.82 mm und erfolgte im Azimut N 23° O, während der Herd von Tiflis aus im Azimut N 36° O lag; in Apia betrug sie 2.02 mm im Azimut N 30° W, während der Herd von Apia aus im Azimut N 23° W lag. Der Hauptanteil dieser maximalen Verrückungen im ersten Maximum wird also wohl von Rayleigh'schen Wellen geliefert, denen aber immerhin Querschwingungen, besonders im weiteren Verlauf, untermischt sein mögen. Die verglichenen Bewegungen besaßen in beiden Stationen sehr nahe gleiche Perioden von etwa 31 sec.

Der Absorptionskoeffizient der Energie der Maximalphase wurde von mir früher berechnet aus den Amplituden der Maximalbewegung M und der Wellen W_2 , die durch den Gegenpunkt des Epizentrums zur selben Station gelaufen sind. Inzwischen sind solche Berechnungen für andere Beben mehrfach wiederholt worden. Die von verschiedenen Beobachtern (Galitzin, Pechau und anderen) gelieferten Mittelwerte liegen alle zwischen 0.00031 und 0.00027 pro km.

Das Gesamtmittel liegt bei 0.00027. Da eine große Zahl Beben zu dieser Berechnung verwendet wurden, kann man wohl annehmen, daß im Mittel die Weglängen, die die zur Berechnung verwendeten Gegenpunktswellen unter Tiefseen und Kontinenten gelaufen sind, sich verhalten wie die Areale beider. Rechnen wir zu den Kontinenten die Flachseen bis zu 400 m Tiefe, so ist dieses Verhältnis $\frac{64}{38}$. Wir wissen aber nicht, wie sich bei jedem einzelnen der verwendeten Beben der Weg unter dem Ozean zu dem unter dem Kontinent verhielt.

Nehmen wir allgemein an, daß ein Wellenzug nacheinander Medien von den verschiedenen Absorptionskoeffizienten $a_1 a_2 \dots a_n$ durchläuft. Die entsprechenden Wegstrecken in den verschiedenen Medien seien $s_1 s_2 \dots s_n$. Die Energie von einem Strahlungssektor am Anfang sei J_0 , am Ende der ersten Wegstrecke J_1 u. s. w., am Ende der n ten J_n . Es gilt dann:

$$J_0 = \frac{J_1}{e^{-a_1 s_1}}; J_1 = \frac{J_2}{e^{-a_2 s_2}}; \dots J_{n-1} = \frac{J_n}{e^{-a_n s_n}}$$

$$\frac{J_n}{J_0} = e^{-a_1 s_1 - a_2 s_2 - \dots - a_n s_n}$$

und es folgt

$$2 \log \text{nat} \frac{A_n}{A_0} = -a_1 s_1 - a_2 s_2 - \dots - a_n s_n$$

wenn A_0 und A_n die Amplituden der direkt und der über den Gegenpunkt des Herdes zur Beobachtungsstation gekommenen Wellen bedeuten. Sind nur zwei Arten von Medien von der Absorption a_{Oz} und a_{Ko} vorhanden und sind die Wegstrecken in ihnen $s_{Oz,1} s_{Oz,2} \dots$ und $s_{Ko,1} s_{Ko,2} \dots$, so ist

$$\begin{aligned} 2 \log \text{nat} \frac{A_n}{A_0} &= -a_{Oz} (s_{Oz,1} + s_{Oz,2} + \dots) - a_{Ko} (s_{Ko,1} + s_{Ko,2} + \dots) \\ &= -p a_{Oz} - q a_{Ko}; \text{ wo } p \text{ den ganzen Weg unterm} \\ &\text{Ozean, } q \text{ den unterm Kontinent bedeutet.} \end{aligned}$$

Es seien nun r Beben zur Berechnung verwendet. Das Verhältnis des Weges unterm Ozean p zu dem Gesamtweg $p+q$ ist bei den einzelnen Beben $\frac{p_1}{p_1+q_1}, \frac{p_2}{p_2+q_2}, \dots, \frac{p_r}{p_r+q_r}$. Der Mittelwert hiervon ist gleich dem Verhältnis des Ozeanareals zum Gesamtareal der Erde $\frac{64}{100}$. Das Verhältnis des Weges unterm Kontinent q zu dem Gesamtweg $p+q$ ist $\frac{q_1}{p_1+q_1}, \frac{q_2}{p_2+q_2}, \dots$; der Mittelwert $\frac{36}{100}$. Es gilt dann für die einzelnen Beben:

$$\begin{aligned} -a_{Oz} \frac{p_1}{p_1+q_1} - a_{Ko} \frac{q_1}{p_1+q_1} &= \frac{2}{p_1+q_1} \log \text{nat} \frac{A_{n,1}}{A_{0,1}} = -a_1 \\ -a_{Oz} \frac{p_2}{p_2+q_2} - a_{Ko} \frac{q_2}{p_2+q_2} &= \frac{2}{p_2+q_2} \log \text{nat} \frac{A_{n,2}}{A_{0,2}} = -a_2 \text{ usw.} \end{aligned}$$

bis zum Index r .

$$\begin{aligned} -a_{Oz} \frac{1}{r} \left(\frac{p_1}{p_1+q_1} + \frac{p_2}{p_2+q_2} + \dots \right) - a_{Ko} \frac{1}{r} \left(\frac{q_1}{p_1+q_1} + \frac{q_2}{p_2+q_2} + \dots \right) \\ = \frac{-a_1 - a_2 - \dots}{r} = -a. \end{aligned}$$

Hier sind die Koeffizienten von a_{Oz} und a_{Ko} nach dem obigen 0.64

und 0.36, und der Mittelwert von $a_1 a_2 \dots$ war $a = 0.00027$; folglich ist: $0.64 a_{Oz} + 0.36 a_{Ko} = 0.00027$. Andererseits fanden wir:

$$a_{Oz} - a_{Ko} = \frac{2}{A} \log \text{nat} \frac{A_{Ti}}{A_{Su}}$$

Aus beiden Gleichungen erhielt ich im Mittel:

	Periode	a_{Oz}	a_{Ko}
Horizontale Bewegung:	sec 31	0.00032	0.00017
	25	0.00038	0.00010
	20	0.00037	0.00009
Vertikale Bewegung:	24	0.00030	0.00022

In allen Fällen ist die Bewegung unterm Ozean stärker gedämpft als unterm Kontinent. Für größere Perioden ist dieser Unterschied geringer als für kleinere, für die Vertikalkomponente ist er kleiner als für die horizontale.

