

## **Werk**

**Jahr:** 1930

**Kollektion:** fid.geo

**Signatur:** 8 GEOGR PHYS 203:6

**Werk Id:** PPN101433392X\_0006

**PURL:** [http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X\\_0006](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PID=PPN101433392X_0006) | LOG\_0074

## **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](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

häufig vorkommende Wiederholung lebhafterer Bewegung solchen verschiedenen Schallwegen ihren Ursprung. — Einen der ersten Erklärung entsprechenden Vorgang dagegen muß man wohl für die „Nachstörung“ heranziehen, die man fast stets (siehe Fig. 1 und 2) und manchmal sehr lange, bis eine halbe Minute lang, registriert findet. Daß man sie nahe dem Sprengort nicht beobachtet hat, liegt wohl an der Unempfindlichkeit der dort bisher ausschließlich benutzten Apparate.

Der Raum verbietet, auf andere Besonderheiten der Schallfortpflanzung einzugehen, die gleichfalls einwandfrei durch die Registrierungen unserer jetzigen Apparate aufgezeigt werden. Erwähnt sei nur die sehr merkwürdige Form, die der indirekt eintreffende Schall nicht immer, aber doch sehr häufig annimmt und die in Fig. 3 wiedergegeben wird. Sie zeigt eine sehr große Anzahl ungefähr gleicher, ziemlich langsamer, unregelmäßiger Wellen, die manchmal an die durch Oberschwingungen erzeugte Form von Vokalkurven erinnern. — Sehr interessant ist auch die in Potsdam bei größeren Sprengungen in Jüterbog mehrfach beobachtete Vorstörung: einige Sekunden vor der theoretischen Zeit, zu der dann stets eine außerordentlich kräftige Schwingung einsetzt, beobachtet man einen scharfen Einsatz einer Welle von einer etwa 100fach kleineren Amplitude, die ich auf eine zunächst seismische Fortpflanzung des Schalls zurückführen möchte.

Obiges möge genügen, um zu zeigen, daß sich auch aus der Form unserer bisherigen Schallregistrierungen schon wertvolles Material für weitere Forschungen gewinnen läßt.

---

## Die Seismizität des Südantillenbogens

Von **E. Tams**, Hamburg — (Mit 1 Karte)

Der Südantillenbogen weist habituelle Schüttergebiete namentlich im Bereich der Südsandwichinseln und der Südshetlandinseln sowie vermutlich auch östlich der Südorkneyinseln und vor der Küste von Graham-Land auf. Bei den Südsandwichinseln zeigt sich in Verbindung mit der hier vorhandenen Tiefseerinne eine besonders hohe seismische Regsamkeit. Das Epizentrum des Großbebens vom 27. Juni 1929 fällt in die tektonische Einflußsphäre dieser „Südsandwichtiefe“, welche damit den anderen seismisch bevorzugten Tiefseerinnen geodynamisch an die Seite zu stellen ist. Die Schütterzone der südatlantischen Schwelle und des atlantisch-indischen Querrückens ist von derjenigen des Südantillenbogens zu trennen; letztere kann als südlichstes Glied der östlichen Hälfte des zirkumpazifischen Erdbebengürtels betrachtet werden. Zur Gewinnung festerer Grundlagen für die Beurteilung der seismischen Verhältnisse in diesen Breiten ist hier eine Vervollständigung des Netzes der Erdbebenstationen notwendig.

1. Einleitung. In meiner Untersuchung der seismischen Verhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans<sup>12)</sup> konnte ich den Nachweis erbringen, daß jener auffallende Reliefzug, welcher sich im Südatlantik östlich von Kap Horn bogenförmig über Südgeorgien, die Südsandwich-, die Südorkney- und die Südshetlandinseln nach der Westantarktis erstreckt und von E. S u e s s in Analogie zu dem Zuge

der mittelamerikanischen Antillen als Südantillenbogen bezeichnet wurde, sich zunächst in seinem nordöstlichen Teil bei den Südsandwichinseln durch eine bemerkenswerte Seismizität auszeichnet. In Verbindung mit der auf der deutschen atlantischen „Meteor-Expedition“ gemachten wichtigen Entdeckung einer schon von Suess vermuteten ausgesprochenen Tiefseeerinne an der Außenseite dieser letztgenannten Inselgruppe vervollständigte sich so das Bild von diesem bedeutsamen Baustück der Südhemisphäre in geodynamisch-geotektonischer Hinsicht sehr wesentlich. Sein pazifischer Charakter war damit noch klarer herausgestellt. Ich führte daher weiter aus, daß hier zweifellos eine größere Häufung von Epizentren statthätte und auch in anderen Teilen des Bogens Erdbeben auftreten dürften.

