

Werk

Jahr: 1928

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:4

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0004

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0004

LOG Id: LOG_0069

LOG Titel: Vorträge, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft vom 19. bis 21. September 1928

LOG Typ: section

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

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

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

Terms and Conditions

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

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

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

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

Contact

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

Vorträge, gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

vom 19. bis 21. September 1928.

Die Seismizität der Ozeane und Kontinente.

Von E. Tams. — (Mit zwei Karten.)

1. Geschichtlicher Überblick. 2. Ergänzungen zu dem bisherigen Bilde von der Seismizität der Erde. a) Die hohen nördlichen Breiten. b) Die hohen südlichen Breiten. c) Der Pazifik unter Ausschluß seiner Randgebiete. d) Der Indik. 3. Vergleichende Betrachtung der drei Ozeane. 4. Beziehungen zur Seismizität der Kontinente. Sial und Sima. 5. Ozeanbecken und Tiefseerinnen. 6. Seismizität und Schwerkraft. 7. Literaturnachweis. 8. Anhang: Tabelle der in der Arbeit gesondert behandelten Epizentren seit 1913.

1. Geschichtlicher Überblick. Erst in den letzten zwanzig Jahren vervollständigt sich das Bild, welches wir uns von der Seismizität der Erdoberfläche zu machen haben, mehr und mehr. Zwar ist ein wichtiges Gesetz der geographischen Verbreitung der Erdbeben, nämlich ihr vorwiegendes Gebundensein an den mediterranen und den zirkumpazifischen Gürtel, schon durch die Untersuchungen von F. de Montessus de Ballore²²⁾ klargestellt und in dem Werke dieses Autors über die seismische Geographie 1906 zusammenfassend dargestellt worden und hat noch etwa zwei Jahrzehnte früher, im Jahre 1887, E. Rudolph³²⁾ die Seismizität der Ozeanböden einer ersten Untersuchung unterzogen; doch war Rudolph in damaliger Zeit nur auf Schiffsbeobachtungen angewiesen und beschränkte sich de Montessus de Ballore fast ausschließlich auf die Verwertung eines allerdings sehr umfangreichen Materials makroseismischer Landbeobachtungen. Die zuerst für die größeren Erdbeben von 1899 von I. Milne²⁰⁾ ausgeführten und seitdem von ihm selbst regelmäßig bis 1910 fortgesetzten Epizentrumsermittlungen auf mikroseismischem Wege waren entsprechend dem Anfangsstadium in der Entwicklung der physikalischen Seismologie notwendigerweise zunächst noch sehr unbestimmt und lückenhaft.

Einen wichtigen Fortschritt verzeichnet sodann die von E. Rudolph und S. Szirtes³³⁾ 1914 entworfene Erdkarte der geographischen Verteilung von Großbeben, obwohl naturgemäß ebenfalls hier bei der Kürze der zuverlässiger mikroseismisch auswertbar gewesenen Zeit sowohl auf dem Lande wie namentlich auf dem Meeresboden noch manche Lücke vorhanden ist und andererseits doch auch noch manche der eingetragenen Epizentren ihrer Lage nach als recht zweifelhaft angesprochen werden müssen. Zum ersten Male tritt indessen wenigstens im Kartenbild die seismische Bedeutung der Tiefseerinnen deutlich hervor. Wie aber beide Autoren merkwürdigerweise in diesen Rinnen keine besonders beachtenswerten tektonischen Gebilde sahen, so legten sie auch auf ihren Reichtum an Großbeben nur so weit Gewicht, als sich in der Nähe Vulkane befinden; denn sie möchten die hohe Seismizität der mediterranen und der

zirkumpazifischen Zone letzthin darauf zurückgeführt wissen, daß sich gerade unter diesen beiden Zonen das sogenannte pazifische Magma befindet, welches im Vergleich zum atlantischen Magma höher gelegen ist und daher von intensiverer Wirksamkeit sein soll. Die lebhafteste, erst durch E. Krenkels¹⁸⁾ Forschungen aufgedeckte Erdbebentätigkeit des ostafrikanischen Bruchsystems*), wie auch die rege Seismizität des Europäischen Nordmeeres⁴⁰⁾ konnte damals nur vermutet werden und wurde genetisch mehr nebenbei mit in Betracht gezogen, sonst hätten schon diese beiden abseits gelegenen seismischen Gebiete jene Art einer rein magmatischen Erklärung in Frage stellen müssen; denn die Region des ostafrikanischen Grabens ist durch atlantische, und die des Europäischen Nordmeeres durch die Sippe der basaltischen oder arktischen Laven gekennzeichnet.

Es ist etwas anderes, wenn zum Beispiel C. G. S. Sandberg³⁴⁾ neuerdings wieder besonders stark den Zusammenhang zwischen Gebirgsbildung und Vulkanismus betont und namentlich den Standpunkt vertritt, daß alle bekannten tektonischen Großformen der Gebirgsketten auf die Wirkung magmakratischer Kräfte zurückzuführen seien (magmakratische Orogenese). Dann treten natürlich letzthin auch die Erdbeben allgemein in eine für ihr Auftreten entscheidende ursächliche Beziehung zu den magmatischen Vorgängen der Tiefe. Zu dieser in den Bereich des Problems der Gebirgsbildung gehörenden Hypothese kann hier indessen, da es von dem zu behandelnden Gegenstand zu weit abführen würde, nicht Stellung genommen werden.

Einen weiteren erheblichen Fortschritt zeigt dann die Darstellung der Seismizität der Erdoberfläche, welche A. Sieberg³⁶⁾ unter Beigabe einer seismisch-tektonischen Weltkarte 1922 veröffentlichte. Von der Seismizität der Landgebiete dürfte damit wohl schon ein in den Hauptzügen recht vollständiges Bild gegeben sein, und das Bild von der Seismizität der Ozeane erhielt durch Mitberücksichtigung des älteren Rudolphschen Materials der durch Schiffsbeobachtungen bekannt gewordenen submarinen Beben vollere Züge. Die Verwertung mikroseismisch ermittelter Epizentren mußte aber zufolge der Ungunst der Zeitverhältnisse noch beschränkt bleiben, und so fehlte zum Teil für ein richtiges Urteil über die Größe der Beben des Meeresbodens ein zuverlässiger Maßstab, wie auch selbstverständlich noch nicht alle Gebiete seismisch zu erfassen waren. Die seismische Bedeutung der Tiefseerinnen tritt aber besonders klar hervor und wird nun auch vom genetischen Standpunkt aus gebührend beleuchtet. Entsprechend der Erkenntnis, daß für die Entstehung von Erdbeben die Bruchdislokation die Hauptrolle spielt und die Tiefseerinnen wichtige Leitlinien im Antlitz der Erde darstellen, wird sie damit erklärt, daß es sich bei diesen submarinen und ausgesprochen randständigen Furchen maximaler Einsenkung um gewaltige Verwerfungen handele. Hierauf wird weiter unten (Abschnitt 5 und 6) zurückzukommen sein.

*) Die schmale Bruchzone des Njassa- und Tanganjikagrabens bis zum Albertsee im Norden weist eine mittlere jährliche Bebenhäufigkeit von über 100 auf, und in Deutsch-Ostafrika sollen jährlich mindestens 250 bis 300 Erdbeben eintreten.

Eine systematische und schärfere Anwendung der Methoden der mikroseismischen Epizentrumsbestimmung lehrte dann aber, daß auf diesem Wege regional noch wichtige Ergänzungen zu dem bisherigen seismischen Bilde der Erdoberfläche zu erhalten seien, ja geradezu seismisches Neuland gewonnen werden könne. Einen zu weiteren ähnlichen Arbeiten anspornenden Beweis hierfür liefern Untersuchungen solcher Art über die seismischen Verhältnisse des Europäischen Mittelmeeres²⁸⁾, welche in Bestätigung und Erweiterung der früheren Rudolphschen Ergebnisse besonders die lebhafte Erdbeben-tätigkeit in der östlichen Mittelmeerhälfte dartun, sowie ferner über die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung⁴⁰⁾, welche erst die dem Mittelmeer vergleichbare seismische Regsamkeit dieses geotektonisch eine Einheit für sich darstellenden abseits gelegenen Meeresbeckens aufzeigen und Epizentren auch jenseits von 80° N, in erster Linie an dem Böschungsabfall von Grönland und Spitzbergen zum arktischen Becken nachweisen. Auch darf in diesem Zusammenhang auf den Nachweis von Epizentren in der nur schwer zugänglichen Region der Nordenskiöld-See und ihrem südlichen Randgebiet in Nordsibirien zwischen Taimyrland und den Neusibirischen Inseln⁴¹⁾, und auf die erst kürzlich erfolgte vollständigere Aufhellung der Seismizität des offenen Atlantischen Ozeans⁴²⁾ aufmerksam gemacht werden, welche u. a. neben einem fast lückenlosen starken seismischen Betontsein der nördlichen Hälfte der atlantischen Schwelle von Island bis zur Insel Ascension auch eine bisher unbekannte und sehr bemerkenswerte Seismizität des Südantillenbogens zutage brachte. Wichtige Aufschlüsse verdanken wir endlich den verwandten Arbeiten von S. W. Visser⁴⁵⁾ bzw. St. Taber³⁹⁾ über die Lage der instabilen Bezirke im Gebiet von Niederländisch-Indien und im Bogen der Großen Antillen. In beiden Fällen wird erst durch diese Studien der Bebenreichtum der Abdachungen zu den hier vorhandenen Tiefseerinnen im einzelnen klargelegt.

2. Ergänzungen zu dem bisherigen Bilde von der Seismizität der Erde.

Mit der Wahrscheinlichkeit rechnend, daß eine Durchmusterung des inzwischen schon recht ansehnlich angewachsenen Materials an mikroseismisch bestimmten Epizentren unsere Kenntnisse von der Seismizität der Kontinente und Ozeane weiter fördern könnte, habe ich mich nun zunächst einer solchen Aufgabe unterzogen. Ich beschränkte indessen hierbei mein Interesse darauf, solche Epizentren ausfindig zu machen, welche außerhalb der seismisch schon näher bekannten Gebiete gelegen sind.

Als Unterlage dienten mir in erster Linie die Bestimmungen, welche von H. H. Turner für 1913 bis 1917 im Bulletin of the Brit. Assoc. Seism. Committee (Oxford 1917 bis 1922) und seitdem bis Ende 1924 im International Seism. Summary (Oxford 1923 bis 1928) veröffentlicht wurden. Von etwa 1913 an*)

*) Eine Bearbeitung der Beben von 1911 und 1912 ist in der Reihe dieser Veröffentlichungen bisher nicht erschienen. I. Milne führte, wie schon oben bemerkt, die Lokalisierungen bis 1910 durch, und vom Zentralbureau der Internationalen seismologischen Assoziation der Vorkriegszeit konnten die Ergebnisse einer analogen Bearbeitung der registrierten seismischen Störungen nur bis einschließlich 1907 publiziert werden.

gewinnen die mikroseismischen Epizentrumslokalisierungen erheblich an Genauigkeit, obgleich auch weiterhin die einzelnen abgeleiteten Epizentren nur mit Auswahl übernommen werden können. In einer großen Zahl von Fällen erweisen sich die vorhandenen mikroseismischen Daten als durchaus unzureichend zu einer auch nur angenäherten Lokalisierung. Den auch dann angegebenen epizentralen Koordinaten dürfte nur die sehr fragwürdige Bedeutung zukommen, den Punkt auf der Erdoberfläche zu bezeichnen, auf den sich unter zum Teil recht willkürlicher Deutung unvollständiger Stationsdaten die verschiedenen Seismogramme allenfalls beziehen lassen. Von uns wurden unter der oben angegebenen Beschränkung nur solche Epizentren berücksichtigt, für welche diese Bedenken wegfielen und die Genauigkeit der Bestimmung in Breite und Länge im allgemeinen auf 1 bis 2 Äquatorgrad zu schätzen war.

Es mag hier eingeschaltet werden, daß im Hinblick auf eine immer mehr zu erzielende Zuverlässigkeit der Epizentrumslokalisierungen und auf die auch bei gut beobachteten Beben nicht immer zu erreichende Eindeutigkeit der Bestimmung solche Lokalisierungsarbeit zweckmäßig unabhängig von verschiedener Seite ausgeführt wird. Von diesem Gesichtspunkt aus kann es daher nur sehr begrüßt werden, wenn eine derartige Arbeit schon seit längerem auch vom Dominion Observatory Ottawa in Kanada geleistet wird und seit kurzem desgleichen von der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena in Angriff genommen ist.