Wenn bei den Perioden von 20 sec im weiteren Verlauf der Hauptphase Eigenschwingungen der obersten Kruste mitwirken, könnte man vermuten, daß ihre geringere Dämpfung unter Kontinenten dadurch bedingt ist, daß die Lava, auf der die Kontinentalblöcke schwimmen, nachgiebiger ist als die, auf der der Meeresboden ruht. (Auch lastet auf der Oberfläche der obersten Kruste am Meeresgrund der Druck der Wassersäulen.) Man hat bekanntlich vermutet, daß der allmählich tiefer sinkende Meeresgrund die leichtere Lava seitlich unter die Kontinente abdrängt und diese dadurch hochtreibt.

VII. Die Periode der Oberflächenwellen und die Dicke der obersten Erdkruste.

Rösener hat eingehend die Perioden des Maximums der Rayleighschen Wellen und der Nachläuferwellen für verschiedene Bebenherde nach den Göttinger Aufzeichnungen verglichen. Er fand, daß vorwiegend Wellen von 12 und 18 Sec. in diesen Phasen auftreten. Bei sibirischen Beben fand er eine Abhängigkeit von der Stärke des Bebens; für starke war die Periode 18 sec vorherrschend, für schwächere 12 sec. Bei nahe gleicher Herddistanz von Göttingen zeigen die mexikanischen Beben eine ausgesprochene Häufungsstelle der Perioden um 18 sec, die japanischen um 12 sec. Es scheint danach von Einfluß zu sein, ob der Weg unterm Atlantik (18 sec) oder asiatischen Kontinent verläuft (12 sec). Die

Rösenerschen Beobachtungen beweisen, daß die Perioden der langen Wellen und Nachläufer sicherlich nicht in erster Linie durch die Verhältnisse in der Nähe der Station bedingt sind, also nicht von Stationsschwingungen herrühren.

Es lassen sich deshalb sehr wohl die Perioden der Oberflächenwellen desselben Bebens an verschiedenen Stationen vergleichen. Im Folgenden wurden bei den von Roesener benutzten Beben die in Göttingen und Apia aufgezeichneten Perioden verglichen. Tabelle IX. Aus diesem Vergleich ergab sich, daß die Nachläuferwellen für Beben aus der Südsee in Apia eine Häufungsstelle um 11 sec, in Göttingen um 18 sec aufweisen. Andererseits ergab sich für Europabeben in Göttingen 12 sec und in Apia 18 sec, für amerikanische Beben in Apia sowohl wie in Göttingen 18 sec. Von asiatischen Beben zeigen besonders japanische in Göttingen kürzere Periode (12 sec) als in Apia (17 und 16 sec).

Es folgt hieraus: 1) Die Herddistanz übt einen Einfluß auf die Periode der Nachläuferwellen (in beschränktem Maße übrigens auch auf die Periode der Hauptphase) aus. Die näher gelegenen Stationen zeigen kürzere Perioden. Es mag sein, daß bei starken Beben, wie das Verhalten der oben erwähnten sibirischen Beben zeigte, neben den in der Nähe des Herdes stets auftretenden kürzeren Perioden von etwa 9—12 sec auch größere von etwa 18 sec erregt werden und daß bei stärkeren Beben auch tiefer liegende Schollen in Schwingung geraten. In der Nähe des Herdes mögen diese schwer aus den stärker hervortretenden Überlagerungen kürzerer Perioden herauszuschälen sein und darum der Messung entgegen. Wenn man eine der Deformationsgeschwindigkeit proportionale Reibung einführt, ergibt die Theorie der Rayleighwellen, daß die kürzere Periode stärker gedämpft wird.

An entfernteren Stationen verschwinden die kürzeren Perioden und die längeren treten hervor. Es deutet jedoch auch manches darauf hin, daß die längeren Perioden in der Hauptphase an den näheren Stationen keineswegs so intensiv und lang andauernd vorhanden sein können wie an entfernteren. Bei dem calabrischen Beben vom 8. IX. 1905 war das Maximum der Hauptphase in Göttingen, wenn man von der kurzen Vorphase sinkender Periode absieht, an eine Periode von 9—12 sec geknüpft. Die Amplitude sank in 9 min auf $\frac{1}{10}$ ihres Maximalwertes. In Samoa besaß das Maximum der Hauptphase eine Periode von etwa 18—20 sec. $\frac{1}{2}$ Stunde nach dem ersten Maximum war die Amplitude bei nur wenig verringerter Periode noch kaum vermindert. Die Nachläuferperiode war in Samoa 18 sec, in Göttingen 12 sec. Es hat

den Anschein, als ob die Wellen von 20—18 sec Periode in Samoa erst durch Eigenschwingungen der zwischen Calabrien und Samoa liegenden Erdschollen entstanden sind, und als ob diese Schollen durch Resonanz die ankommende Energie aufgespeichert haben und allmählich wieder ausstrahlen. Solche günstigen Bedingungen für das Entstehen von Perioden von 20—18 sec sind in den Schollen zwischen Calabrien und Göttingen offenbar nicht vorhanden.