In der Tat finden sich auch in den seismischen Berichten der drei südamerikanischen Stationen La Plata, Sucre und La Paz aus den Jahren 1925 bis 1927 (freilich bisher nicht bedeutende) Beben aufgeführt, deren Ausgangsgebiet westlich vor der westantarktischen Küste (Graham-Land) und im Gebiet der Südshetlandinseln angenommen wird<sup>13)</sup>. Soweit sich hier die Lokalisierung nur auf diese drei Stationen stützen kann, bleibt indessen bei der wenig geeigneten Lage der von ihnen gebildeten Basis eine unbefriedigende Unsicherheit zurück, wie denn die Epizentren von zwei Beben (21. Januar 1925 und 20. Juni 1926), welche hierhergelegt wurden, nicht dahin, sondern in die Region der Südsandwichgruppe (etwa 54 bis 55° S, 24 bis 28° W) gehören<sup>7)</sup> 14). Allein das Hinzukommen der leider nicht unmittelbar zugänglichen Beobachtungen von Kapstadt kann die Epizentrumsermittlung in diesem ganzen Gebiet oft schon erheblich sicherer gestalten.

Von jüngster und gegenwärtiger endogen-dynamischer Tätigkeit zeugen ferner, wie schon früher hervorgehoben, neben den vulkanischen Beobachtungen auf der Sawodowskji-Insel im Südsandwicharchipel gerade auch im Bereich des Südshetlandarchipels und der Westantarktis analoge Beobachtungen auf der Deception- und der Bridgman-Insel sowie eine von E. Rudolph<sup>10)</sup> veröffentlichte Angabe über eine submarine Eruption vor der Küste von Graham-Land in 65° S, 72° W. Und zur weiteren Charakterisierung der vielfach ganz jugendlichen Reliefgestaltung in diesem Gebiet sei hier ebenfalls nur kurz noch einmal bemerkt, daß z. B. die Bransfield-Straße zwischen den Südshetlandinseln und der Westantarktis auf einen großen Scholleneinbruch zurückzuführen sein dürfte, der wohl erst in der Übergangszeit vom Spättertiär zum Altquartär stattgefunden hat<sup>9)</sup>. Schließlich gehören aus dem älteren Rudolphschen Material zwei Schiffsbeobachtungen über schwache Seebeben hierher, welche am Eingang zur Le Maire-Straße zwischen Feuerland und Staten-Insel und in 57.5° S, 68.2° bis 68.3° W (d. h. etwa 170 km südlich von Kap Horn) gefühlt wurden. Ob es sich hierbei um selbständige Erdstöße oder nur um die Ausläufer starker Beben mit weiter abgelegenen Epizentren handelt, kann allerdings nicht entschieden werden.

Dieses Material erfährt nun durch einige Beobachtungen der letzten Zeit abermals eine Ergänzung, welche im Hinblick auf den Umstand, daß es sich dabei