Für die letzte Zeit von 1925 bis Anfang Juli 1928 konnte ich einige verlässliche Angaben bereits den von der Züricher Erdbebenwarte herausgegebenen vorläufigen Sammelberichten entnehmen; und endlich gaben bezüglich etwaiger Beben im südöstlichen Pazifik westlich von Südamerika und in der Antarktis besonders die drei südamerikanischen Stationen La Paz, Sucre und La Plata vielfach erwünschte Auskunft. Auch hier mag aber wiederholt werden, was bereits an anderer Stelle gesagt worden ist, daß die wenigen guten seismischen Observatorien, welche bisher auf der Südhemisphäre vorhanden sind, nicht ausreichen, um zu einem einigermaßen vollständigen Bilde von der Seismizität dieser Hälfte unserer Erde zu verhelfen.

Bei den so ausgelesenen 67 Beben wurden in einigen Fällen aus verschiedenen hinreichend übereinstimmenden Einzelbestimmungen der epizentralen Koordinaten unter Abrundung auf ganze oder halbe Grade das Mittel gebildet. Eine Übersicht über alle 67 Beben, die 58 verschiedenen Epizentren angehören dürften, findet sich in einer Tabelle am Schluß der Arbeit, in welche außerdem noch zur Charakterisierung ihrer Stärke die in De Bilt oder Hamburg oder an einer sonst geeignet erscheinenden Station registrierten Maximalamplituden M mit den zugehörigen Wellenperioden T und dem abgerundeten Wert der Epizentraldistanz eingetragen sind. Die Nummern der Beben im Text und auf den dieser Arbeit beigefügten zwei Karten beziehen sich auf diese Tabelle.

a) Die hohen nördlichen Breiten. Bemerkenswert wegen ihrer Lage in einem seismisch noch wenig oder gar nicht bekannten Gebiet sind die Epizentren einiger Beben in Nordostsibirien. Zwar ist die Lage der Beben

Nr. 1 auf der Tschuktschen Halbinsel, Nr. 2 nördlich vom Ochotskischen Meere und Nr. 3 nördlich von Jakutsk im einzelnen nicht ganz sicher, doch sind sie gewiß als Zeugen dafür zu werten, daß auch dieser nordöstliche Teil von Sibirien nicht, wie bisher vermutet worden war, als stabil zu gelten hat. Beben Nr. 1 rief in Hamburg bei einer Epizentraldistanz Δ von etwa 6500 km immerhin noch Maximalamplituden M von 21 bis 32μ hervor. Beben Nr. 2, welches von dem Kolimski-Gebirge ausgegangen sein dürfte, war schwächer, liegt aber in der Nachbarschaft eines auf der Siebergschen Karte³⁶⁾ am Nordrande des Ochotskischen Meeres verzeichneten Großbebenherdes und weist damit zugleich auf dieses Meer selber hin, aus dessen Mitte nunmehr auch ein allerdings nur sehr schwaches, aber seiner Lage nach gut gesichertes Beben (Nr. 6) bekannt ist. Damit nähern wir uns aber dem entschieden seismischen Bezirk der Insel Sachalin, aus welchem das zerstörende Beben Nr. 7 stammt (Hamburg: $\Delta = 7800$ km, $M = 96$ bis 216μ), und welcher weiter nach Hokkaido führt, um hier auf die bekannte erdbebenreiche Zone zu stoßen, die sich von Kamtschatka her über die Kurilen nach Nippon und südwärts bis nach den Philippinen usw. erstreckt. In der Tat wird sowohl Sachalin als auch das Ochotskische Meer an seiner nördlichen und östlichen Umrandung nach der Darstellung von W. A. Obrutschew²⁶⁾ außer von mesozoischen auch von wesentlich tertiären Bruchlinien begrenzt, wie ferner Sachalin und der Westen Kamtschatkas auch von tertiären Falten durchzogen wird. Ebenso wurde die Tschuktschen Halbinsel mit dem sie erfüllenden Anadyrski-Gebirge im Tertiär von starken Faltungen und Bruchbildungen ergriffen.

Nördlich vom Ochotskischen Meere leitet nun andererseits das Kolimski-Gebirge mit dem Beben Nr. 2 nordwestwärts unmittelbar über in das Werchojanische Gebirge mit dem freilich auch nur unbedeutenden Beben Nr. 3. Wir befinden uns hier aber in einer sehr gestörten Gegend, wie die erst neuerdings (1926) von S. Obrutschew²⁵⁾ gemachten Entdeckungen dartun. Diese brachten den Nachweis, daß der eben genannte östlich der Lenamündung anhebende und bis in die Tschuktschen Halbinsel verfolgbare Gebirgszug auf seiner konkaven nördlichen Seite von einem zweiten noch höheren, bis zu 3000 bis 3300 m ansteigenden Gebirgsbogen alpinen Charakters von etwa 1000 km Länge und 300 km Breite begleitet wird, dem Cherski-Gebirge, welches in mehreren, 10 bis 350 m hoch gelegenen Erosionsterrassen an der Indigirka auch den Beweis neuzeitlicher horstförmiger Hebungen trägt. Wir werden in diesem ganzen Gebiet häufiger mit Beben, wenn auch wohl mit keinen wirklichen Großbeben zu rechnen haben, so wie wir es bereits genauer bezüglich der angrenzenden Region der Nordenskiöld-See im Einklang mit dem geologischen Befund, daß sich hier gegenwärtig nur epirogenetische Vorgänge abspielen, haben nachweisen können⁴¹⁾. Erst am 3. Februar 1928 fand wieder ein mäßiges Beben (Nr. 5) bei den Neusibirischen Inseln statt, dem indessen am 14. und 15. November 1927 drei Beben (Nr. 4 a, b, c) nahe dem Mündungsgebiet der Lena voraufgegangen waren, von denen das eine doch sehr erhebliche Stärke

hatte, indem es z. B. in Hamburg bei $\Delta = 5100$ km noch Amplituden bis zu rund 400μ bewirkte und auch noch in La Paz und Sucre (Bolivien, $\Delta = 14\,000$ bis $15\,000$ km) deutlich registriert wurde, so daß es den ganz großen Beben nicht mehr so fern stand.

Sehen wir bei unserem Überblick der höheren nördlichen Breiten von der von uns schon genauer untersuchten und bereits in der Einleitung herangezogenen seismisch sehr bewegten Region des Europäischen Nordmeeres mit dem anstoßenden Teile des Arktik⁴⁰⁾ ab, so ist jedoch noch besonders auf ein Beben mäßiger Stärke hinzuweisen, das am 16. November 1920 in einer bisher als völlig stabil geltenden Gegend des arktischen Amerika, nämlich vor der Westküste von Banksland in rund 72° N, 127° W stattfand. Nicht unerwähnt sei aber wegen seiner polnahen Lage in abgerundet 86° N, 95° E auch ein Beben am 13. April 1912*). Über die Entstehung dieser beiden letzten Beben kann bei unserer unzulänglichen Kenntnis des Aufbaues der betreffenden Erdgegenden noch nichts gesagt werden. Doch mag nicht unbetont bleiben, daß gerade auch diese beiden Vorkommnisse zeigen, wie schon unser Wissen von der geographischen Verbreitung der Erdbeben noch nicht als vollständig anzusehen ist.

b) Die hohen südlichen Breiten. Dasselbe lehrt der Umstand, daß wir erst aus der Zeit nach 1924 einige Beben kennen, welche der Antarktis, und zwar dem Bezirk der Westantarktis südlich vom Kap Horn, angehören. Wir verdanken diese Kenntnis den seismometrischen Beobachtungen der schon genannten südamerikanischen Stationen La Paz, Sucre und La Plata, die auf vier Epizentren im südlichen Teile der Drake-Straße schließen lassen, von denen freilich in den vorliegenden Fällen keine bedeutenden Beben ausgestrahlt sind (in La Paz und Sucre bei $\Delta = 4800$ bis 5400 km $M \leq 8 \mu$). Zwei (Nr. 11 und 12) liegen westlich vor der westantarktischen Küste, in 64 bis 65° S und 71 bis 77° W, und zwei (Nr. 9 und 10) im Gebiet der Südshetland-Inseln, in 62 bis 63° S und 57 bis 64° W, d. h. im Zuge des Südantillenbogens, der ja als ein Strukturelement pazifischer Bauart von der Westantarktis her weit nach Osten in den Atlantischen Ozean vorstößt und über die Südorkney-Inseln, die Südsandwich-Gruppe und Südgeorgien nach Feuerland führt. Wie an anderer Stelle gezeigt⁴²⁾, weist dieser Bogen jedenfalls auch bei den Südsandwich-Inseln und der ihnen vorgelagerten, von der Meteor-Expedition entdeckten Südsandwich-Tiefe eine beachtenswerte Seismizität auf, so daß sich nunmehr in der Tat das von seiner Seismizität zu machende Bild in der erwarteten Weise weiter abrundet. Auch die beiden zuerst genannten Epizentren dürften noch ganz in die geotektonische Einflusssphäre dieses so bedeutsamen Charakterzuges im Antlitz der Südhalbkugel

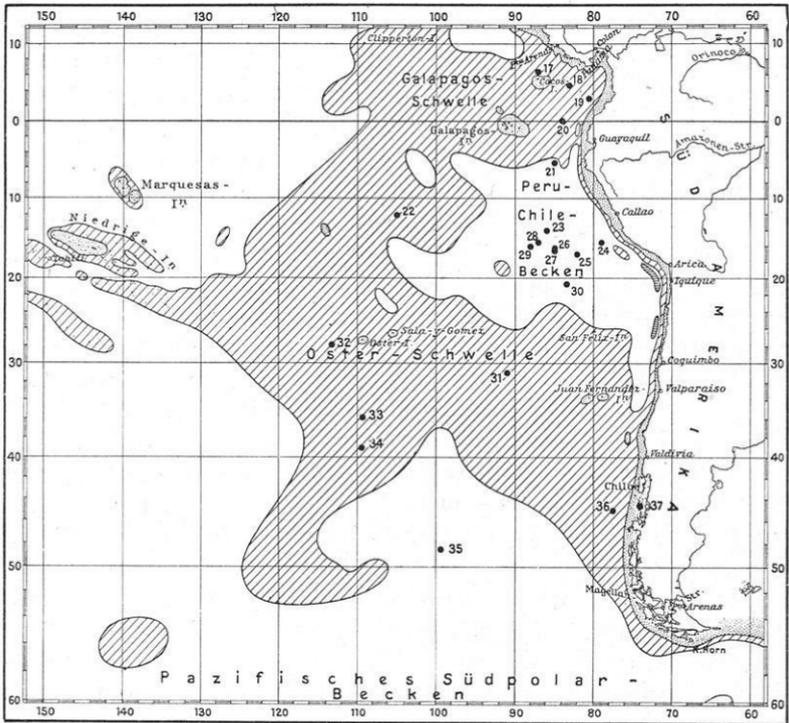
*) Es ließ trotz seiner geringen Intensität (Hamburg: $\Delta = 4100$ km, $M = 2\frac{1}{2} \mu$) nach den auf mehreren europäischen Stationen beobachteten P-Zeiten eine genauere Lokalisierung mit einem mittleren Fehler von ± 100 km in der Breite und ± 50 km in der Länge zu. Die sehr hohe nördliche Lage des Epizentrums wird in diesem Falle auch durch die in Pulkowo allein mittels Azimut und Entfernung vorgenommene und auf $79,5^\circ$ N, 100° E führende Bestimmung bestätigt, wenn derselben auch bei der Kleinheit der Ausschläge nur der Wert einer ersten Annäherung zuzuschreiben ist [⁴⁰⁾ 2. Arbeit].

fallen, der gerade auch in seinem antarktischen Anteil, in der Bransfield-Straße und dem Südshetland-Archipel, deutliche Anzeichen geologisch neuzeitlicher, nämlich tertiär-quartärer endogendynamischer Vorgänge aufweist (Einbruch der Bransfield-Straße und vulkanische Tätigkeit auf der Bridgman- und Dezeption-Insel). In 65° S und 72° W wurde nach Rudolph auch eine submarine Eruption beobachtet. Sonst sind uns zuverlässig bestimmte Epizentren in der Antarktis südlich von 60° S bisher nicht bekannt geworden. Rudolph weiß nach Schiffsnachrichten nur noch über zwei submarine Beben bei Staten-Insel bzw. 150 bis 200 km südlich von Kap Horn und über ein Beben in rund 55° S und $128\frac{1}{2}^{\circ}$ W, d. h. halbwegs zwischen Kap Horn und der Macquarie-Insel, zu berichten.