Es folgt 2): Neben den Vorgängen im Herd und dem Einfluß der Herddistanz scheint auch die Beschaffenheit des Weges, ob unter dem Meere oder Kontinente, auf die Periodenlänge der Nachläufer zu wirken. So zeigen auch die amerikanischen Beben, deren Oberflächenwellen sowohl nach Göttingen wie nach Samoa im Mittel ungefähr gleich weite Wege unter Meeren durchlaufen, an beiden Stationen Perioden von etwa 18 sec. Die japanischen Beben zeigen dagegen kürzere (Göttingen 12 sec), oder längere Wellen (Apia 16.5 sec), je nachdem sie durch den asiatischen Kontinent oder unter dem pazifischen Ozean gelaufen sind. Ähnlich, wenn auch in geringerem Maße, sind die Nachläufer-Wellen des oben benutzten Kamtschatka-Bebens in Tiflis kleiner als in Samoa. Man muß also den Schollen, die zwischen Herd und Stationen liegen, einen wesentlichen Anteil an der Bildung der Periode der in der Station aufgezeichneten Nachläuferwellen zuschreiben, und zwar liefern die asiatischen Kontinentalschollen kleinere Periode als die pazifischen. Nimmt man nun mit Wiechert an, daß es sich hierbei um Eigenschwingungen der festen obersten Erdkruste bis zu einer darunter liegenden sehr nachgiebigen Magmaschicht handelt, so müßte die Dicke dieser Schicht gleich einer halben Wellenlänge der Grundschwingung der Scherungswellen sein.

Es ließe sich dann die Dicke D dieser Schicht unter Ozean und Kontinent berechnen. $D = \frac{T}{2}b$, wo b die Geschwindigkeit der Querschwingungen, T die Periode derselben bedeutet. Setzen wir für b und T die Werte, die wir für den asiatischen Kontinent und Pazifik gefunden haben: $b_{Ko} = 3.87$ km/sec, $b_{Os} = 4.68$ km/sec. Die Periode T ergibt sich wohl am sichersten aus den Nachläuferwellen. Das Kamtschatka- und das Kurilenbeben ergab für Apia und Tiflis im Mittel für T_{Os} 18.5 sec, für T_{Ko} 15.2 sec, die Japanbeben ergaben für Apia und Göttingen 16.5 sec und 12.0 sec.

Setzen wir hiernach (unter Berücksichtigung der Gewichte der Messungen) $T_{Os} = 17.5$ sec und $T_{Ko} = 14.5$ sec, so erhalten wir für eine mittlere Dicke der obersten Erdkruste unterm Pazifik 41 km, unterm asiatischen Kontinent 28 km.

Die Verfrühung des zweiten Vorläufers der Tongabeben in Apia zeigte die stärkste Abweichung der Laufzeit gegenüber der Laufzeit kontinentaler Beben bei 6° Herddistanz. Bei größeren Herddistanzen war diese Differenz geringer. Wenn man annimmt, daß die größere Geschwindigkeit unterm Ozean von einer höheren Righeit herrührt, die der obersten Kruste unterm Ozean bis zu einer nachgiebigen Magmaschicht zukommt, so ergibt sich die Dicke dieser Kruste gleich der Scheiteltiefe der IIten Vorläuferwellen, die noch ganz in ihr verlaufen und bei $\Delta = 6^\circ$ auftauchen, nämlich zu etwa 50 km. Diese Dicke stimmt gut mit der oben aus den Oberflächenwellen gefundenen Dicke von 41 km überein.

VIII. Die oberste Erdschicht nach den Schweremessungen und nach ihrem seismischen Verhalten.

Die Resultate der Schwerebeobachtungen deuten darauf hin, daß das Erdinnere im Wesentlichen nach den Gesetzen der Hydrostatik geschichtet ist, besonders in größeren Tiefen, wo hohe Drucke herrschen. Abweichungen hiervon finden sich daher nur in einer äußeren Schale der Erde, der Kruste. Wenn die Dicke dieser Kruste nach Helmert auf 120 km angenommen wird, so umfaßt sie alle Abweichungen vom hydrostatischen Gleichgewicht im Erdinnern, die sich an der Oberfläche als Schwerestörungen offenbaren. In 120 km Tiefe liegt dann eine Ausgleichfläche, auf deren Flächenelementen gleich große Massen lagern, sodaß in diesem Niveau vollkommen hydrostatisches Gleichgewicht herrscht, Isostasie. Die linearen Dimensionen dieser Flächenelemente hat man zu einigen hundert Kilometern anzunehmen. Es soll hierbei erwähnt werden, daß nach anderen Versuchen schon eine Ausgleichfläche in 44 bis 60 km Tiefe genügt. Eine wichtige Bestätigung dieser Isostasie kann man darin erblicken, daß die Schwerkraft selbst über den großen Tiefen der Ozeane wesentlich denselben Betrag hat wie auf den Flachländern der Kontinente. Das größere Volumen der Kontinentalblöcke wird durch ihre geringere Dichte ausgeglichen. Unter den Meeren ist ein Massenüberschuß, der das geringere Gewicht des Meerwassers kompensiert. Die geringere Dichte der Kontinente und Gebirge entstand nach Pratt dadurch, daß bei der Erstarrung der Erde diese Massen sich ausdehnten, während andere Massen, die jetzt den Meeresgrund bilden, sich zusammenzogen und sanken. H. Faye glaubt, daß unter dem Meere die Abkühlung der Erdrinde wegen des darüberlagernden Wassers rascher erfolgte als unter den schlechter leitenden, von Luft begrenzten Konti-

zenten, und daß daher die Erdrinde unter dem Meere dicker als unter der Oberfläche der Festländer ist.

Unsere seismischen Beobachtungen bestätigen die obigen Anschauungen in gewisser Hinsicht.