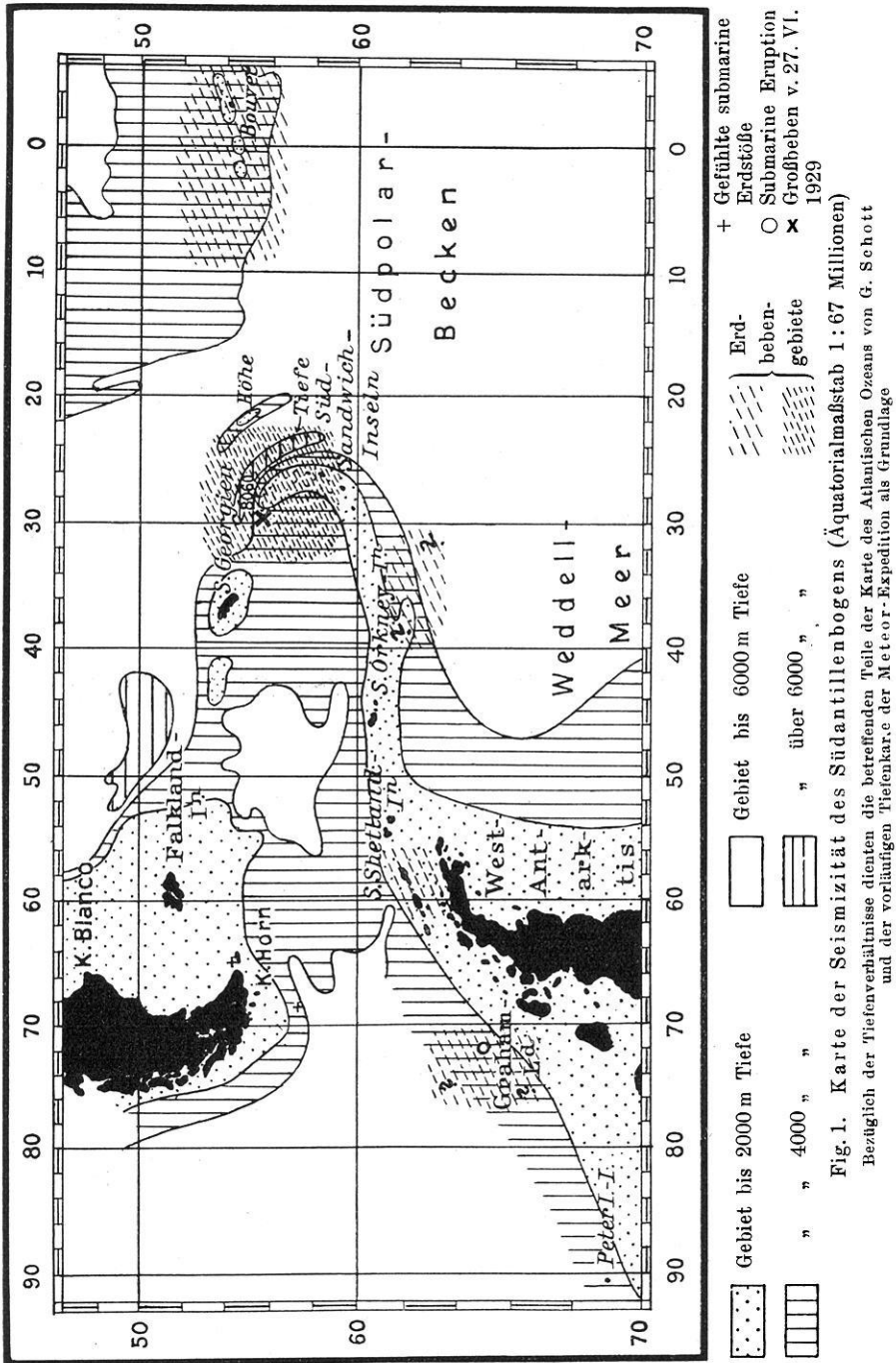


Fig. 1. Karte der Seismizität des Südatlantikbogens (Äquatorialmaßstab 1:67 Millionen)  
 Bezüglich der Tiefenverhältnisse dienen die betreffenden Teile der Karte des Atlantischen Ozeans von G. Schott  
 und der vorläufigen Tiefenkar. e der Meteor.-Expedition als Grundlage

auch um ein ausgesprochenes Großbeben handelt, besonders wichtig erscheint und mich so veranlaßte, einmal die hier in Betracht kommenden Verhältnisse für den ganzen Südantillenbogen und seine weitere Umgebung in einer Kartenskizze (Fig. 1) zusammenfassend zur Darstellung zu bringen.