Doch konnte erst neuerdings auch nur wenig nördlicher als 60° S zwischen Südviktorialand und Neuseeland ein Großbebenherd festgestellt werden, indem sich für das schwere Beben vom 26. Juni 1924 (Nr. 16; Hamburg: $\Delta = 18000$ km, $M = 140$ bis 530μ) die epizentralen Koordinaten recht sicher zu rund 57° S und 159° E ergaben. Dieser nach unseren jetzigen Kenntnissen am weitesten südlich gelegene Großbebenherd erfordert aber auch deswegen besondere Beachtung, weil er einerseits in der Streichungsrichtung von Neuseeland und der nahe dem Ostkap der Nordinsel anhebenden, seismisch so tätigen Kermadec- und Tonga-Rinne liegt und weil er andererseits doch auch nur rund 10 Breitengrade von der Ostantarktis entfernt ist, die hier im Südviktorialand wahrscheinlich erst in Verbindung mit einem jüngeren, noch tätigen Vulkanismus (Erebus, Terror usw.) auch tiefgreifende Bruchbildung erfahren hat, der wohl das Ross-Meer seine Entstehung verdankt²⁴). Es ist zu vermuten, daß auch diese ganze Region nicht frei von Erdbeben ist; doch kann uns erst die Zukunft über den Charakter ihrer Seismizität unterrichten. Von vornherein wird aber im Auge zu behalten sein, daß dieses Gebiet wie auch das im Süden des Indischen Ozeans gelegene Kaiser-Wilhelm-II.-Land mit dem Gaußberg jedenfalls in vulkanischer Beziehung von atlantischem Typus ist. Es ist daher fraglich, ob zwischen dem Großbebenherd südlich der Macquarie-Insel und der Antarktis seismisch eine Verbindung besteht; gewiß aber führt eine solche nach Neuseeland hinüber und damit auch weiter in die markante nordnordostwärts verlaufende Tiefseefurche. Drei submarine Beben (Nr. 13, 14, 15) südwestlich von Neuseeland in 48 bis 49° S und 159 bis 166° E, von denen eines (Nr. 15 am 24. Juli 1924, d. h. nur vier Wochen später als Beben Nr. 16 südlich der Macquarie-Insel) wieder ausgesprochen Großbebencharakter hatte (Hamburg: $\Delta = 17800$ km, $M = 50$ bis 115μ), und häufige bedeutende Beben in der Zone der neuseeländischen Ostküste stellen eine solche Verbindung her. Schon Rudolph konnte übrigens auf seiner Karte von 1887 auch ein submarines Beben südlich von Neuseeland in rund 51° S und 171° E verzeichnen.

c) Der Pazifische Ozean unter Ausschluß seiner Randgebiete. Schließen wir nun zunächst die durchweg mit Tiefseerinnen besetzten und seismisch auch schon recht gut bekannten Randgebiete des Pazifik von der Betrachtung aus, so finden wir in dem weiten übrigen, von Tiefseerinnen ganz

freien und auch inselarmen Gebiet dieses Ozeans mit Ausnahme seines südöstlichen Teiles zwischen der Osterinsel und der südamerikanischen Tiefseefurche auf Grund seismometrischer Registrierungen kein Epizentrum. Es wird damit die bisherige Erfahrung bestätigt, daß man es hier mit einem weiten aseismischen Felde, und zwar dem größten der Erde, zu tun hat. Freilich ist selbst auf dieser Fläche keine absolute Erdbebenruhe vorhanden; doch liegen auch



Tiefen: 0 bis 2000m, 2000 bis 4000m, 4000 bis 6000m, über 6000m.

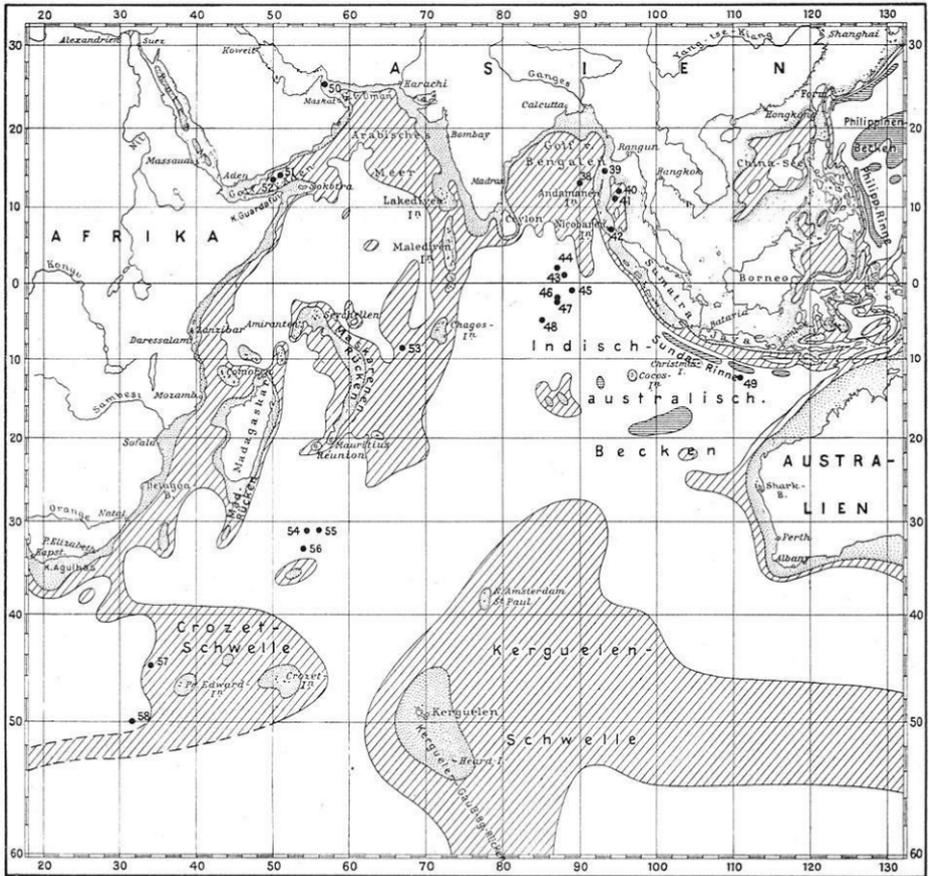
Fig. 1. Karte der seismischen Verhältnisse des südöstlichen Pazifik unter Ausschluß der Zone der südamerikanischen Tiefseerinnen auf Grund der instrumentellen Beobachtungen seit 1913. Äquatorialmaßstab 1 : 110 Millionen.

Schiffsnachrichten über hier wahrgenommene Seebeben nach dem Rudolphschen Material nur ganz vereinzelt vor. Auch die Gruppe der Hawaii-Inseln stellt kein besonders reges seismisches Gebiet dar, wenn auch z. B. das auf der Insel Hawaii aufgetretene heftige Beben vom 21. September 1908, dessen Epizentrum vermutlich eine benachbarte submarine Lage hatte, noch in Hamburg deutlich registriert wurde ($\Delta =$ rund 12000 km, $M = 6$ bis 22μ). Den übrigen hier natürlich häufig auftretenden, aber örtlich begrenzten rein vulkanischen Beben kommt in diesem Zusammenhang nur sekundäre Bedeutung zu.

Eine sehr lebhafte seismische Tätigkeit entfaltet indessen im offenen Pazifik der Teil seines Meeresbodens, der sich von der Osterinsel und den Galapagosinseln bis an die Zone der Tiefseerinnen vor der südamerikanischen Küste ausbreitet, ohne daß er aber, soweit bis jetzt bekannt ist, ein besonders bewegtes Relief aufwiese (siehe die nebenstehende Karte, Fig. 1). In diesem Gebiet werden nicht nur immer wieder Seebeben unmittelbar wahrgenommen³²⁾, sondern es können hier bis jetzt — in erster Linie nach den Angaben von La Paz, Sucre und La Plata aus den Jahren 1925 bis 1927 und hinreichend übereinstimmend mit dem Auftreten der Seebeben — in angenäherter Lage auch 21 mikroseismisch bestimmte Epizentren angegeben werden, von denen teilweise auch starke Beben ihren Ausgang genommen haben. Letzteres gilt z. B. von den Epizentren südlich der Osterinsel (Nr. 33 und 34; Hamburg: Δ = rund 15000 km, M bis zu 76 und 51 μ) und zwischen dieser Insel und den Juan Fernandez-Inseln (Nr. 31; De Bilt: Δ rund 13000 km, M bis zu 49 μ). Eine hohe seismische Regsamkeit weist ferner besonders das in der Breite von Callao und Iquique noch außerhalb der Tiefseerinnen gelegene Zehngradfeld zwischen 12° und 22° S und 79° und 89° W auf, in welchem in den letztvergangenen drei Jahren allein wohl acht Epizentren nachzuweisen sind. Recht beachtenswert war auch ein Beben in dem Meeresteil zwischen den Galapagos-Inseln und Panama (Nr. 18 in rund 4 $\frac{1}{2}$ ° N, 83° W) und dergleichen noch ein anderes Beben, welches sein Epizentrum im Chonos-Archipel südlich der Insel Chiloé gehabt haben dürfte und damit allerdings schon der Kontinentaltafel angehört (Nr. 37 in rund 44 $\frac{1}{2}$ ° S und 74° W). Nimmt man nun hierzu die vielen ganz schweren Beben in der andinen Zone einschließlich der den Gebirgswall begleitenden Tiefseefurche, so tritt hervor, daß hier ein großes und wohl im wesentlichen zusammenhängendes habituelles Schüttergebiet längs fast der ganzen südamerikanischen Küste noch weit in den Ozean reicht und auch in seinen ganz küstenfernen Bezirken noch seismisch recht rege ist.

d) Der Indik. (Siehe die umstehende Karte, Fig. 2). Nächst den soeben behandelten Teilen des Großen Ozeans muß nun auch der größte Teil des Indischen Ozeans als noch wenig seismisch bekannt gelten. Nur die Tiefseefurche an seinem nordöstlichen Rande, nämlich die vor Java und Sumatra bzw. vor den Sumatra begleitenden Mentawai-Inseln gelagerte Sundarinne, welche vielleicht sogar als Doppelrinne aufzufassen ist, konnte wieder — schon zufolge ihrer Randständigkeit — ihren seismischen Charakter nicht lange verborgen halten und wurde sehr bald als eine ebenfalls an Großbebenherden besonders reiche Zone erkannt. Nach den Feststellungen von S. W. Visser^{45) 46)} nimmt die große Mehrzahl der Erdbeben, welche an der dem Indik zugewandten Küste der beiden genannten Sunda-Inseln auftreten, ihren Ausgang von dem Abfall zu dieser Tiefseerinne sowie von deren eigentlichen Bereich selbst. Diese submarine Zone [siehe auch³⁶⁾] läßt sich aber im Zuge des mediterranen Gürtels über die Mentawai-Inseln und das Nordwestende von Sumatra hinaus noch deutlich über die Nikobaren und Andamanen bis nach

Unterbirma und in den Golf von Bengalen hinein verfolgen, wenn auch während der letzten Zeit nur weniger bedeutende Beben in diesem Gebiet stattgefunden haben (Nr. 38 bis 42). Auch der schmale Sockel, der den Inselzug der Nikobaren und Andamanen trägt, stürzt auf weiten Strecken noch recht unvermittelt



Tiefen: 0 bis 2000m, 2000 bis 4000m, 4000 bis 6000m, über 6000m.

Fig. 2. Karte der seismischen Verhältnisse des Indik unter Ausschluß der Zone der Sunda Rinne auf Grund der instrumentellen Beobachtungen seit 1913. Äquatorialmaßstab 1: 110 Millionen.

bis zu Tiefen von über 3000 m, ja zum Teil von über 4000 und 5000 m ab. In den seismischen Bezirk der Sundarinne dürfte aber auch noch das schwere Beben Nr. 49 (Hamburg: $A = 11900$ km, $M = 95$ bis 750μ) in rund $12\frac{1}{2}^{\circ}$ S und 111° E einzubeziehen sein, wenn sein Epizentrum auch bei 400 km Abstand von der Südküste Javas schon durchaus dem gleichförmiger gestalteten Tief-

seebodens jenseits der Rinne angehört. Es wurde auch auf Java, Madeira, Bali und Lombok sowie in Kroë und Bengkoelen auf Sumatra gefühlt.