I. Die Störungen des hydrostatischen Gleichgewichtes und damit die Beanspruchung der Elastizität und Festigkeit der Kruste zur Herstellung eines elastischen Gleichgewichtes sind nur bis zur Tiefe der Ausgleichfläche zu erwarten. Brüche und Risse durch zu große Beanspruchung der Elastizität der Kruste, wie sie im Herde tektonischer Erdbeben eintreten mögen, können danach nicht tiefer gehen. Sie sind dort zu erwarten, wo nahe benachbarte positive und negative Schwerestörungen auf Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes und elastische Beanspruchung der Kruste deuten. Im Pazifik befindet sich die markanteste Störung dieser Art in der Nähe der Tongarinne, und zwar ist die Schwere über der Tongarinne um 0.25 cm zu klein; es ist dort also ein starker Massendefekt vorhanden. Das westlich daran grenzende Tongaplateau besitzt im Gegensatz hierzu eine um 0.17 cm zu große Schwere, also einen erheblichen Massenüberschuß. Die elastische Beanspruchung in der Erdrinde muß also als Druck von West nach Ost, vom Tongaplateau gegen die Westseite der Tongarinne gerichtet sein. An der Westseite der Tongarinne liegen in der Tat ausnahmslos die Herde der Tongabebeben.

II. Unterhalb der Ausgleichfläche kann man im selben Niveau keine Unterschiede in Dichte, Druck oder im elastischen Verhalten erwarten. Solche Unterschiede können nur oberhalb der Ausgleichfläche auftreten. Nur der Teil der Laufstrahlen seismischer Wellen, der oberhalb der Ausgleichfläche verläuft, kann dadurch beeinflusst werden. Für große Herddistanzen sind also nur geringe Differenzen der Laufzeiten der Vorläuferwellen nach verschiedenen Azimuten (z. B. unter dem Kontinent und unter dem Meere) zu erwarten, weil dann nur ein geringer Teil des Laufstrahls oberhalb der Ausgleichfläche liegt. Für geringe Herddistanzen und für Oberflächenwellen sollten Unterschiede vorhanden sein. Wir sahen, daß sich dies bestätigt hat.

III. Die Denudation entlastet Kontinente und belastet die Meere. Dies und die größere Abkühlung der Schichten unter dem Meere sollten eine größere Dicke der Kruste unter dem Meere zur Folge haben. Die Beobachtungen an Oberflächenwellen bekräftigen diese Anschauung.

IX. Zusammenfassung.

1) Bei einem sehr starken Tongabebeben waren 8 min nach Ende der Erschütterungen von der Stärke VIII keine Neigungswellen vom Betrage 2" vorhanden.

2) Die Epizentren der Tongabebeben, 12 Großbeben und 77 vom Charakter III und II, liegen alle auf dem Tongaplateau westlich der Tongarinne.

3) Die Laufzeiten für P und S sind unter dem Pazifik bei 6° Herddistanz um 13 sec und 25 sec kleiner als unter dem Kontinent Europa. Dem entspricht für S eine um 18% größere Geschwindigkeit unter dem Ozean.

4) P läßt sich bis $\Delta = 145^\circ$ verfolgen. Die Laufzeit von P ist dort 1040 sec; von P P zweigt sich bei 100° ein Wellenzug ab, der sich bis 177° verfolgen läßt.

5) Die Geschwindigkeit der Hauptwellen ist unter dem Pazifik um 21—26% größer als unter dem asiatischen Kontinent.

6) Die Dämpfung der Hauptwellen ist unter dem Pazifik größer als unter Asien.

7) Die Periode der Nachläuferwellen ist unter dem Pazifik größer als unter Asien.

8) Sind die Nachläuferwellen Eigenschwingungen der obersten Kruste, so ist diese unter dem Pazifik 41 km dick; unter dem asiatischen Kontinent 28 km.

9) Die Ergebnisse der Schweremessungen führen zu Anschauungen über die oberste Erdkruste, die die obigen aus dem seismischen Verhalten abgeleiteten bestätigen.

Für ihre Hilfe bei der Ausführung dieser Arbeit bin ich meiner Frau und Herrn E. Demandt besonders für seine Zeichnungen Dank schuldig.

Tabelle I.
Liste der Beben für die Laufzeitkurven und Karte.

No. in der Karte	Datum	Herdzeit	Herd		
1.	2. I. 1907	11 ^h 55 ^m 40 ^s	21.0 S	175.0 W	Tongarinne
2.	31. III. 1907	22 59 38	21.0 S	174.2 W	"
3.	31. V. 1907	12 42 39	20.0 S	176.8 W	"
5.	26. VI. 1913	4 57 3	21.0 S	174.0 W	"
	28. VII. 1913	5 39 20	17.5 S	74.5 W	Peru
	6. VIII. 1913	22 14 14	18.0 S	73.0 W	"
	3. IX. 1913	20 51 10	6.5	153.5 W	Salomons In.
	10. XI. 1913	21 12 10	18.0 S	170.0 E	Neue Hebriden
	11. IV. 1914	16 29 30	16 S	168 E	"
	26. V. 1914	14 22 40	0.3 S	138.8 E	Neu Guinea
	26. VI. 1914	4 50 8	13.0 S	166.8 E	Neue Hebriden
	6. X. 1914	19 16 3	32.5 S	182.0 W	Tongarinne
6.	20. XII. 1914	14 8 43	16.5 S	173.5 W	"
	5. I. 1915	14 32 38	16.5 S	168.5 E	Neue Hebriden
	6. VI. 1915	21 28 46	19.0 S	69.0 W	Chile
	27. II. 1916	20 20 36	10.5 N	91.0 W	Westküste v. Mittelamerika
	21. VI. 1916	21 32 33	17.0 S	57.0 W	Brasilien
	3. VIII. 1916	1 30 2	4.0 S	144.5 E	Neu Guinea
7.	11. X. 1916	18 5 30	15.1 S	175.0 W	Tongarinne
8.	20. X. 1916	17 4 37	16.0 S	173.1 W	"
9.	1. V. 1917	18 26 45	26.5 S	177.5 W	"
10.	26. VI. 1917	5 49 23	16.0 S	173.0 W	"
11.	16. XI. 1917	3 19 28	29.8 S	178.7 W	"
12.	30. IV. 1919	7 16 48	19.5 S	173.0 W	"
4.	10. IV. 1909	5 27 3	16.0 S	174.0 W	"
	28. X. 1914.	0 16 20	37.5 S	180.0 W	"