2. Das Großbeben vom 27. Juni 1929. In Hamburg setzte der Beginn eines sehr starken Bebens aus 12000 bis 13000 km Epizentraldistanz mit einem  $eP_z$  um  $13^h 02^m 01^s \pm 1 \text{ sec}$  (m. Gr. Z.) ein. In der Hauptphase treten unter anderem lange Wellen auf, welche bei einer Periode von  $T = 50$  bis  $52 \text{ sec}$  Amplituden  $A_e = 1650 \mu$  und  $A_z = 1150 \mu$  aufweisen, während sich das Diagrammmaximum in den beiden Horizontalkomponenten und in der Vertikalkomponente bei  $T = 16$  bis  $17 \text{ sec}$  auch noch auf immerhin 200 bis  $350 \mu$  beläuft. Das Epizentrum dieser Erschütterung, welche hiernach einen außergewöhnlich großen Energiegehalt besessen haben muß und daher auch bei normaler Herdtiefe in ihrem pleistoseisten Gebiet mit außerordentlicher Intensität aufgetreten sein dürfte, war nach den seismischen Mitteilungen von La Plata im südlichen Atlantik sowie nach denen von Uccle (Brüssel) speziell in der Region des Südsandwicharchipels zu suchen; und in wesentlicher Übereinstimmung hiermit finden sich in den Berichten von La Paz auf Grund der dortigen seismometrischen Daten als angenäherte epizentrale Koordinaten  $58,5^\circ \text{ S}$ ,  $40^\circ \text{ W}$  angegeben. Besonders nach den Angaben von Uccle und La Paz lag es nahe, in Analogie zu dem regen seismischen Verhalten der Zonen der meisten Tiefseerinnen eine engere Beziehung dieses Großbebens zur Zone der Tiefseerinne bei den Südsandwichinseln zu vermuten und den Versuch einer genaueren rechnerischen Lokalisierung des Epizentrums zu unternehmen.

Wenn nun auch hierfür außer den drei südamerikanischen Stationen La Plata, Sucre und La Paz vorwiegend nur noch nordamerikanische und europäische Stationen, d. h. Beobachtungen in über 10000 bis rund 13000 km Entfernung, in Betracht kamen, so konnte doch der sehr befriedigend ausgefallene Versuch einer mikroseismischen Festlegung des Epizentrums des großen Atacamabebens vom 10. November 1922 mit Hilfe der  $P$ -Zeitenmethode von L. Geiger<sup>1)</sup> durchaus dazu ermuntern. Unter den dabei von B. Gutenberg<sup>11)</sup> benutzten 15 Stationen hatten immerhin 6 Epizentraldistanzen zwischen 10000 und gut 11500 km, und der Bestimmung von J. B. Macelwane und P. Byerly<sup>15)</sup> aus den Angaben von 26 Stationen lagen doch in 9 Fällen  $P$ -Zeiten aus 10000 bis 11000 km Entfernung zugrunde. Die Resultate beider Berechnungen —  $28,4^\circ \text{ S} \pm 0,5^\circ$ ;  $70,4^\circ \text{ W} \pm 0,6^\circ$  bzw.  $29^\circ 00' \text{ S} \pm 14'$ ;  $69^\circ 59' \text{ W} \pm 19'$  — stimmen nahe untereinander wie auch mit dem Ergebnis der makroseismischen Ermittlung der Epizentralregion durch A. Sieberg<sup>11)</sup> überein.

Für das südatlantische Beben vom 27. Juni 1929 hatten wir uns zunächst zuverlässige Näherungswerte der epizentralen Koordinaten zu verschaffen. Wir benutzten dazu die  $P$ - und  $S$ -Zeiten von La Plata und La Paz und die  $P$ -Zeit von Sucre sowie die Frankfurter Laufzeiten von Gutenberg<sup>2)</sup>. Indem wir uns

dann noch der Tafel IV in dem Tabellenwerk von F. Lunkenheimer<sup>6)</sup> bedienen, fanden wir so auf stereographischem Wege im Mittel abgerundet 60° S, 33° W, d. h. einen Punkt, der mit seiner Lage zwischen der Südsandwich- und der Südorkneygruppe auch schon dem Südantillenbogen angehört. Für die weitere Rechnung stützten wir uns auf die *P*-Zeiten der in der nachfolgenden Tabelle angeführten 14 Stationen.

Die in der vierten Kolonne enthaltenen Entfernungen beziehen sich auf die soeben angegebene angenäherte Lage des Epizentrums, und die „Abweichungen“ in der fünften Kolonne bedeuten im Sinne des Geigerschen Verfahrens die Zeitdifferenzen zwischen der Epizentralzeit des Bebens, wie sie nach den Frankfurter Laufzeiten für jede einzelne Station aus deren *P*-Zeit und deren angenäherter Epizentraldistanz folgt, und dem mittleren Wert dieser Epizentralzeit nach den Stationen 1 bis 14 (12<sup>h</sup> 46<sup>m</sup> 37<sup>s</sup> m. Gr. Z.). Man erkennt, daß sich der gewählte angenäherte Ort des Epizentrums schon ziemlich gut den Anfangszeiten der Registrierungen in diesen Stationen anpaßt.