Über die Kokos-Inseln gelangen wir sodann, wenn wir uns weiterhin wieder parallel der Küste von Sumatra nordwestlich halten, zu einem auf ungefähr halbem Wege zwischen den Kokos-Inseln und Ceylon wie zwischen den Tschagos-Inseln und Sumatra im freien Meer gelegenen auffallend regen Stoßgebiet in etwa 2° N bis 5° S und 85° E bis 89° E, das bereits durch die Rudolphschen Seebebenaten angedeutet wird und auch eine submarine Eruption aufweist, von dem wir aber erst neuerdings wissen, daß auch Großbeben von ihm ausstrahlen, wie z. B. Nr. 43 und besonders Nr. 45 b (Hamburg: $\Delta = 9100$ bis 9300 km, $M = 60$ bis 110μ bzw. 170 bis 560μ). Mit einiger Sicherheit dürften aus diesem kleinen Bezirk bisher 6 Epizentren mikroseismisch nachweisbar sein (Nr. 43 bis 48); ein Großbebenherd findet sich überdies auch schon auf der Siebergschen Karte³⁶⁾ verzeichnet. Soweit bisher bekannt, bietet indessen das Relief des Tiefseebodens hier keine Besonderheiten dar. Das gleiche gilt von dem anderen küstenfernen Gebiet stärkerer Häufung von Epizentren, welches sich südöstlich von Madagaskar in etwa 31° S bis 33° S und 54° E bis 56° E zu befinden scheint (Beben Nr. 54, 55 und 56 a bis e). Vielleicht handelt es sich in diesem Falle nur um eine einzige Herdregion; denn die Beben Nr. 56 a bis d, welche in einem halben Jahr (April bis Oktober 1925) aufeinander folgten, und Beben Nr. 56 e, das ein Jahr später (September 1926) eintrat, entstammen wohl jedenfalls, nach der Konstanz der Differenzen ihrer *P*-Zeiten zu urteilen, praktisch einem Herde. Beben Nr. 54 und Nr. 56 e heben sich auch durch ihre Stärke mehr heraus, indem von ihnen in De Bilt bzw. Hamburg bei gut 10 000 km Epizentraldistanz Maximalamplituden von 87μ und 61μ registriert wurden.

Im übrigen sind in Übereinstimmung mit dem Befund von Rudolph auf dem Boden des Indischen Ozeans nur ganz vereinzelt Epizentren feststellbar gewesen, von denen nach unserem Material auch nur weniger starke Beben ausstrahlten und unter denen eines (Nr. 50) im inneren Teil des Golfs von Oman (vielleicht aber auch noch in Südpersien) und zwei (Nr. 51 und 52) im Eingang zum Golf von Aden (zwischen der aseismischen arabischen und der aseismischen somalischen Scholle) ganz randständig sind. Das Stoßgebiet, dem die beiden zuletzt angeführten Beben angehören, erstreckt sich aber jedenfalls ostwärts bis über Sokotra hinaus, denn in 12.3° N und 57.9° E wurde ein Seebeben beobachtet, das sogar Großbebencharakter gehabt haben muß, da von ihm instrumentelle Aufzeichnungen bis zu 15 000 km Entfernung vorliegen [Beben vom 3. Oktober 1904; siehe ³¹⁾ und Karte in ³⁶⁾]. Im offenen Ozean fanden wir sodann noch ein Epizentrum (Nr. 53) westsüdwestlich der Tschagos-Inseln und zwei Epizentren (Nr. 57 und 58) südlich von Afrika und westlich der Prinz Edward-Inseln, die wohl beide dem die südatlantische Schwelle mit der Crozetschwelle verbindenden atlantisch-indischen Querrücken angehören. Über unmittelbar wahrgenommene Seebeben liegen ferner nur einige zerstreute

Beobachtungen vor aus dem Gebiet zwischen Natal und den Prinz Edward-Inseln und von da nordostwärts bis in den zentralen Indik hinein sowie aus dem südöstlichen Teil zwischen den Kerguelen und Westaustralien. Doch ist sehr zu beachten, daß von dem Meeresgebiet vor der australischen Westküste auch schwere Beben ausgehen, wie das Beben vom 19. November 1906 beweist; welches auf 1000 km Erstreckung an der Küste von Albany bis zur Sharks Bay und auf See in $21^{\circ}27'S$, $104^{\circ}50'E$, d. i. in rund 900 km Küstenabstand, gefühlt sowie überall auf der Erde registriert wurde^{35) 36)}.

Südlich von $50^{\circ}S$ konnte im Indischen Ozean bisher noch kein Beben nachgewiesen werden. Doch ist zu vermuten, daß wenigstens der von E. v. Drygalski⁶⁾ aufgezeigte, größtenteils submarin verlaufende Rücken, welcher die Kerguelenschwelle über die Mac Donald-Inseln und das Heard-Eiland mit der Region des Gaußberges in der Antarktis verbindet, seismisch nicht völlig ruhig ist. Dieser Kerguelen-Gaußberg Rücken weist tertiäre und auch postglaziale Eruptionen auf, welche wie diejenigen vom Gaußberg selbst dem atlantischen Typus angehören, und kann so mit Drygalski als eine junge Störungszone in einem hier zum größten Teil versunkenen alten Schollenlande angesprochen werden. Die atlantische Struktur dieses Gebiets macht allerdings das Auftreten wirklicher Großbeben sehr unwahrscheinlich.

3. Vergleichende Betrachtung der drei Ozeane. Vergleichen wir nun die drei großen Ozeane vom seismischen Standpunkt miteinander, so zeigt sich, daß ein jeder von ihnen ein besonderes Bild darbietet.

Im Pazifischen Ozean ist die Seismizität ganz wesentlich auf die Randgebiete beschränkt, erreicht hier aber in den Regionen der Tiefseerinnen, nämlich in der Tonga- und Kermadecrinne, in Melanesien, in den west- und nordpazifischen Rinnen, vor Mexiko und vor dem andinen Gebirgswall in Südamerika auch ihren höchsten Grad, wobei sich jedoch, wie wir sahen, die seismische Zone zwischen Samoa und Neuseeland mit nicht minderer Lebhaftigkeit noch über den neuseeländischen Bezirk hinweg nach der Macquarie-Insel zu bis fast $60^{\circ}S$ verfolgen läßt, ohne daß hier Rinnenbildung vorhanden wäre.

Nur der langgestreckten Zone der südamerikanischen Tiefseerinnen ist noch weit in den offenen Ozean hinaus bis jenseits der Osterinsel eine ausgedehnte und im ganzen wohl zusammenhängende Fläche recht beachtenswerter seismischer Aktivität vorgelagert. Sie wird bei recht gleichförmigem Relief größtenteils von dem außerhalb der Tiefseerinnen nicht über 5000 m tiefen peruanisch-chilenischen Becken und von der im allgemeinen bis zu 4000 bis 3000 m unter dem Meeresspiegel heraufreichenden Oster- und Galapagoschwelle ausgemacht. Die weiten übrigen, zentral gelegenen, durchweg über 4000 und 5000 m tief eingesenkten Teile des pazifischen Meeresbodens sind dagegen, mit Ausnahme des wohl als mäßig seismisch bewegt zu charakterisierenden Bezirks des Hawaii-Archipels, als wesentlich aseismisch hinzustellen.

Hierzu gerade entgegengesetzte Verhältnisse zeigt nun der Atlantische Ozean, wenn wir von den ihm zwar geographisch, nicht aber geotektonisch

zuzurechnenden beiden Mittelmeeren, dem Amerikanischen und dem Europäischen, und den diesen noch zugehörigen ozeanischen Außenbezirken absehen. Seismisch betont ist hier die zentral gelegene atlantische Schwelle mit rund 2000 bis 4000 m Tiefe und zwar namentlich ihr nördlicher Teil vom Reykjanesrücken südwestlich von Island bis nach der Insel Ascension, während die zu beiden Seiten gelegenen Meeresbecken mit ausgedehnten Tiefen von über 5000 m samt ihren in die europäische und afrikanische bzw. in die nord- und südamerikanische Kontinentaltafel übergehenden Randpartien und anscheinend auch die im Südatlantik nach den Kontinenten zu verlaufenden Querriegel, insbesondere der Rio-Granderrücken, der Walfischrücken und die Guineaschwelle, als praktisch erdbebenfrei zu gelten haben⁴²⁾.

Vom Gesichtspunkt der geographischen Verbreitung der Erdbeben aus zeigt dann auch noch die Region des Europäischen Nordmeeres insofern atlantischen Charakter, als auch hier das skandinavische Randgebiet und das der Barents-See einerseits sowie das grönländische andererseits aseismisch oder nur wenig seismisch bewegt ist und die Haupterdbebenstätigkeit von Island bis in den Arktik hinein ganz der zentralen Zone angehört. Doch wie die Seismizität dieser Zone dem Grade nach die der atlantischen Schwelle erheblich übertrifft und derjenigen der zirkumpazifischen und mediterranen nahe kommt, so handelt es sich im Europäischen Nordmeer auch um junge, erst im Spättertiär einsetzende Einbrüche, die zu Tiefen von über 3000 m und an einer Stelle bis zu nahezu 5000 m (4846 m) geführt haben. Und obschon geomorphologisch in dem sich von Island nordnordostwärts erstreckenden Jan-Mayenrücken ein gewisses Gegenstück zu dem sich von Island südwestwärts erstreckenden Reykjanesrücken erblickt werden kann, so fehlt aber doch im übrigen durchaus ein dem mittelatlantischen Rücken analoges Gebilde. Das Europäische Nordmeer stellt gegenüber dem eigentlichen Atlantik eine geotektonische Einheit für sich dar, die von diesem auch scharf durch die submarine Schwelle abgetrennt ist, welche sich bei nicht über 600 m Tiefe von Schottland über die Färöer und Island nach Grönland verfolgen läßt. Nach Norden zu führt das Europäische Nordmeer auch seismisch gesehen in die arktische Tiefsee über, wenn auch wieder zwischen Spitzbergen und Grönland vermutlich eine schmale unterseeische Erhebungszone vorhanden ist. Bezüglich des seismischen Verhaltens des Arktik wissen wir bisher, außer von einigen beachtenswerten Beben in seinem Randgebiet zwischen Grönland und Franz-Joseph-Land, nur noch von jenem einen früher erwähnten (S. 326) schwachen polnahen Beben.

Die noch im hohen Süden des Atlantik im Bereich des Südantillenbogens abgesondert gelegene seismische Zone trägt in ihrer engen Beziehung zu diesem Strukturelement wie dieses selbst pazifischen Charakter, und ist daher wie die Bezirke des Europäischen und des Amerikanischen Mittelmeeres aus der eigentlichen atlantischen Sphäre ganz auszuschneiden.

Der Indik nimmt nun wie nach dem Bau seiner Küsten so auch hinsichtlich der seismischen Verhältnisse seiner randlichen Gebiete eine Mittel-

stellung zwischen den beiden anderen Ozeanen ein. Atlantisch ist die nur selten und stellenweise unterbrochene seismische Ruhe seiner westlichen und nördlichen Randpartien zwischen Afrika und Vorderindien und östlich von Vorderindien, pazifisch dagegen die hohe Seismizität seines nordöstlichen Randteiles im Zuge der Sunda-Rinne und weiter nordwärts der Nikobaren und Andamanen. Im übrigen trägt der Indik eigenen Charakter, denn er weist auch einzelne nicht randständige Schüttergebiete auf, von denen das zwischen Sumatra und den Tschagos-Inseln und das südöstlich von Madagaskar gelegene, wie wir sahen, besonders rege sind, ohne daß sie nach unseren bisherigen Kenntnissen der Tiefenverhältnisse bei Tiefen von über 4000 m morphologisch eigentümlich gekennzeichneten Bezirken des Meeresbodens angehören. Der eigentlich zentrale Teil zwischen den Kokos- und Tschagos-Inseln im Norden und den Kerguelen im Süden scheint sich dagegen analog den Verhältnissen im Pazifik seismisch recht ruhig zu verhalten.