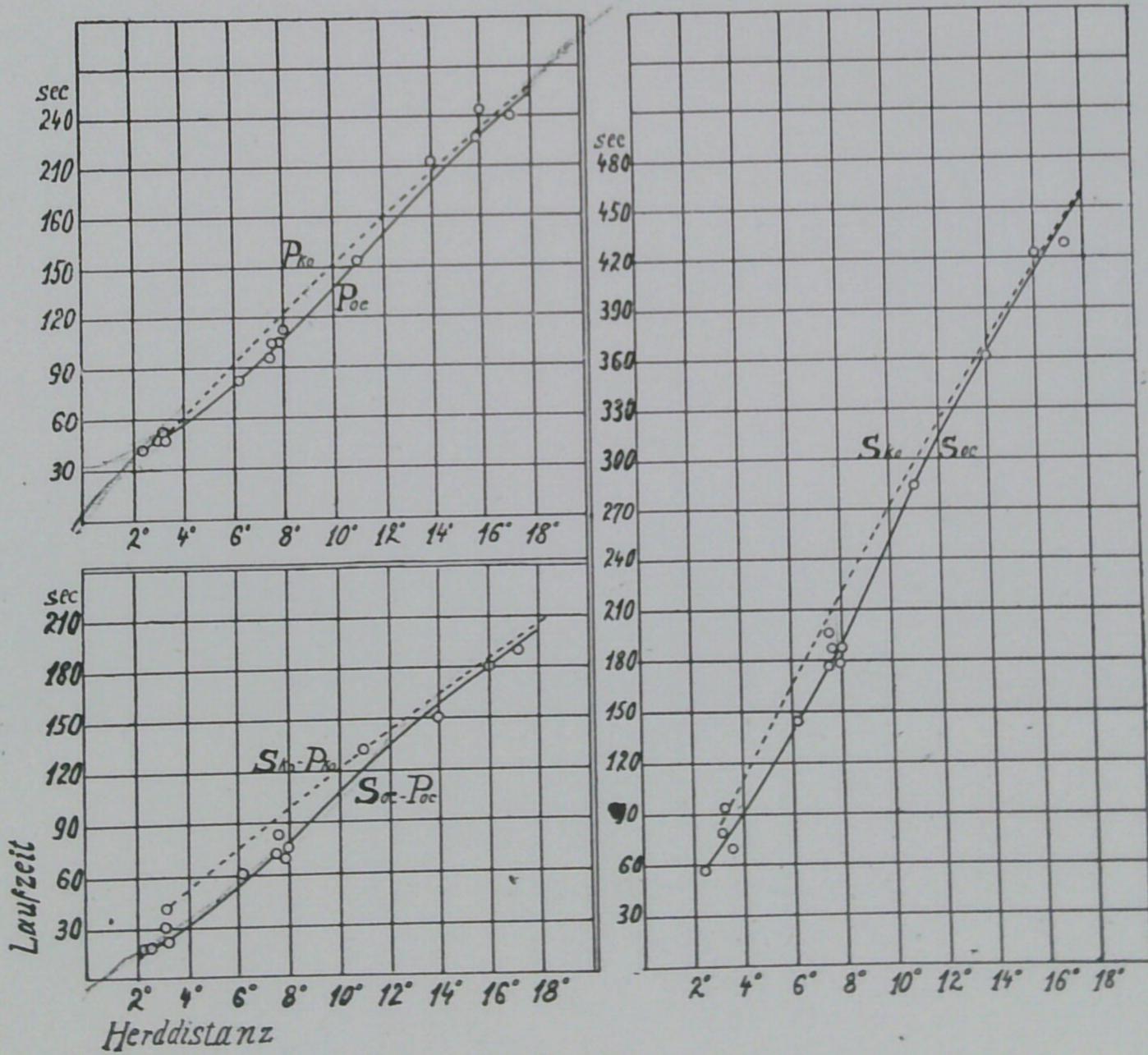
Tabelle II.

Herddistanzen, Laufzeiten und Azimute nach Apia, (Wellington und Christchurch) für die Großbeben von der Tongarinne.

Datum	Station	Δ	P	S	S—P	Azimut	
						aus der Herdlage	aus $\frac{A_E}{A_N}$
2. I. 1907	Apia	⁰ 7.9	^{sec} 107	^{sec} 177	^{sec} 70	S 25° W	S 15° W
31. III. 1907	"	7.5	95	177	82		
31. V. 1907	"	8.0	112	187	75	40	25
10. IV. 1909	"	3.1	49	(79)	(30)	47	52
26. VI. 1913	"	7.6	106	188	82	17	25
6. X. 1914	"	21.0	315				
	Christch.	11.0	153	285	132		
28. X. 1914	"	7.5		196			
20. XII. 1914	Apia	3.2	53	93	40	34	32
11. X. 1916	"	3.3	48	68	20	72	66
20. X. 1916	"	2.5			18		
1. V. 1917	"	14.0	214	363	149	24	20
	Wellingt.	16.0	243	423	180		
26. VI. 1917	Apia	2.4	42	58	16	30	29
16. XI. 1917	"	17.2	240	428	188		
30. IV. 1919	"	6.2	84	144	60	13	20
						Mittel 33°.6	31°.6

Tabelle IIIa.
Laufzeiten.