Tabelle

1	2	3	4	5
Station		<i>P</i> -Zeit (M. Gr. Z.) h m s	Angenäherte Epizentral- distanz km	Abwei- chung sec
Nr.	Name			
1	La Plata . . . . .	12 52 59	3310	— 7
2	Sucre . . . . .	55 28	5220	+ 6
3	La Paz . . . . .	55 52,5	5590	+ 5
4	Granada . . . . .	13 00 28	11130	— 9
5	Helwan (Kairo) . . . . .	00 45	11560	— 9
6	Fordham (New York): . . . . .	01 16	11810	+ 12
7	Florissant (St. Louis) . . . . .	01 27	12160	+ 9
8	Chicago . . . . .	01 31	12350	+ 5
9	Ottawa . . . . .	01 32	12340	+ 6
10	Agram (Zagreb) . . . . .	01 32	12570	— 3
11	Kew (London) . . . . .	01 37	12730	— 4
12	Uccle (Brüssel) . . . . .	01 37	12760	— 6
13	Wien . . . . .	01 43	12820	— 2
14	Hamburg . . . . .	02 01	13180	0

Ein gutes Resultat erhält man bereits, wenn man nur die Beobachtungen an den 10 Stationen La Plata, Sucre, La Paz, Granada, Florissant, Ottawa, Agram, Kew, Uccle und Wien berücksichtigt und annimmt, daß es sich hier überall um den *P<sub>n</sub>*-Einsatz handelt. Geographische Breite und Länge des Epizentrums  $\varphi_e$  und  $\lambda_e$  sowie die Eintrittszeit des Bebens im Epizentrum  $t_e$  ergibt sich so zu:

$$\varphi_e = 53.8^\circ \text{ S} \pm 1.1^\circ; \lambda_e = 28.5^\circ \text{ W} \pm 0.7^\circ; t_e = 12^{\text{h}} 47^{\text{m}} 01^{\text{s}} \pm 5 \text{ sec} \quad (1)$$

Nimmt man außerdem noch die Daten von Helwan und Fordham hinzu, so verschieben sich zwar die Werte für  $\varphi_e$ ,  $\lambda_e$  und  $t_e$  selbst nur um einige Zehntelgrade bzw. um rund 1 sec, aber die mittleren Fehler vergrößern sich um einige 40% bzw. bei  $t_e$  um 20%.

Bei Mitverwertung der *P*-Zeiten von Chicago und Hamburg bleiben dagegen die obigen Fehlergrenzen unverändert, während sich die Gewichte der nun errechneten, an den Näherungswerten anzubringenden Verbesserungen etwas erhöhen. Das Gesamtergebnis stellt sich dann so dar:

$$\varphi_e = 54.8^\circ \text{ S} \pm 1.1^\circ; \lambda_e = 29.3^\circ \text{ W} \pm 0.7^\circ; t_e = 12^{\text{h}} 46^{\text{m}} 57^{\text{s}} \pm 4 \text{ sec} \quad (2)$$

Schließlich führten wir mit dem zuletzt benutzten Material die Rechnung noch einmal unter Zugrundelegung der Jenaer mittleren Laufzeiten durch, wie sie von G. Krumbach<sup>3)</sup> 1925 veröffentlicht wurden und welche sich im allgemeinen gerade den normalen Beobachtungen gut anpassen. Für die in Betracht kommenden Entfernungen liegt die Jenaer Kurve in sieben Fällen nur um 1 sec über der Frankfurter, in einem Falle nur um 1 sec darunter und in zwei Fällen in gleicher Höhe mit der letzteren, während bei La Plata von einer um 4 sec geringeren und bei Sucre von einer um 3 sec größeren Laufzeit auszugehen ist. Das Epizentrum wird wieder etwas weiter nach Süden und Westen verschoben und die Eintrittszeit im Epizentrum noch etwas früher gelegt. Die mittleren Fehler aber haben sich bei praktisch gleichen Gewichten für die Korrekturen der Näherungswerte um ein geringes verkleinert. Es ergibt sich:

$$\varphi_e = 55.8^\circ \text{ S} \pm 1.0^\circ; \lambda_e = 29.7^\circ \text{ W} \pm 0.6^\circ; t_e = 12^{\text{h}} 46^{\text{m}} 52^{\text{s}} \pm 4 \text{ sec} \quad (3)$$