4. Beziehungen zur Seismizität der Kontinente. Sial und Sima. Werfen wir weiter einen Blick auf die Kontinente, so zeigt sich, daß die aneinandergrenzenden kontinentalen und ozeanischen Gebiete seismisch überall ein übereinstimmendes Bild aufweisen. Die seismisch so überaus aktive zirkumpazifische Zone gehört in gleicher Weise den betreffenden Kontinentalrändern wie dem Rande des pazifischen Tiefseebodens an, und das gleiche gilt von der mediterranen Zone, wo sie, wie in der Region des Europäischen Mittelmeeres und des nordöstlichen Indik, mit Tiefsee in Berührung kommt. Auch die seismische Zone der Großen und Kleinen Antillen im Atlantischen Ozean beleuchtet diesen Zusammenhang gut. Und umgekehrt sind den seismisch nur wenig tätigen oder gar aseismischen randlich gelegenen Teilen des Atlantik wie des Indik sich seismisch entsprechend verhaltende kontinentale Gebiete angelagert. Grönland, der kanadische Schild, die atlantische Seite von Nord- und Südamerika, Westeuropa, die Tafel der Sahara, Südwestafrika, Mozambique und Madagaskar, Somaliland und Arabien, Vorderindien und Westaustralien lehren dies sehr eindringlich. Auch die Antarktis bezeugt eine solche Übereinstimmung zwischen Land und Meeresgrund in beiderlei Hinsicht. Dies spricht sehr für die Notwendigkeit, Kontinentaltafel und Ozeanboden unter einem einheitlichen geodynamischen Gesichtspunkt zu betrachten, nicht aber für eine grundsätzliche Verschiedenheit in der Anlage dieser beiden Hauptelemente des Erdantlitzes im Sinne der Gegenüberstellung einer Sial- und Simaschicht. Hält man das Sima im Sinne der Vorstellung, daß die sialischen Kontinentalschollen in ihm schwimmend eine horizontale Beweglichkeit mit der Möglichkeit einer fortschreitenden Lagenänderung bis zu etwa 20 m jährlich besitzen, für besonders nachgiebig, so sollte man doch dort, wo Tiefseeboden unmittelbar an seismisch lebhaft tätige kontinentale Randzonen stößt, auf dem Tiefseeboden selber ein starkes Nachlassen der seismischen Aktivität bemerken und auf landfernem Tiefseeboden irgendwelche Seismizität überhaupt nicht mehr beobachten, was aber beides, wie eingehender gezeigt worden ist.

tatsächlich nicht zutrifft. Ist aber das sogenannte Sima des Ozeangrundes als weniger nachgiebig, mithin als starrer als das Sial anzusprechen, wozu besonders bei dem Pazifik durchaus unsere hinlänglich genauen Kenntnisse über seine Dichte in Verbindung mit den betreffenden Geschwindigkeitswerten für die Erdbebenwellen nötigen, so liegt kein Zwang vor, gerade durch die spezifisch simatische Natur der Tiefseeböden ihre teilweise weit ausgedehnte Aseismizität zu erklären. Eine ansehnlichere horizontale Beweglichkeit dürfte dann gar nicht mehr möglich sein, wie denn auch nach B. Wanach⁴⁷⁾ zum mindesten eine Verschiebung größeren Ausmaßes (von mehr als 1 m im Jahr) sehr unwahrscheinlich ist und das von ihm untersuchte bisher zur Verfügung stehende zuverlässige Beobachtungsmaterial mehrerer Jahre keine sichere Andeutung einer Kontinentalverschiebung enthält. Eine Verschiebung des Sials im Sima ist dann doch tatsächlich nur so weit möglich, als das Sial selber Deformationen zugänglich ist. Zudem aber finden wir ja auch auf allen Kontinenten große aseismische Flächen, wie überhaupt hinsichtlich der Seismizität ein tiefergehender Unterschied zwischen Ozeanen und Kontinenten nicht besteht. Wie schließlich noch besonders die seismischen Verhältnisse des offenen Atlantik für eine einheitliche (sialische) Beschaffenheit seines Untergrundes sprechen, wurde bereits an anderer Stelle ausgeführt⁴²⁾.

Auch B. Gutenberg⁷⁾ wird bei seinen seismisch-physikalischen Erwägungen über den Aufbau der Erdkruste dazu geführt, zunächst doch für den Atlantik, Indik und den Arktik eine 20 bis 30 km mächtige Sialunterlage anzunehmen, sodann aber auch für den Pazifik die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß das simatische Material noch von einer, wenn auch nur sehr dünnen, vielleicht 5 km mächtigen sialischen Schicht überdeckt ist. Und S. Mohorovičić²¹⁾ nimmt an, daß unter dem Pazifik wenigstens die ganze untere kontinentale Schicht, von ihm als Sialma bezeichnet, bis 60 km Tiefe vorhanden ist, wo auch hier erst das eigentliche Substratum beginne, so daß also ebenfalls der Große Ozean noch auf der Lithosphäre liegt. R. A. Daly⁴⁾ hält dieses von Mohorovičić aus basischem Gabbro und Diorit zusammengesetzt gedachte Sialma, das unter den Kontinenten normalerweise erst in 40 km Tiefe angetroffen wird und eine Mächtigkeit von nur etwa 20 km hat, sogar noch analog dem eigentlichen Sial (mit α -Quarz) für granitisch und granodioritisch (mit β -Quarz), meint aber mit Gutenberg, daß diese Schicht nicht auch den Untergrund des Großen Ozeans ausmache. So ist denn freilich von dieser Seite her noch keineswegs völlige Klarheit gewonnen, wie eben die teilweise erheblich auseinandergehenden Ansichten der drei letzten Autoren und auch die abweichenden Resultate von H. Jeffreys^{13) 14)} zeigen, nach welchem die Mächtigkeit der gesamten kontinentalen Schicht bis zum vermutlich basaltischen Substratum nur 30 bis 40 km (nach Gutenberg und Mohorovičić 50 bis 60 km) beträgt. Es darf aber doch auch vor allem nicht übersehen werden, daß, wie W. Penck²⁹⁾ mit Nachdruck hervorhob, sich auch der Untergrund mancher vulkanischer Inseln des offenen Ozeans als von sialischer Beschaffenheit erweist.

Gewiß sind nach unmittelbaren Beobachtungen und nach den bekannten Untersuchungen über die Fortpflanzung der Erdbebenwellen für die obersten Schichten des pazifischen Tiefseebodens im ganzen für die Dichte, Starrheit und Inkompressibilität merklich höhere Werte gefunden worden als für die oberen kontinentalen Schichten, so daß wir hier vielfach in großer Ausbreitung basische Gesteine werden anzunehmen haben; doch braucht damit auch für den Pazifik nicht notwendig auf einen grundlegenden Gegensatz zur Anlage der Kontinente geschlossen zu werden. Das Vorhandensein weiter Bezirke freien Tiefseebodens mit lebhafter Seismizität neben ausgedehnten seismisch ruhigen Flächen spricht für Einsenkung mit und ohne Bruch, mit der dann auch namentlich in früheren Zeiten ergiebige Eruptionen basischen Materials aus dem die suboceanische Kruste unterlagernden Substratum verbunden gewesen sein mögen.

Übrigens weisen selbst nach A. Wegener⁴⁸⁾ weniger tiefe Teile des Pazifikbodens, so die Bezirke vieler Inselgruppen mit breitem Unterbau und vor allem sein ganzer südöstlicher Teil, Sialbedeckung auf; denn im Atlantik soll ja die reine Simafläche auch nur auf Tiefen von rund 5000 m und mehr beschränkt sein. Unter Beibehaltung dieser Tiefenlage erscheint dann aber doch das Sima selbst im Pazifik räumlich recht beschränkt und ganz uneinheitlich im Auftreten, wie schon ein Blick auf die Grollische Tiefenkarte lehrt. Dann ist kein ausgedehnterer Teil dieses Ozeans von kleinen oder großen Sialmassen frei. Gewiß aber werden uns die Echolotungen hier noch einmal ein viel bewegteres Relief enthüllen, als dasjenige ist, welches man bisher auf Grund der spärlichen Drahtlotungen annehmen kann. Entfällt doch bisher nach H. Renqvist⁵⁰⁾ im Pazifischen Ozean durchschnittlich je eine Lotung für Tiefen zwischen 1000 und 4000 m auf 12600 qkm (Sachsen: 15000 qkm) sowie für Tiefen über 4000 m auf 48800 qkm (Schweiz: 41300 qkm). Und wie steht es insbesondere mit dem peruanisch-chilenischen Becken zwischen Südamerika und der Osterschwelle? Wie es mit seinen Tiefen zwischen 4000 und 5000 m aus der Tiefseefurche vor der Küste nach der Osterschwelle hinüberleitet, so stellt es auch seismisch die Verbindung her zwischen dem peruanisch-chilenischen Anteil der zirkumpazifischen Zone und der Osterschwelle; und wir vermögen hier nirgends die Unterscheidung zwischen zwei wesensverschiedenen Sphären des Erdmantels zu treffen.

Endlich ist auch der generelle Schluß, daß Kontinentaltafel und Tiefseeboden gerade als Repräsentanten der zwei am häufigsten vorkommenden Niveaus an der Erdoberfläche nur als Anteile zweier verschiedenartiger Schalen im Aufbau der Erde, eben der Sima- und Sialsphäre, aufzufassen sind, nicht zwingend. G. V. und A. V. Douglas⁵⁾ haben durch eine einfache mathematische Betrachtung dargetan, daß auch bei ursprünglichem Gegebensein von nur einem Ausgangsniveau, also bei einheitlicher stofflicher Beschaffenheit der Kontinentalschollen und Ozeanböden zwei Häufigkeitsmaxima in der Niveauverteilung vorhanden sein müssen, und daß die Schlußfolgerung, in diesem

Falle könne nur eine Frequenzkurve der Höhen und Tiefen mit einem einzigen Maximum erwartet werden, irrig sei. Die beiden wirklich vorhandenen Häufigkeitsmaxima sind in der Tat im Sinne von W. Soergel³⁷⁾ auch einfach als Ergebnis wesentlich vertikaler Verschiebungen zu erklären, indem dabei, generell gesehen, die allgemeine Kontur der Großformen (Kontinente und Ozeanbecken) sinusartigen Charakter hat. Und eine regionale Differenzierung des doch gewiß nicht vernachlässigbaren Abkühlungsprozesses unserer Erde im Sinne einer stärkeren Auskühlung der Tiefseebecken, wie sie zuerst W. Trabert⁴³⁾, obschon rechnerisch nicht haltbar, näher in Betracht zog, ist im Prinzip wohl geeignet, wenn auch nicht als alleinige Ursache für die eigentliche Entstehung der Ozeane, so doch als Ursache für eine weitere Vertiefung derselben auf dem Wege einer allmählichen, stellen- und zeitweise mit Einbrüchen verbundenen Einsenkung zu gelten. Insbesondere auf der Annahme fußend, daß die Schichten des Tiefseebodens wegen ihres vielfach basischen Charakters durchweg einen geringeren Gehalt an radioaktiven Substanzen aufweisen dürften als die kontinentalen Schichten, hat hierbei dann H. Jeffreys¹²⁾ noch die weitergehende Vorstellung entwickelt, daß als eine Wirkung der nach ihm in 100 bis 200 km Tiefe unter den Ozeanen stärker vor sich gehenden Erdabkühlung gerade auch die größten Tiefen in den Ozeanbecken sich an deren Rändern bilden müssen, ganz entsprechend der so ausgesprochenen Randständigkeit der Tiefseefurchen. Gleichzeitig soll damit allerdings eine Aufwölbung der zentralen Partien verbunden sein. Doch wäre natürlich auch eine größere Starrheit der subozeanischen Gesteine zu erwarten [siehe auch ²⁸⁾)*].

5. Ozeanbecken und Tiefseerinnen. Eine Stütze findet der hier vertretene Standpunkt auf geologischer Seite neuerdings namentlich in den Ausführungen von K. Leuchs¹⁹⁾ über Tiefseeegräben und Geosynklinalen, wenn denselben auch nicht in allem beigepflichtet werden kann. Ohne etwa die schwierige Frage beantworten zu wollen, wann die Ozeanbecken entstanden sind, wird aber auch hier mit besonderem Nachdruck eine bis in die Gegenwart reichende Umbildung ihrer Formen durch vertikale Bewegungen angenommen. Insbesondere werden die Regionen der Tiefseerinnen als jugendliche Bruchzonen aufgefaßt, was am deutlichsten und zugleich in weitestem Ausmaße in dem breiten westpazifischen Randgebiet zutage tritt, wo die den

*) Eine erst nach Abschluß dieser Darstellung erschienene Arbeit von F. v. Wolff über „Das Temperaturgesetz in der Erdkruste“ (Jahrb. d. Halleschen Verbandes f. d. Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, 7. Bd., N. F., 16 S.), in der zum ersten Male genauere Anhaltspunkte über die Temperaturverteilung in der Erdrinde gewonnen werden, kommt u. a. zu dem wichtigen Schluß, daß eine langsame Abkühlung der Erde stattfindet, indem die Wärmezeugung durch den radioaktiven Zerfall zwar hemmend, aber nicht aufhebend wirke. Und die hiermit verbundene allmähliche Schrumpfung der Erde sei „die gemeinsame Hauptursache aller dynamischen Veränderungen der Erdkruste, wie der orogenetischen, epirogenetischen und vulkanischen Erscheinungen“.

Tiefseerinnen anliegenden Faltengebirge in stärkstem Maße zertrümmert erscheinen und in großen Teilen in die Tiefe gesunken sind. So dürften eben diese Rinnen ganz unabhängig von dem ursprünglichen Faltungsvorgang sein und echte Gräben darstellen, im Unterschied von den weniger tiefen Geosynklinalen, welche als Saumtiefen vor Faltenzonen liegen, von denen sie ihre Sedimente beziehen und denen sie die daraus in ihrem Schoße neu entstehenden Ketten wieder angliedern. Ähnlich charakterisierte denn auch schon A. Sieberg³⁶⁾ auf Grund seiner seismotektonischen Untersuchungen wenigstens die große Mehrzahl der Tiefseerinnen als gewaltige Verwerfungen und stellte sie in Gegensatz zu den auf den Kontinentaltafeln vielfach nachweisbaren verschütteten und fossilen Vortiefen.