Δ	P	S	$P_{Ko} - P_{Oc}$	$S_{Ko} - S_{Oc}$
3°	47 ^{sec}	70 ^{sec}	- 1	+ 14
4	57	92	+ 3	+ 19
5	68	114	+ 9	+ 24
6	78	138	+ 14	+ 27
7	93	165	+ 14	+ 27
8	108	193	+ 14	+ 25
9	122	220	+ 14	+ 24
10	137	253	+ 14	+ 17
11	153	285	+ 13	+ 10
12	169	315	+ 10	+ 5
13	184	341	+ 8	+ 3
14	202	366	+ 4	+ 2
15	217	390	+ 2	+ 2
16	230	414	+ 2	+ 1
17	242	436	+ 2	+ 1
18	255	460	+ 2	+ 0



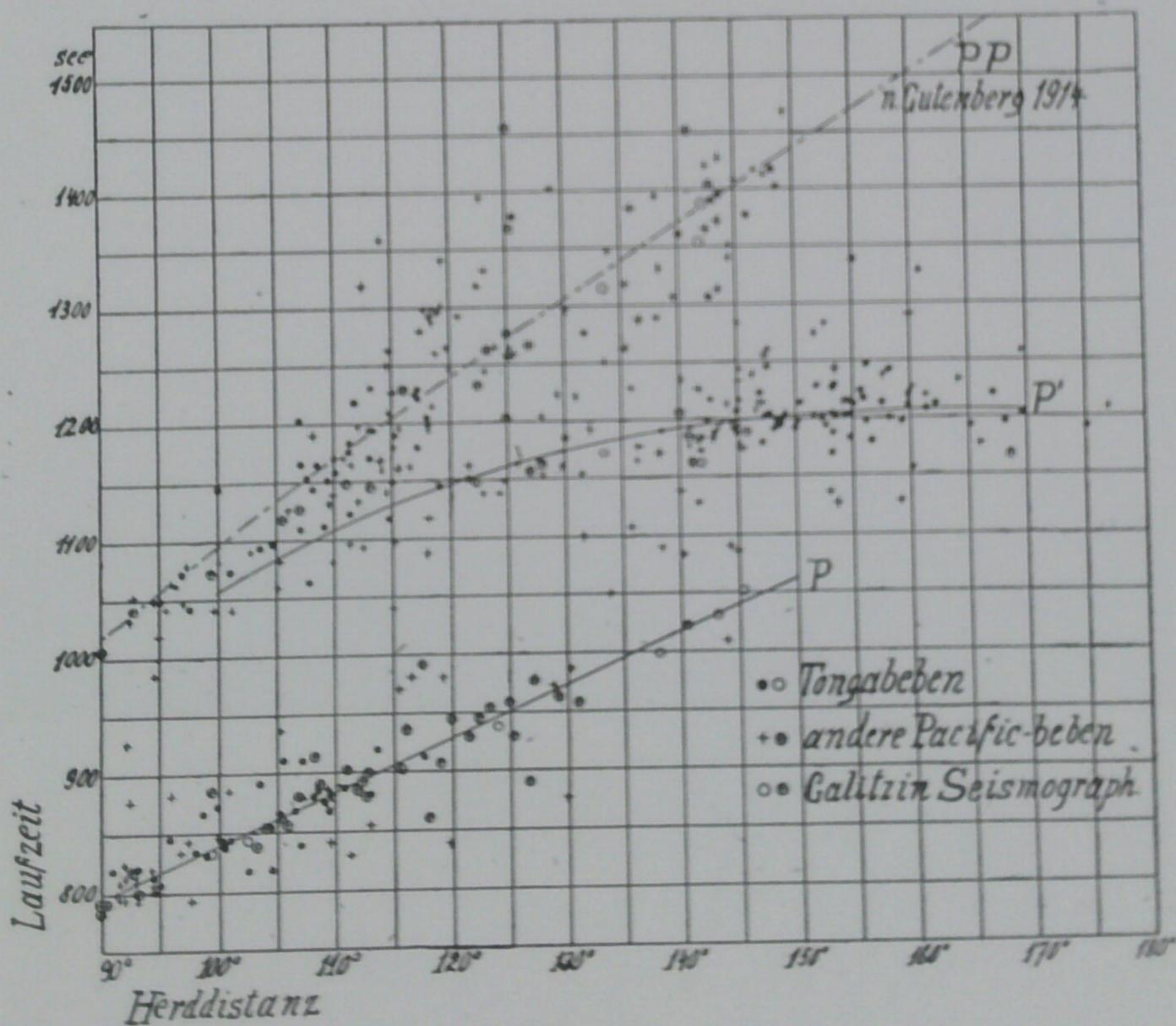
Figur 2.

50 km



Tabelle IIIb.

Δ	P	P'
90°	796 ^{sec}	sec
95		
100	840	1057
105		1085
110	884	1109
115		1130
120	928	1147
125		1162
130	973	1174
135		1185
140	1018	1193
145		1199
150	1063	1203
155		1205
160		1206
165		1206
170		1206



Figur 3.

Tabelle IV.
Daten zur Herdberechnung.
1. Mai 1915.

Herdzeit $5^h 59^m 55^s$; Herd $49^{\circ}.0$ N $154^{\circ}.0$ E. Kurilen.

I.	<i>P</i> beob.	Δ	Laufzeit	<i>P</i> ber.	<i>P</i> beob.-ber.
Irkutsk	6 ^m 29 ^s	31 ^o .7	405 ^s	6 ^m 40 ^s	-11 ^s
Jekaterinburg	9 26	53.7	572	9 27	- 1
Pulkowa	10 36	64.2	639	10 34	+ 2
Baku	11 08	69.7	676	11 11	- 3
Tiflis	11 26	71.8	687	11 22	+ 4
Eskdalemuir	11 49	75.2	710	11 45	+ 4
					Mittel -1.0
II.					
Zikawei	6 ^m 21 ^s	30 ^o .5	393 ^s	6 ^m 28 ^s	- 7 ^s
Taihoku	7 06	34.7	431	7 6	+ 0
Manila	8 14	44.5	509	8 24	-10
Batavia	11 13	69.5	674	11 9	+ 4
Samoa	11 16	69.8	676	11 11	+ 5
Riverview	12 18	81.0	740	12 15	+ 3
					Mittel -1.0
III.					
Berkeley	9 ^m 58 ^s	59 ^o .0	605 ^s	10 ^m 0 ^s	- 2 ^s
St. Klara	10 10	60.5	617	10 12	+ 0
St. Louis	11 55	77.0	717	11 52	+ 3
Ottawa	11 56	78.3	724	11 59	- 3
					Mittel -0.5

31. Juli 1915.

Herdzeit; $1^h 31^m 14^s$; Herd: $55^{\circ}.0$ N $162^{\circ}.0$ E. Kamtschatka.