Bemerkenswert erscheint indessen namentlich, daß die bei den einzelnen Stationsgleichungen übrigbleibenden „Fehler“ nunmehr, mit Ausnahme der vergleichsweise großen Fehler bei Granada und Hamburg, durchweg besonders klein sind, und zwar gerade auch bei den am nächsten liegenden drei südamerikanischen Stationen. In der Tat führt eine nochmalige Rechnung unter Ausschluß von Granada und Hamburg, also mit den 10 Stationen La Plata, Sucre, La Paz, Florissant, Chicago, Ottawa, Agram, Kew, Ucele und Wien bei unveränderter Lage des Epizentrums und derselben Epizentralzeit zu einer weiteren, und zwar nicht unerheblichen Verkleinerung der Fehlergrenzen. Wir erhalten:

$$\varphi_e = 55.8^\circ \text{ S} \pm 0.6^\circ (= \pm 65 \text{ km}); \lambda_e = 29.7^\circ \text{ W} \pm 0.4^\circ (= \pm 25 \text{ km}); \\ t_e = 12^{\text{h}} 46^{\text{m}} 52^{\text{s}} \pm 2 \text{ sec} \quad (4)$$

Resultat (1) liefert ein Epizentrum unmittelbar nördlich des Nordwestendes der Südsandwichtiefe, Resultat (2) ein solches im Nordwestende dieser Tiefe selbst und Resultat (3) und (4) ein solches unmittelbar südlich davon. Die Zugehörigkeit des Epizentralgebietes des in Rede stehenden Großbebens zur Region dieser Tiefseerinne dürfte damit außer Frage stehen. Zwecks Eintragung in die Karte haben wir in Ansehung der rechnerisch erhaltenen mittleren Fehler Resultat (3) bzw. (4) gewählt.

Bedenkt man im Hinblick auf Resultat (4) die bei der abseitigen Lage des Schüttergebietes fast überraschende innere Übereinstimmung der Beobachtungen an den berücksichtigten 10 Fernstationen in bezug auf das errechnete Epizentrum und zieht man weiterhin in Betracht, daß es sich bei den benutzten

Laufzeitkurven immer nur um „mittlere“ Kurven handelt, von denen in Einzelfällen je nach Herdtiefe und geographischer Lage der Epizentralregion merkliche Abweichungen auftreten können, so dürfte es sich zunächst erübrigen, nun auch noch die nach Abschluß der hier angestellten Rechnungen erschiebenen, von Krumbach<sup>4) 5)</sup> angegebenen verbesserten mittleren Laufzeiten anzuwenden. Der Verwertung allgemeiner Laufzeitkurven sind natürlich in Einzelfällen bestimmte, hier zweifellos erreichte Grenzen gesetzt. Indessen möchte ich mir eine Überprüfung dieses Resultats zugleich durch Mitverwertung der *P*-Zeiten einiger noch nicht berücksichtigter Stationen der Südhalbkugel vorbehalten.

3. Das übrige Material und Schluß. Dem Gebiet des Südsandwicharchipels und seiner näheren Umgebung sind bereits nach<sup>12)</sup> gewiß wohl noch vier Beben zuzurechnen, deren Epizentren aber nicht so sicher lokalisiert werden konnten, wie bei dem im Vorstehenden behandelten Großbeben\*). Durch eine schon ansehnliche Stärke (bei 6000 km Epizentraldistanz in La Paz noch Maximalamplituden bis zu 180  $\mu$ ) zeichnet sich unter ihnen ein Beben vom 21. März 1926 aus, dem wohl jedenfalls noch am gleichen Tage sowie im April und Mai desselben Jahres Nachstöße gefolgt sind, welche auch Fernregistrierungen veranlaßten. Dazu gesellen sich in diesem Schütterbereich ein starkes Beben vom 20. Juni 1926 (noch in Hamburg immerhin Maximalamplituden bis zu rund 40  $\mu$ ) und ein etwas schwächeres vom 27. Dezember 1928. Aus dem südlichen Flügel des Südantillenbogens stammt vermutlich ein Beben im Mai 1928, das damit zugleich in die Stoßbezirke bei den Südshetlandinseln und vor der Küste von Graham-Land hinüberleitet. Auf der Insel Deception wurde einer im einzelnen schon gut belegten Meldung der Times zufolge erst wieder am 3. Januar 1930 eine starke Erschütterung (vulkanischen Charakters?) wahrgenommen. Und wie diese Beobachtung eine erneute unmittelbare Bestätigung für das Vorhandensein endogener Spannungen im Bereich des Südshetlandarchipels und der Bransfield-Straße ist, so ist es gewiß ebensowenig ein Zufall, daß aus dem vor der Küste von Graham-Land anzunehmenden habituellen Schüttergebiet, welchem nach Sucre in angenäherter Bestimmung des Epizentralgebiets auch wieder ein Beben im April 1928 angehört, von einer submarinen Eruption zu berichten ist, wie bereits in der Einleitung erwähnt wurde.