Ich möchte diesen Anschauungen insofern beipflichten, als eben ein hoher Grad von Seismizität nachweislich als Ausdruck besonders intensiver Dislokationsvorgänge, und zwar in erster Linie von horizontalen und vertikalen Schollenverschiebungen längs Bruchlinien aufzufassen ist (womit freilich nicht ohne weiteres auch die eigentliche Ursache der Großbeben geklärt ist). Als Beispiele sei hier nur wieder auf die besonders gut untersuchten Erdbeben von San-Franzisko am 18. April 1906 und von Tokio und Yokohama am 1. September 1923 hingewiesen, wo im ersten Falle an einem schmalen, über 450 km langen Bruchsystem, der sogenannten San-Andreas-Spalte, namentlich sehr beträchtliche horizontale Schollenverschiebungen (relativ gemessen von 3 bis mehr als 6 m), aber auch vertikale Verschiebungen von $\frac{1}{2}$ bis 1 m stattfanden, sowie im zweiten Falle ansehnliche Senkungen und Hebungen in der Sagami-Bucht, deren Maximalzahlen von 200 bis 400 m Senkung und 250 m Hebung allerdings sehr der Kritik offenstehen, festzustellen waren*). Ich glaube nicht, daß man solchen Vorgängen gerecht wird, wenn man sie nur, wie H. Stille³⁸⁾ es tun möchte, als Mikrovorgänge einer anorogenen Zeit beurteilt. Ich neige vielmehr dazu, wie ich es schon an anderer Stelle⁴²⁾ äußerte, hierin wie überhaupt in dem Erdbebenreichtum des zirkumpazifischen und des mediterranen Gürtels ein Kennzeichen dafür zu sehen, daß sich in diesen verhältnismäßig schmalen Zonen geologisch junger einschneidender Reliefumgestaltungen auch jetzt noch intensivere tektonische Vorgänge episodisch-orogenetischer Art abspielen.

Leuchs schließt aber in seinen Begriff der Tiefseegräben im tektonischen Sinne auch noch die mehrfach vorhandenen nicht randständigen Wannen in der Tiefseetafel von über 6000 m Tiefe ein, für die allerdings die Unabhängigkeit von Faltenzonen und die ausschließliche Zugehörigkeit zu den großen Senkungs-

*) In diesem Zusammenhang sei auch auf eine plötzliche Tiefenänderung in der Sulu-See aufmerksam gemacht, indem hier nach F. H. Hardy (Geophysical Review XVI, New York 1926, S. 296) an einer Stelle etwa 100 km westlich der Insel Panay und 10 km nördlich von der Insel Cuyo zwischen zwei Vermessungen im Oktober 1914 und im Dezember 1916 eine lokale Vertiefung von mehr als 43 m festgestellt wurde. Dieselbe ist möglicherweise auf ein Erdbeben zurückzuführen.

gebieten der Erdrinde am offenkundigsten ist. Doch scheint mir eine solche Gleichstellung der küstenfernen Wannan mit den ausgesprochenen Tiefseerinnen schon deswegen nicht unbedenklich, weil beide Strukturelemente in seismischer Hinsicht nicht miteinander in Parallele gestellt werden können (siehe ferner Abschnitt 6). Die getrennt von den Tiefseerinnen auftretenden Wannan müssen nach unseren bisherigen Erfahrungen durchaus den seismisch ruhigeren oder gar aseismischen Teilen des Ozeanbodens zugerechnet werden. Sie dürften daher wenigstens seit der jüngeren geologischen Vergangenheit (etwa seit dem Tertiär) mit diesen weiten erdbebenarmen oder -freien Teilen des Tiefseebodens wesentlich nur bruchloser, säkular-epirogenetischer Einsenkung unterlegen haben bzw. noch unterliegen, wie Stille es — unter unseres Erachtens jedoch zu weitgehender Verallgemeinerung — mit Einschluß namentlich der pazifischen Randzonen in Analogie zu den fossilen Meeren für die Meeresbecken schlechthin annimmt.

Daß aber selbst außerhalb dieser Wannan wie außerhalb der eigentlichen Tiefseerinnen auch gegenwärtig in den ozeanischen Becken regional noch intensivere Dislokationsprozesse vor sich gehen, beweist zum mindesten das lebhafteste Schüttergebiet im Indischen Ozean zwischen Ceylon und den Kokos-Inseln und dann wohl auch das peruanisch-chilenische Tiefseebecken, dessen bisher festlegbare acht Epizentren allein aus den drei Jahren 1925 bis 1927 stammen und dessen Seismizität dem Grade nach vielleicht die Mitte zwischen der so hohen Seismizität in der östlich angrenzenden zirkumpazifischen Zone und der auch noch sehr beachtenswerten, aber doch viel mäßigeren Seismizität der Oster-Schwelle hält. Wenn wir also auch einerseits mit Stille für weite Bezirke der eigentlich ozeanischen Böden allmähliche bruchlose Einsenkung (mit wesentlichem Ausschluß auch von Mikrobrüchen) annehmen, so sehen wir doch andererseits nicht nur nicht, wie Stille es möchte, in den randständigen Tiefseerinnen Stätten, in welchen als unbedeutende Begleiterscheinungen des säkularen Einsinkens lediglich eine Häufung von Mikrobrüchen stattfand, sondern wir meinen, daß sich auch an einigen anderen Stellen des ozeanischen Tiefseebodens bedeutsamere Dislokationen abspielen, ganz abgesehen von den mehr abgeschlossenen Tiefseebecken jugendlicher Entstehung wie die drei Mittelmeere und das Europäische Nordmeer.

Eine besondere Stellung nimmt in den offenen Ozeanen die mittelatlantische Schwelle ein. Sie hebt sich nach Relief und Seismizität von den sie beiderseits begleitenden und praktisch erdbebenfreien Tiefseebecken außerordentlich deutlich ab. Sie mag ursprünglich als ein orogenetisches Gebilde entstanden sein; doch kann man sie kaum weiter mehr als ein Gebirge in statu nascendi ansprechen. Ihre zahlreichen Beben tragen ihrer Bedeutung nach mehr alpinen Charakter und weisen damit — wie analog bei den Alpen — darauf hin, daß hier jedenfalls jetzt hauptsächlich nur epirogenetische Vorgänge am Werke sind, denen sich freilich in dem hier aufgetürmten Schollengefüge noch besonders gute Möglichkeiten zu Dislozierungen darbieten. Für die Alpen wies nament-

lich F Kautsky¹⁵⁾ auf diese Zusammenhänge hin, und auch R. v. Klebelsberg¹⁶⁾ betont, „daß die Erhebung der Alpen, so wie wir sie heute vor uns sehen das Ergebnis nachträglicher, epiogener Aufwärtsbewegungen der Kruste ist, die nicht unmittelbar mit den orogenen, strukturprägenden Bewegungen zu tun haben, sondern diesen nachgefolgt sind“. Im übrigen wird man zu beachten haben, daß säkular wirksame Epirogenese und episodisch wirksame Orogenese weder nach der Art ihres Effekts noch zeitlich immer scharf zu trennen sein werden und wohl — auch in örtlicher Verknüpfung — mannigfache Übergänge aufzuweisen haben²⁷⁾.

6. Seismizität und Schwerkraft. Ein wichtiger Faktor zur richtigen Beurteilung der seismischen Vorgänge ist nun noch die Verteilung der Schwerkraft, die sich für manche gerade auch seismisch hervortretende Bezirke als merklich ungleich herausgestellt hat. A. Sieberg³⁶⁾ und A. Born²⁾ haben zuletzt die hier zu erwartenden Beziehungen dargelegt und an einzelnen Vorkommnissen besprochen. An dieser Stelle sei noch auf einige im Rahmen unserer bisherigen Ausführungen besonders interessierende und zum Teil auch durch neue Beobachtungen gestützte Zusammenhänge dieser Art eingegangen.

Eine ungleiche Schwerkraftsverteilung macht sich in erster Linie in den Zonen der Tiefseerinnen geltend, wie neuerdings namentlich aus den von Vening Meinesz auf seinen ozeanischen Überquerungen im Unterseeboot angestellten Schwerkraftsbeobachtungen hervorgeht. Aber schon O. Hecker⁹⁾ ¹⁰⁾ konnte zeigen, daß einer erheblichen positiven totalen Schwereanomalie im Betrage von 212 (Mittel aus zwei Werten) und $106 \cdot 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$ auf dem Tonga-Plateau und dem Kermadec-Plateau eine ungefähr gleich große negative Anomalie in der unmittelbar davor gelagerten Rinne (— 196 bis — $273 \cdot 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$) entsprach*); und E. Kohlschütter¹⁷⁾ wies auf den Zusammenhang zwischen der dadurch zum Ausdruck kommenden bedeutenden Isostasiestörung und der hier vorhandenen hohen Seismizität hin, der sich nach diesem Autor ganz ähnlich auch in dem von ihm selbst eingehend gravimetrisch untersuchten Gebiet des großen ostafrikanischen Grabensystems findet, wie später noch des näheren E. Krenkel¹⁸⁾ zeigen konnte. Bei der Tonga-Rinne beleuchtete sodann G. Angenheister¹⁾ diese Verhältnisse genauer, indem er hier 89 Beben (darunter 12 Großbeben) zu lokalisieren vermochte. Die meisten Herde lagen auf dem Tonga-Plateau südlich von Samoa, doch war auch der Abfall zur Rinne nicht frei von ihnen. Eine ursächliche Beziehung dieser seismischen Regsamkeit zu der hier vorhandenen Störung in der Gleichgewichtslage der Krustenteile und den daraus folgenden Spannungen in der Kruste ist unabweisbar.

*) Die für 'Tonga-Plateau' und Tonga-Rinne von Heiskanen¹¹⁾ ausgeführte isostatische Reduktion liefert die nur wenig abweichenden Werte von + 161 und — $226 \cdot 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$.

In der Tat bieten ja vor allem nach den seismischen Beobachtungen sowie nach den Schwerkraftsmessungen von Vening Meinesz⁴⁾, die A. Born³⁾ bereits vom geologischen Standpunkt aus diskutierte, die Marianen-Rinne und die Philippinen-Rinne mit den anliegenden Inselgruppen auch hinsichtlich der Größenordnung der hier vorliegenden seismischen und gravimetrischen Störungen (extreme Werte in der Marianenzone: + 207 und — 247 sowie in der Philippinenzone: + 267 und — 207 · 10⁻³ cm sec⁻²) ganz analoge Beispiele. Dergleichen zeigt die Portoriko-Rinne (— 341) mit der Mona-Passage (— 15), Portoriko und den Jungfern-Inseln gravimetrisch kein wesentlich abweichendes Bild, und für die so besonders erdbebenreiche japanische Außenzone vermutet Hecker und neuerdings ebenso W. Heiskanen¹⁾ mit Recht entsprechende Isostasiestörungen. Die bisher aus dem ebenfalls typisch isostatisch gestörten Bezirk des Plateaus und der Tiefe von Yap (+ 281 und — 159) fehlenden Erdbebenherde werden wohl noch durch eine vollständigere seismische Kontrolle in der Zukunft geliefert werden.

Die nach Hecker und Vening Meinesz bei Honolulu bestehenden hohen positiven Schwerestörungen, die auf 310 · 10⁻³ cm sec⁻² ansteigen, dürften wohl mit Born auf die hier vorhandene Anhäufung vulkanischen, und zwar basischen Materials zurückzuführen sein. Im übrigen aber lassen meines Erachtens die bis jetzt aus der Region des Inselarchipels bekannten Schwereanomalien eine klare Gesetzmäßigkeit noch nicht erkennen. Zwar sind nahe Oahu, auf beiden Seiten dieser Insel nach dem offenen Ozean zu, merkliche kompensierende negative Anomalien bis zu 99 · 10⁻³ cm sec⁻² vorhanden. Weiter ab aber sind auch wieder, wie besonders die Heckerschen Daten lehren, entschieden positive Werte im Wechsel mit negativen Werten festgestellt worden. Eine Ähnlichkeit mit den pazifischen Randgebieten erscheint mir sehr fraglich, wie denn auch nach unseren bisherigen Kenntnissen die Seismizität dieses Gebietes erheblich geringer eingeschätzt werden muß als diejenige dieser Randzonen. Entsprechend der Größe der Isostasiestörungen strahlen freilich gelegentlich auch von hier Erdbeben aus, die jedenfalls über 10000 km Entfernung hinaus noch deutliche Fernregistrierungen bewirken (z. B. am 21. September 1908).