I.	<i>P</i> beob.	Δ	Laufzeit	<i>P</i> ber.	<i>P</i> beob.-ber.
Irkutsk	38 ^m 12 ^s	34 ^o .0	425 ^s	38 ^m 19 ^s	- 7 ^s
Jekaterinburg	40 38	52.3	562	40 36	+ 2
Pulkowa	41 34	60.0	612	41 26	+ 8
Baku	42 22	69.7	675	42 29	- 7
Tiflis	42 43	71.0	683	42 37	+ 6
					Mittel +0.4
II.					
Zikawei	38 ^m 38 ^s	37 ^o .8	456 ^s	38 ^m 50 ^s	-12 ^s
Manila	40 36	51.5	556	40 30	+ 6
Samoa	42 49	71.8	687	42 41	+ 8
Riverview (Sydney)	44 18	89.0	792	44 26	- 8
					Mittel -1.5
III.					
Berkeley	40 ^m 40 ^s	52 ^o .8	565 ^s	40 ^m 39 ^s	+ 1 ^s
St. Klara	40 35	53.8	572	40 46	-11
Ottawa	42 32	69.6	674	42 28	+ 4
					Mittel -2.0

upid = 17356

Tabelle V.
Kurilenbeben.
1. Mai 1915.
Apia.

Phase	Greenwich Zt.	Periode	A_x	A_y	A_z	
			(μ)	(μ)	(μ)	
<i>P</i>	5h 11m 16s					nur in EW
<i>iS</i>	20 9					
<i>iL_q</i>	27 39					
<i>iL_n</i>	30 44	37	1430			
<i>M_{N,1}</i>	31 21	31	1760		600	
	52	27	1170			
	32 19	23	1320		750	
	42	23	1450			
	33 05	23	1220	580		
	28	23	940			
	51	23	890			
<i>M_{N,2}</i>	34 14	22	920			
	36	19	1050			
	55	21	1060	650		
	35 16	20	860			
	37	21	760			
	57	20	760			
	36 17	20	660			
	38	21	680			
	58	20	230			
	38	16	75			
39	16	104				
40	15	112				
41	16u.20	210	300			
42	16	156				
43	18	390				
44 48	19	540				
<i>M_{N,3}</i>	45 07	18	700			
	25	18	650		400	
	43	16	530			
	59	15	335			
	46 14	16	320			
	30	15				

Tiflis.

Phase	Greenwich Zt.	Periode	A_x	A_y	A_z	
			(μ)	(μ)	(μ)	
<i>iP</i>	5 ^h 11 ^m 26 ^s					
<i>iS</i>	20 52					
<i>L</i>	32					
	40 00	29	+ 2824			+ bedeutet nach <i>N</i> oder <i>E</i>
$M_{S,1}$	17	31.5	- 3541			
$M_{O,1}$	18	25.4		- 1458		
	41 26	26.0	+ 2050			
	43 27	24.2	+ 1162			
	45 03	24.0			- 766	
	18	24.0			+ 822	
	27	24.0			- 780	
	46 05	20.0		+ 1896		
	47 11	20.0		- 2791		
$M_{O,2}$	20	19.4		+ 3052		
	30	19.4		- 2917		
	58	20.2	- 1096			
	48 15	19.4		- 1717		
$M_{S,3}$	48 46	20.2	+ 1125			
	51 14	20.2	+ 852			
	26	20.2	- 794			
	53	17.4		- 855		
	54 32	19.2			- 538	
	55 31	18.4			- 553	
	48	20.0		+ 415		
$M_{S,3}$	55	18.0	+ 332			
	57 52	17.0			- 293	
	59	18.4		- 477		
	59 49	16.4			- 300	
	61 42	17.4			- 128	
	62 24	16.4			+ 112	
	57	16.0			- 130	
	64 42	16.4			+ 151	
	65 14	14.0			+ 90	

Tabelle VI.
Kamtschatkabeben.

31. Juli 1915.

Apia.

Phase	Greenwich Zt.	Periode	A_N	A_E	A_Z
			(μ)	(μ)	(μ)
<i>P</i>	1 ^h 42 ^m 49 ^s				
<i>iS</i>	52 04				
<i>iL_q</i>	2 00 00	nur in EW			
<i>L_R</i>	01 —				
<i>M</i>	3 49	37	320	103	
	4 07	32	285		150
	4 26	28	250		
		14		80	
	44	27	275		
<i>M_{N,1}</i>	5 11	25 u. 22	360		150
	36	24.5 u. 22	310		135
	6 00	21	215		
	21	21	220		
	42	23	250		
<i>M_{N,2}</i>	7 5	23	250		
	28	18	120		
	46	23	175		
	8 9	19	150		
	28	19	135		
	47	16	80		
	9 13	19	135		
	32	21	180		
	53	18	120		
	10 11	20	180		
	31	18	140		
	49	18	150		120
	11 07	18	100		
	25	16	85		
	41	18	110		
	12 09	18	110		
	27	21	145		
	48	18	120		
	13 05	17	105		
	23	18	120		
	44	21	155		
	14 05	21	100		
	23	18	65		
	16	20		50	

Phase	Greenwich Zt.	Periode	A_N	A_E	A_Z
		(μ)	(μ)	(μ)	(μ)
iP	1 ^h 42 ^m 43 ^s				
iS	52 09				
L	2 07 —				
	11 36	27.0		+944	
$M_{N,1}$	48	26.4	-1133	-918	
	12 00	24.0		+886	
$M_{N,2}$	48	23.0	+712		-134
	15 30	20.0		+463	
	44	20.4			
	16 42	22.0	+520		-260
	17 19	25.0		-766	
	18 14	19.0		+801	
	24	18.0			
	32	21.2	+883	-771	
	34	18.0			
	39	20.0	-819		
	51	20.0	-819		+263
	20 08	21.0			
	23	17.6	+460		-134
	21 49	17.2			
	22 55	17.2	-234		+91
	23 01	14.0			
	24 25	17.0		+290	-54
	24 53	14.2			+34
	27 54	15.0			

Tabelle VII.