Trotz der Unsicherheit, die den epizentralen Koordinaten der sich hier ereignenden Beben noch im einzelnen durchweg anhaftet, kann wohl kaum mehr daran gezweifelt werden, daß wir es im Südantillenbogen — etwa von Südgeorgien bis zur Westantarktis — mit einer, im ganzen genommen, zusammenhängenden Schütterzone zu tun haben, deren maximale Regsamkeit — bis zum Auftreten

---

\*) Es ist daher hier wie auch bei den übrigen sich mehr oder weniger deutlich heraushebenden habituellen Schütterzonen zur Kenntlichmachung des ganzen Stoßbezirks die Flächenschraffur angewandt worden. Bei Betrachtung der Karte ist jedoch zu berücksichtigen, daß sie in Merkatorprojektion entworfen ist und ein Teil des Gebietes schon recht hohen Breiten angehört.



ganz schwerer Beben — in das Gebiet und die Umgebung der Südsandwich-tiefenrinne fällt. Diese Tiefenrinne mit einer größten Einsenkung von 8060 m<sup>8)</sup> muß damit vom seismischen Gesichtspunkt aus in eine Reihe mit der Tonga- und Kermadecrinne oder der Philippinenrinne und anderen Rinnen gestellt werden; und es liegt nahe, hier auch Störungen im Schwerkraftsfelde zu vermuten, welche nach Art und Größe denen entsprechen, die von Hecker und Vening Meinesz über den letztgenannten Rinnen und den ihnen anliegenden Erhebungen aufgedeckt wurden. Die angeführte maximale Tiefe befindet sich nur gut 100 km nördlich des Südsandwicharchipels; und noch nicht 400 km östlich von ihr wurde in der „Südsandwichhöhe“ wieder eine Aufragung mit nur rund 1800 m geringster Tiefe gelotet. Im ganzen gesehen ist die Zone des Südantillenbogens nach dem Charakter ihres Aufbaues und ihrer endogenen Aktivität, obwohl geographisch der atlantischen Sphäre zugehörig, als südlichstes Glied dem östlichen Teil des großen zirkumpazifischen Instabilitätsgürtels anzugliedern. Sie ist zwar von den seismisch so lebendigen Bezirken der südamerikanischen Anden durch eine weite ruhige Strecke getrennt, doch findet sich eine solche Unterbrechung z. B. auch im nördlichen Mexiko, ohne daß man hier eine Grenze setzt.

Geschieden von der Schütterzone der Südantillen erstreckt sich andererseits, wie ein Blick auf die Karte lehrt, östlich davon diejenige minderer Intensität der südatlantischen Schwelle und des aus dieser hervorgehenden atlantisch-indischen Querrückens [vgl. 1<sup>2)</sup>]. Hier weisen wir nur noch besonders auf ein neueres Beben vom 22. November 1928 hin, welches unter anderem noch in Hamburg Maximalamplituden bis zu rund 40  $\mu$  veranlaßte und eine recht gute Bestimmung seines Epizentrums nach den *P*-Zeiten von La Plata, Sucre, La Paz, Wellington und Granada gestattete: es ging aus von etwa  $55.8^{\circ} \text{ S} \pm 0.6^{\circ}$  (=  $\pm 65$  km) und  $4.7^{\circ} \text{ W} \pm 1.0^{\circ}$  (=  $\pm 65$  km), d. i. vom Rande der südatlantischen Schwelle, ungefähr 600 km westsüdwestlich von der Insel Bouvet.