Sehr charakteristisch ist, daß nach den vorläufigen Angaben von Vening Meinesz in dem so ausgesprochen instabilen östlichen Teile des Malayischen Inselarchipels selbst nach Ausführung der isostatischen Reduktion positive und negative Schwereanomalien im Betrage von mehreren Hundert 10⁻³ cm sec⁻²-Einheiten übrigbleiben. Und es ist wohl nicht weniger bezeichnend, daß bei dem apazifischem Charakter der Beben der atlantischen Schwelle die totale Schwerestörung über der Schwelle bei den zwei Überquerungen mit dem Unterseeboot in rund 41,7^o bis 39,8^o N und rund 23,1^o bis 24,1^o N nur die geringen positiven Werte von 47 und 26 · 10⁻³ cm sec⁻² aufweist, denen auch nur um 20 bis 44 dieser Einheiten geringere Beträge zu beiden Seiten der Schwelle gegenüberstehen. Und Hecker⁸⁾ fand über dem äquatorialen Mittelstück der Schwelle in der Nähe von St. Paul die auch nicht wesentlich höheren positiven

Anomalien von im Mittel 52 und $97 \cdot 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$, denen zu beiden Seiten über der Tiefsee sofern nicht gar noch geringe positive Werte auch nur geringe negative Werte von im Durchschnitt nicht über $28 \cdot 10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}$ gegenüberstehen.

Die in den obigen Ausführungen zutage getretene auffällige gravimetrische Verkopplung der randständigen Tiefseerinnen mit den angrenzenden Gebirgen bzw. Gebirgstrümmern dürfte nun die von Leuchs vertretene genetische Gleichstellung der landfernen Senken des tiefen Ozeangrundes von über 6000 m Tiefe mit diesen Tiefseerinnen noch fraglicher machen (siehe Abschnitt 5); denn es ist nach allem, was wir bisher über die Schwerkraftverhältnisse der offenen und inselreifen Teile der Ozeane wissen, sehr unwahrscheinlich, daß auch in den Bezirken der hier vorhandenen Wannen räumlich entsprechend verbundene, wenn auch bei dem milderen Relief gemäßigte Gegensätze positiver und negativer Anomalien vorhanden sind. Vor allem aber zeigt sich doch in dem gravimetrischen Bilde, daß durchweg eine tiefgehende gegenseitige Beziehung zwischen Tiefseerinne und anliegendem Gebirgskörper besteht, so daß ihre Randständigkeit kein Zufall ist. Bezüglich der genetischen Art dieser Beziehung, die hier im einzelnen zu untersuchen nicht unsere Aufgabe sein kann, mag indessen gesagt sein, daß die Kossmatsche Auffassung der Randsenke vor einem Kettengebirge als eines Erdstreifens, welcher durch das infolge seines eigenen Gewichtes eingesunkene Gebirge nur passiv mit in die Tiefe gezogen worden sei, unseres Erachtens hier keine vollständige Lösung des Problems bietet; denn wir sehen, wie Leuchs ja auch nachdrücklich hervorhebt, vor allem in den westpazifischen Randgebieten die jugendlichen Tiefseerinnen neben jung zerbrochenen Faltenzonen. Passive und eigene Einmündung wird Hand in Hand mit bruchartigem Niedergehen gegangen sein und noch gehen. Dabei mag dann in der Tiefe zum Teil sogar schwereres subkrustales Material auch nach dem Gebirgszug hin gewandert sein und noch wandern, wie Heiskanen es wohl in zu einfacher Vorstellung ausschließlich z. B. für die japanische Zone annimmt, indem er den Schwereüberschuß in Japan lediglich auf seinen vulkanischen Charakter zurückführt. Die Erdbeben in solchen Zonen sind ein Ausfluß der auf diese Weise hervorgerufenen völligen Störung des Gleichgewichtszustandes und entstehen in erster Linie dadurch, daß sich die Spannungen in Bruchdislokationen frei machen.

7. Literaturnachweis.

1) G. Angenheister: Beobachtungen an pazifischen Beben. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1921, S. 113.

2) A. Born: Isostasie und Schweremessung usw. Berlin 1923.

3) Derselbe: Die Schwereverhältnisse auf dem Meere auf Grund der Pendelmessungen von Prof. Vening Meinesz 1926. Zeitschr. f. Geophys. 3, 400 (1927).

4) R. A. Daly, The Outer Shells of the Earth. Am. Journ. of Science 15, 108 (1928).

- 5) G. V. und A. V. Douglas: Note on the Interpretation of the Wegener Frequency Curve. *Geol. Mag.* **60**, 108 (1923).
- 6) E. von Drygalski: Der Kerguelen-Gaußberg-Rücken usw. *Sitzungsber. math.-nat. Abtlg. Bayr. Akad. Wiss. München* 1924, S. 157.
- 7) B. Gutenberg: Der Aufbau der Erdkruste usw. *Zeitschr. f. Geophys.* **1**, 94 (1925) und **3**, 371 (1927).
- 8) O. Hecker: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean. *Veröffentl. Preuß. Geod. Inst. N. F. Nr. 11*, Berlin 1903.
- 9) Derselbe: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen und Großen Ozean usw. *Veröffentl. Zentralbur. internat. Erdmessung, N. F. Nr. 16*, Berlin 1908.
- 10) Derselbe: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Schwarzen Meere usw. *Ebenda N. F. Nr. 20*, Berlin 1910.
- 11) W. Heiskanen: Schwerkraft und isostatische Kompensation in Japan. *Zeitschr. f. Geophys.* **3**, 213 (1927).
- 12) H. Jeffreys: On certain Geological Effects of the Cooling of the Earth. *Proc. Roy. Soc. (A) London* **100**, 122 (1922).
- 13) Derselbe: On Near Earthquakes usw. *Gerlands Beitr. z. Geophys.* **17**, 417 (1927).
- 14) Derselbe: On the Earth's Thermal History and some related Geological Phenomena. *Ebenda* **18**, 1 (1927).
- 15) F. Kautsky: Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen usw. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abtlg. I*, **133**, 411 (1924).
- 16) R. v. Klebelsberg: Die Erhebung der Alpen. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* **77**, 1925, Monatsber. S. 275.
- 17) E. Kohlschütter: Über den Bau der Erdkruste in Deutsch-Ostafrika. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl.* 1911, S. 1.
- 18) E. Krenkel: Die Erdbeben Ostafrikas. *Centralbl. f. Min. usw.* 1921, S. 705 u. 743, sowie: Die Bruchzonen Ostafrikas. Berlin 1922.
- 19) K. Leuchs: Tiefseegräben und Geosynklinalen. *Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd.* **58**, Abtlg. B, 1927, S. 273.
- 20) J. Milne: Fifth Report of the Seismological Committee of the British Ass. for the Adv. of Science, Bradford 1900.
- 21) S. Mohorovičić: Über Nahbeben und über die Konstitution des Erd- und Mondinnern. *Gerlands Beitr. z. Geophys.* **17**, 180 (1927).
- 22) F. de Montessus de Ballore: Les Tremblements de Terre. *Géographie Séismologique.* Paris 1906.
- 23) F. Nansen: The Earth's Crust, its Surface-Forms and Isostatic Adjustment. *Norske Vidensk.-Akad. Oslo I, math.-nat. Kl.* 1927, Nr. 12, Oslo 1928.
- 24) O. Nordenskiöld: Antarktis. *Handb. der regionalen Geol.* **8**, 6. Heidelberg 1913.
- 25) S. Obrutschew: Discovery of a Great Range in Nord-East Siberia. *Geogr. Journ.* **70**, 464. London 1927.
- 26) W. A. Obrutschew: Geologie von Sibirien. *Fortschr. d. Geol. u. Pal.* Heft 15. Berlin 1926.
- 27) Derselbe: Über einige neue Anschauungen in der Tektonik. *Geol. Arch.* **4**, 180 (1927).

28) E. Pautsch: Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Mittelmeeres. Diss. Hamburg 1922.

29) W. Penck: Zur Hypothese der Kontinentalverschiebung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1921, S. 130.

30) H. Renqvist: The Actual Numbers of Deep-Sea Soundings. Scottish Geogr. Mag. **42**, 227 (1926).

31) E. Rosenthal: Katalog der im Jahre 1904 registrierten seismischen Störungen. Veröffentl. Zentralbur. internat. Seismolog. Assoz. Straßburg 1907.

32) E. Rudolph: Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Beitr. z. Geophys. **1**, 133 (1887) und **2**, 537 (1895).

33) E. Rudolph und S. Szirtes: Zur Erklärung der geographischen Verteilung von Großbeben. Petermanns Geogr. Mittlg. 1914, 1. Halbbd., S. 124 u. 184.

34) C. G. S. Sandberg: Magmakratismus als Ursache der tektonischen Großformen der Kettengebirge. Zeitschr. f. Vulkanol. **11**, 2. S. 110, Dez. 1927.

35) E. Scheu und S. Szirtes: Kataloge über die Erdbeben im Jahre 1906. Veröffentl. Zentralbur. internat. Seismolog. Assoz. Straßburg 1910 u. 1911.

36) A. Sieberg: Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikro-seismischer Beobachtungen usw. Veröffentl. Hauptstat. f. Erdbebenf. in Jena, Heft 1, 1922.

37) W. Soergel: Die atlantische Spalte usw. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **68**, 1916, Monatsber. Nr. 11.

38) H. Stille: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

39) St. Taber: The seismic belt in the Greater Antilles. Bull. Seismolog. Soc. of America **12**, 199 (1922).

40) E. Tams: Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres usw. Mittlg. Geogr. Ges. v. Hamburg **33**, 33 (1921) sowie: Centralbl. f. Min. usw. 1922, S. 385.

41) Derselbe: Erdbeben im Gebiet der Nordenskiöld-See. Gerlands Beitr. z. Geophys. **17**, 325 (1927).

42) Derselbe: Die seismischen Verhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans usw. Ebenda **18**, 319 (1927), sowie: Zeitschr. f. Geophys. **3**, 361 (1927).

43) W. Trabert: Eine mögliche Ursache der Vertiefung der Meere. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abtlg. II a, **120**, 175 (1911).

44) Vening Meinesz: Gravity Survey by Submarine via Panama to Java. Geogr. Journ. **71**, 144, Februar 1928.

45) S. W. Visser: On the Distribution of Earthquakes in the Netherlands East Indian Archipelago, 1909—1919 usw. Kon. Magn. en Meteorol. Observat. Batavia. Verhandl. Nr. 7 (1921).

46) Derselbe: Inland and Submarine Epicentra of Sumatra and Java Earthquakes. Ebenda Nr. 9 (1922).

47) B. Wanach: Ein Beitrag zur Frage der Kontinentalverschiebung. Zeitschr. f. Geophys. **2**, 161 (1926).

48) A. Wegener: Der Boden des Atlantischen Ozeans. Gerlands Beitr. z. Geophys. **17**, 311 (1927).

8. Anhang.

Tabelle der in der Arbeit gesondert behandelten Epizentren seit 1913.

Über die Quellen siehe im Text S. 323 bis 324.

In der Kolonne 3 bedeutet M die registrierten Maximalamplituden, T die zugehörigen Wellenperioden und Δ die Epizentraldistanz, alles in bezug auf die angegebene Station, Δ_H nur in bezug auf Hamburg.

In einigen Fällen wurde aus verschiedenen hinreichend übereinstimmenden Einzelbestimmungen unter Abrundung auf ganze oder halbe Grade das Mittel gebildet.