Kurilenbeben.

1. Mai 1915 5^h 59^m 55^s.

Apia. Herddistanz: 7750 km.

Phase	Periode s	Ankunftzeit			Laufzeit s	V km/sec	A_N μ	A_E μ	A_Z μ
		h	m	s					
L_Q		5	27	39	1654	4.70			
L_R	37		30	44	1839	4.23			
$M_{N,1}$	31		31	21	1876	4.15	1760	580	750
$M_{N,2}$	21		34	55	2090	3.73	1060		
$M_{N,3}$	18		45	07	2702	2.88	700		

Riverview. Herddistanz: 9000 km.

M_1	23	40	18	2413	3.74	626	435	402
M_2	21	43	20	2595	3.48			

Tiflis. Herddistanz: 7970 km.

L_Q		5	32	—	1915	4.16			
$M_{N,1}$	31.5		40	17	2412	3.30	3541	3052	822
$M_{N,2}$			47	20	2835	2.81			
$M_{N,2}$	20.2		48	46	2921	2.74	1125		
$M_{N,3}$	18		55	55	3350	2.39	332		

16 Bu Chikus

Already in

Already in

Tabelle VIII.
Kamtschatkabeben.
31. Juli 1915 1^h 31^m 14^s.
Apia. Herddistanz: 7970 km.

Phase	Periode s	Ankunftszeit			Laufzeit s	V km/sec	A_N μ	A_E μ	A_Z μ
		h	m	s					
L_Q		2	00	00	1726	4.65			
L_R			01	00	1786	4.48			
M	37		03	49	1955	4.09			
$M_{N,1}$	25		5	11	2037	3.93	360	103	150
$M_{N,2}$	23		6	42	2128	3.75	250		

Riverview. Herddistanz: 9880 km.

L		2	7	18	2164	4.58			
$M_{N,1}$	21		16	55	2741	3.61	172	80	87

Tiflis. Herddistanz: 7880 km.

L_Q		2	07	—	2174	3.58			
$M_{N,1}$	26.4		11	48	2430	3.24	1133	944	
$M_{N,2}$	23.0		12	48	2490	3.18	712		260

Pulkowa. Herddistanz: 6660 km.

L	?	1	58	0	1634	4.09			
M_N	?	2	6	15	2129	3.14			

Tabelle IX.

Perioden der Hauptphase und Nachläuferwellen in Apia und Göttingen.

I. Südsee.

Datum	Herd	Samoa		Göttingen	
		L, M	C	L, M	C
12. VI. 1905	Gilbert In.	10	10	18—24	18
14. " "	südl. v. Rarotonga	17 u. 9	10 u. 5		18
30. " "	östl. v. Salomo In.	17. u. 11	11	18—24	18
17. VII "	Tongarinne	14	10	18—24	18
14. IV. 1906	Neue Hebriden	15, 11	9		18
1. VI. "	Neu Guinea	27, 14, 18	14—18	18	18
14. IX. "	Bismarck-Arch.	20, 15	14, 10		18
2. X. "	"	33—26	14, 12	18, 19	18
		15			
30. III. 1910	Gilbert Inseln	15	12		18
14. XI. 1906	östl. v. Neu-Caledon.	24, 8, 12	6, 12	50—42, 24	18
		Mittel	-11		18

II. Asien.

Datum	Herd	Samoa		Göttingen	
		<i>L, M</i>	<i>C</i>	<i>L, M</i>	<i>C</i>
6. VII. 1905	Südl. von Japan	19	17	18	12 u. 13
9. " "	Mongolei	60—30	16	40	18
23. " "	"	60—41	22—16	40	18
15. IX. "	Kamtschatka	28, 19	18	30	18
				17—18	12—20
21. I. 1906	Japan	30, 18	17	12, 12	12
19. VI. 1906	Philippinen	25, 17		40, 30	12
17. X. 1906	"	31, 16	12	40—25	12
				20, 15	
7. IX. 1906	Japan	27, 17, 19	16	30, 22	12, 13
				19, 15	15
12. VII. 1911	Philippinen	28, 20, 19		17, 18	12
13. X. 1911	Sachalin	20	16	12—18	12
14. X. 1911	Aleuten	24, 25, 20		12—18	12
		Mittel	16		14

III. Europa.

8. IX. 1905	Calabrien	52—36 21; 19, 18	18	10—15, 9	12
19. III. 1906	Isl.-Grönl.	22	20—18	19	10, 11, 12
		Mittel	18		11

IV. Amerika.

3. III. 1906	Antillen	19	19	30, 16	15, 17.5
31. I. "	Ecuador	19, 16	15, 19	18	18
18. IV. "	S. Francisco	57, 11, 9	16	60, 35	18
		8.5, 17		30, 22, 20	
17. VIII. 1906	Chile	55, 12, 24, 19	14, 18	18, 22, 17	17, 18
		20, 18, 15			
19. VII. 1906	"	28, 18, 15		18	17, 18
30. VIII. 1906	"	27, 17, 15		18	18, 17
15. IV. 1907	Mexiko	20, 18, 19	17, 18	18	18
30. VII. 1909	"	38		34	
		19, 17		21, 18, 24	18
		Mittel	17		17