Ein anderes, mikroseismisch schwach auch bis nach Europa und Nordamerika ausgestrahltes Beben vom 17. Oktober 1928, für welches sich als Epizentralgebiet auffallenderweise die als seismisch ruhig geltende Falklandgruppe angegeben findet, läßt, wie eine genauere Prüfung lehrt, eine zuverlässige Epizentrumslokalisierung nicht zu. Die *P*-Zeitenmethode führt in diesem Falle auf Grund der Anfangszeiten von La Plata, Sucre, La Paz und Florissant auf ein um mehr als 20 Breitengrade nördlicher, auf dem Rio Grande-Rücken gelegenes Epizentrum, wobei aber der mittlere Fehler gut 6<sup>o</sup> in der Breite und gut 7<sup>o</sup> in der Länge beträgt (!). Auch dieses letzte Beispiel, welches zusammen mit dem soeben angeführten Beben von der südatlantischen Schwelle von Herrn stud. G. Plett durchgerechnet wurde, lehrt wieder sehr deutlich, daß eine Vervollständigung des Netzes seismischer Stationen auf der Südhalbkugel erforderlich ist. Besonders würde die Errichtung einer Station im südlichen Argentinien oder Chile wesentlich dazu beitragen können, die seismischen Verhältnisse im Südantillenbogen der so er-

wünschten weiteren Aufhellung entgegenzuführen. Die Beobachtungen von La Plata, Sucre und La Paz reichen hierzu auch in Verbindung mit denen von Rio de Janeiro und Kapstadt nicht aus. Bis dahin werden wir daher in nicht unbedeutendem Maße nur mehr von einer vorläufigen Klärung sprechen können. Es erscheint natürlich auch nicht ausgeschlossen, daß schwerere Beben noch von anderen Teilen dieses Bogens als ausschließlich von der Südsandwichregion ihren Ausgang nehmen.

### Literatur

- <sup>1)</sup> L. Geiger: Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 1910, S. 331.
- <sup>2)</sup> B. Gutenberg: Handb. d. Geophys. 4, 215 (1929).
- <sup>3)</sup> G. Krumbach: Zur Frage der Laufzeitkurven usw. Zeitschr. f. Geophys. 1, 360 (1924/25).
- <sup>4)</sup> Derselbe: Zur Frage der Laufzeitkurven II. Ebenda 5, 303 (1929).
- <sup>5)</sup> G. Krumbach und A. Sieberg: Die wichtigeren Erdbeben des Jahres 1924 und ihre Bearbeitung. Veröffentl. Reichsanstalt. f. Erdbebenforsch. Jena, Heft 11 (1930).
- <sup>6)</sup> F. Lunkenheimer: Elementos nuevos para la Determinación de los Epicentros. Observat. Astron. Univers. Nac. La Plata. Contribuc. Geofis. 2, Nr. 5 (1928).
- <sup>7)</sup> Derselbe: Resultados Sismometros del Año 1926. Ebenda 3, Nr. 1 (1929).
- <sup>8)</sup> „Meteor“: Die Deutsche Atlantische Expedition usw. 2. Bericht. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1926, Nr. 5/6 und Festsitzung. Ebenda 1927, Nr. 7/8.
- <sup>9)</sup> O. Nordenskiöld: Antarktis. Handb. d. regionalen Geologie 8, Abtlg. 6 (1913).
- <sup>10)</sup> E. Rudolph: Über submarine Erdbeben und Eruptionen. Gerlands Beitr. z. Geophys. 1, 133 (1887); 2, 537 (1895).
- <sup>11)</sup> A. Sieberg und B. Gutenberg: Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama usw. Veröffentl. Reichsanst. f. Erdbebenforsch. Jena, Heft 3 (1924) und Nachtrag hierzu.
- <sup>12)</sup> E. Tams: Die seismischen Verhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans usw. Gerlands Beitr. z. Geophys. 18, 319 (1927).
- <sup>13)</sup> Derselbe: Die Seismizität der Ozeane und Kontinente. Zeitschr. f. Geophys. 4, 321 (1928).
- <sup>14)</sup> H. H. Turner: The International Seismological Summary for 1925 bzw. for 1926. Oxford 1928/29.
- <sup>15)</sup> B. Willis: Earthquake Conditions in Chile. Appendix 1, 135. Carnegie Institut. Washington 1929.

Hamburg, Hauptstation für Erdbebenforschung.