1	2	3	1	2	3
Lfd.- Nr.	Datum und Epizentrum	Stärke	Lfd.- Nr.	Datum und Epizentrum	Stärke
1. Ostsibirien und Sachalin			2. Arktisches Nordamerika.		
1	1928, II. 21. 68° N, 175° E	Hamburg: $M = 21-32 \mu$ ($T = 18-21 s$) $\Delta = 6500 \text{ km}$	8	1920, XI. 16. 72° N, 127° W	De Bilt: $M = 20-28 \mu$ ($T = 18-27 s$) $\Delta_H = 5600 \text{ km}$
2	1913, III. 18. 61½° N, 146° E	Hamburg: $M = 15-16 \mu$ ($T = 11-20 s$) $\Delta = 6700 \text{ km}$	3. Antarktis.		
3	1924, V. 27. 65.8° N, 131° E	Hamburg: $M = 2\frac{1}{2}-5 \mu$ ($T = 7-15 s$) $\Delta = 5900 \text{ km}$	9	1925, II. 28. 62° S, 57° W	La Paz: $M = 1-2 \mu$ ($T = 13-15 s$) $\Delta = 5150 \text{ km}$
4 a	1927, XI. 14. 70½° N, 121° E	Hamburg: $M = 27 \mu$ ($T = 5-6 s$) $\Delta = 5100 \text{ km}$	10	1926, VI. 20. 62.4° S, 63.5° W	Sucree: $M = 7-8 \mu$ ($T = 14-15 s$) $\Delta = 4800 \text{ km}$
4 b	1927, XI. 14. 70½° N, 121° E	$M = \text{rd. } 400 \mu$ ($T = 16 s$)	11	1927, VII. 25. 64° S, 76.5° W	Sucree: $M = 3-5 \mu$ ($T = 12-15 s$) $\Delta = 5000 \text{ km}$
4 c	1927, XI. 15. 70½° N, 121° E	$M = 6-15 \mu$ ($T = 7-16 s$)	12	1925, I. 21. 65° S, 71° W	La Paz: $M = 3-5 \mu$ ($T = 15-22 s$) $\Delta = 5400 \text{ km}$
5	1928, II. 3. 73° N, 139° E	Hamburg: $M = 9-45 \mu$ ($T = 6-9 s$) $\Delta = 5400 \text{ km}$	4. Pazifischer Ozean südlich von Neuseeland.		
6	1924, I. 21. 56° N, 146° E	Hamburg: Schwache Hauptphase $\Delta = 7100 \text{ km}$	13	1918, XI. 3. 48.2° S, 165.8° E	De Bilt: $M = 4-11 \mu$ ($T = 17-30 s$) $\Delta_H = 18100 \text{ km}$
7	1924, III. 15. 49° N, 143° E	Hamburg: $M = 96-216 \mu$ ($T = 14-16 s$) $\Delta = 7800 \text{ km}$	14	1918, IX. 16. 48.5° S, 162.5° E	De Bilt: $M = 2.5-4 \mu$ ($T = 16-27 s$) $\Delta_H = 18000 \text{ km}$

1 Lfde. Nr.	2 Datum und Epizentrum	3 Stärke	1 Lfde. Nr.	2 Datum und Epizentrum	3 Stärke
15	1924, VII. 24. 48.0° S, 159.0° E	Hamburg: $M = 50-115 \mu$ ($T = 28-50 s$) $\Delta = 17800 \text{ km}$	26 a	1927, VII. 14. 16.2° S, 85° W	La Paz: $M = 19-124 \mu$ ($T = 10-18 s$) $\Delta = 1800 \text{ km}$
16	1924, VI. 26. 57° S, 159° E	Hamburg: $M = 140-530 \mu$ ($T = 18-43 s$) $\Delta = 18000 \text{ km}$	26 b	Am 21. XI. 1927 strahlte vermutlich ein Beben von dems. Epizentrum aus mit	$M = 18-32 \mu$ ($T = 7.5-11 s$) in Sucre, $\Delta = 2200 \text{ km}$
5. Pazifischer Ozean westlich von Südamerika.					
17	1926, V. 5. 6.4° N, 87.0° W	Sucre: $M = 6-10 \mu$ ($T = 18-20 s$) $\Delta = 3700 \text{ km}$	27	1926, IV. 23. 16.5° S, 85.0° W	La Paz: $M = 11-23 \mu$ ($T = 10-14 s$) $\Delta = 1700 \text{ km}$
18	1927, VIII. 20. 4.7° N, 83° W	Hamburg: $M = 32-43 \mu$ ($T = 24-26 s$) $\Delta = 9800 \text{ km}$	28	1927, III. 13. 15.5° S, 87° W	Sucre: $M = 11 \mu$ ($T = 10 s$) $\Delta = 2300 \text{ km}$
19	1924, X. 18. 3.0° N, 80.5° W	Hamburg: $M = 5 \mu$ ($T = 24 s$) $\Delta = 9800 \text{ km}$	29	1926, VII. 1. 16° S, 88° W	Hamburg: $M = 7 \mu$ ($T = 24 s$) $\Delta = 11900 \text{ km}$
20	1927, VIII. 5. 0.0°, 84° W	Sucre: $M = 2 \mu$ ($T = 12-16 s$) $\Delta = 3000 \text{ km}$	30	1926, VII. 14. 20.7° S, 83.4° W	Sucre: $M = 2-3 \mu$ ($T = 5-7 s$) $\Delta = 1850 \text{ km}$
21	1927, VI. 29. 5.3° S, 85° W	Sucre: $M = 3 \mu$ ($T = 12 s$) $\Delta = 2800 \text{ km}$	31	1918, V. 25. 31.0° S, 91.0° W	De Bilt: $M = 9-49 \mu$ ($T = 17-31 s$) $\Delta_H = 13300 \text{ km}$
22	1926, IX. 30. 12° S, 105° W	Sucre: $M = 1.5-2.6 \mu$ ($T = 16-21 s$) $\Delta = 4450 \text{ km}$	32	1918, V. 11. 27.8° S, 113.4° W	De Bilt: $M = 2-4 \mu$ ($T = 17-26 s$) $\Delta_H = 14600 \text{ km}$
23	1925, XII. 27. 14° S, 86° W	La Plata: $M = 8-31 \mu$ ($T = 22-28 s$) $\Delta = 3600 \text{ km}$	33	1920, III. 20. 35.8° S, 109.4° W	Hamburg: $M = 18-76 \mu$ ($T = 18-35 s$) $\Delta = 15000 \text{ km}$
24	1926, VI. 5. 15.5 S, 79° W	Sucre: $M = 10-38 \mu$ ($T = 9-10 s$) $\Delta = 1500 \text{ km}$	34	1925, XII. 19. 39° S, 109.5° W	Hamburg: $M = 12-51 \mu$ ($T = 18-35 s$) $\Delta = 15100 \text{ km}$
25	1925, XI. 17. 17° S, 82° W	Hamburg: $M = 7-22 \mu$ ($T = 18-30 s$) $\Delta = 11600 \text{ km}$	35	1927, III. 12. 48.5° S, 99.5° W	Hamburg: $M = 1\frac{1}{2}-2 \mu$ ($T = 20 s$) $\Delta = 15100 \text{ km}$

1	2	3	1	2	3
Lfd.- Nr.	Datum und Epizentrum	Stärke	Lfd.- Nr.	Datum und Epizentrum	Stärke
36	1926, IX. 10. 45° S, 77.5° W	Sucré: $M = 1-8 \mu$ ($T = 12-20 s$) $\Delta = 3000 \text{ km}$	45 b	1928, III. 9. 1° S, 89° E	Hamburg: $M = 170-560 \mu$ ($T = 15-22 s$) $\Delta = 9300 \text{ km}$
37	1927, XI. 21. 44.6° S, 74° W	La Paz: $M = 72-356 \mu$ ($T = 10-16 s$) $\Delta = 3200 \text{ km}$	46	1926, I. 18. 2° S, 87° E	Hamburg: $M = 29-53 \mu$ ($T = 18-24 s$) $\Delta = 9200 \text{ km}$
6. Indischer Ozean.			47	1928, II. 7. 2.4° S, 87.0° E (Schiffsbeobacht.) Ann. d. Hydrogr. usw. 1928, Heft 4.	Hamburg: $M = 27-53 \mu$ ($T = 16-21 s$) $\Delta = 9300 \text{ km}$
38	1917, VII. 4. 13.0° N, 90.0° E	De Bilt: $M = 2-7 \mu$ ($T = 13-22 s$) $\Delta_H = 8200 \text{ km}$	48	1918, IV. 13. 5.0° S, 85.0° E	De Bilt: $M = 5-16 \mu$ ($T = 16-24 s$) $\Delta_H = 9400 \text{ km}$
39	1914, X. 11. 14.7° N, 93.2° E	Hamburg: $M = 3 \mu$ ($T = 22 s$) $\Delta = 8200 \text{ km}$	49	1921, IX. 11. 12.4° S, 110.8° E	Hamburg: $M = 95-750 \mu$ ($T = 17-40 s$) $\Delta = 11900 \text{ km}$
40	1922, X. 17. 12.0° N, 95.0° E	Hamburg: $M = 11-15 \mu$ ($T = 15-19 s$) $\Delta = 8700 \text{ km}$	50	1924, XII. 11. 25.2° N, 56.8° E	Helwan: $M = 8 \mu$ ($T = 8 s$) $\Delta = 2600 \text{ km}$
41	1916, X. 21. 11.0° N, 94.5° E	De Bilt: $M = 6-10 \mu$ ($T = 16-26 s$) $\Delta_H = 8700 \text{ km}$	51	1924, IV. 20. 14° N, 51° E	Hamburg: $M = 9-21 \mu$ ($T = 11-17 s$) $\Delta = 5700 \text{ km}$
42 a	1915, VIII. 12. 7.0° N, 94.0° E	De Bilt: $M = 4-9 \mu$ ($T = 16-32 s$) $\Delta_H = 9000 \text{ km}$	52	1923, XII. 10. 13.5° N, 50.0° E	Helwan: $M = 20 \mu$ ($T = 10 s$) $\Delta = 2800 \text{ km}$
42 b	1924, I. 24. 7.0° N, 94.0° E	Hamburg: nur e_z , kein M angegeben	53	1922, VII. 3. 8.5° S, 67.0° E	Hamburg: $M = 6 \mu$ ($T = 18 s$) $\Delta = 8800 \text{ km}$
43	1913, I. 19. 1.0° N, 88.0° E	Hamburg: $M = 60-110 \mu$ ($T = 20-32 s$) $\Delta = 9100 \text{ km}$	54	1916, IV. 7. 31° S, 54 $\frac{1}{2}$ ° E	De Bilt: $M = 18-87 \mu$ ($T = 12-26 s$) $\Delta_H = 10200 \text{ km}$
44	1916, V. 9. 2° N, 87° E	De Bilt: $M = 2.5-12 \mu$ ($T = 16-30 s$) $\Delta_H = 9000 \text{ km}$	55	1923, XI. 26. 31.0° S, 56.0° E	Hamburg: $M = 9 \mu$ ($T = 20 s$) $\Delta = 10300 \text{ km}$
45 a	1923, V. 28. 1.0° S, 89.0° E	Hamburg: $M = 8-24 \mu$ ($T = 16-18 s$) $\Delta = 9300 \text{ km}$			

1 Lfde. Nr.	2 Datum und Epizentrum	3 Stärke	1 Lfde. Nr.	2 Datum und Epizentrum	3 Stärke
56 a	1925, IV. 11. ¹ 33° S, 54° E	Hamburg: $M = 23-44 \mu$ ($T = 15-21 s$) $\mathcal{L} = 10\ 400\ km$	56 e	1926, IX. 2. 33° S, 54° E	Hamburg: $M = 14-61 \mu$ ($T = 18-25 s$) $\mathcal{L} = 10\ 400\ km$
56 b	1925, V. 3. 33° S, 54° E	$M = 15-38 \mu$ ($T = 15-19 s$)	57	1924, VIII. 25. 45.0° S, 34.0° E	Hamburg: $M = 13-35 \mu$ ($T = 15-19 s$) $\mathcal{L} = 11\ 100\ km$
56 c	1925, V. 19. 33° S, 54° E	$M = 13-22 \mu$ ($T = 18-23 s$)	58	1924, II. 29. 50.0° S, 31.5° E	De Bilt: $M = 17-19 \mu$ ($T = 19-20 s$) $\mathcal{L}_H = 11\ 700\ km$
56 d	1925, X. 12. 33° S, 54° E	$M = 6-10 \mu$ ($T = 17-18 s$)			

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.

Über kartographische Darstellung der Seismizität.

Von **Henrik Renquist**, Helsingfors. — (Mit zwei Abbildungen.)

Nach allgemeinem Sprachgebrauch muß das Wort „Seismizität“ in derartiger Weise mit dem Begriff Erdbebenhäufigkeit in Beziehung stehen, daß eine größere Erdbebenhäufigkeit auf eine höhere Seismizität hinweist. Als Maß der Seismizität sollte nach ähnlichen common sense-Begriffen ein Zahlenwert benutzt werden, der mit der Seismizität steigt oder sinkt. Daher finde ich es weniger angebracht, eine inverse Funktion der Erdbebenhäufigkeit, wie sie de Montessus de Ballore anfangs benutzt hat, als Maß der Seismizität anzuwenden. Diese Funktion ist die Seitenlänge eines Quadrats, auf dessen Fläche, bei gleichmäßiger Verteilung der Epizentren der stattgefundenen Erdbeben in einem gegebenen Gebiete, ein Epizentrum pro Jahr kommt. De Montessus de Ballore hat diese Methode später aufgegeben, und zwar deshalb, weil die seismischen Ereignisse diskontinuierlicher Art sind und mit den meteorologischen Verhältnissen, die klimatologisch durch Isolinien dargestellt werden, seiner Auffassung nach nicht zu vergleichen sind. Ich will hier keine offenen Türen einrennen, doch möchte ich auf eine weitere Schwäche dieser ersten Methode von de Montessus de Ballore, welche Schwäche auch einigen späteren Modifikationen anhaftet, hinweisen. Die Ergebnisse sind nämlich in höchstem Grade abhängig davon, wie man die Gebiete wählt oder wie man das Land, dessen seismische Verhältnisse untersucht werden sollen, in Einzelgebiete aufteilt. In großen Gebieten werden alle Einzelheiten verwischt, geht man aber zu kleinen Gebieten über, so hat man eine kleine Anzahl von Epizentren und bekommt schließlich ein Mosaik von buntem Aussehen, weil dem