



## Erdbeben.

1. Definitionen. 2. Erscheinungsformen: a) Art der Bodenbewegung. b) Wirkungen. c) Schallerscheinungen. d) Lichterscheinungen. e) Zahl und Dauer der Erdstöße. 3. Stärke: a) Intensitätsskalen. b) Lokale Einflüsse. 4. Schüttergebiet: a) Isoseisten und Untergrund. b) Einfluß der Herdtiefe. c) Homoseisten. 5. Epizentrum. 6. Seismometer: a) Allgemeines. b) Seismometertypen. c) Registrierung. d) Theorie der Seismometer. 7. Seismogramme: a) Phasen. b) Typen von Seismogrammen. 8. Seismische Wellen: a) Erdwellen. b) Oberflächenwellen. c) Wege der Wellen. 9. Bestimmung von Hypozentrum und Epizentrum: a) Herdtiefe. b) Epizentrum (makroseismische und mikroseismische Methoden). 10. Seismische Geographie: a) Seismische Gebiete. b) Penseismische Gebiete. c) Aseismische Gebiete. 11. Entstehungsursachen der Erdbeben: a) Explosionsbeben. b) Einsturzbeben. c) Dislokationsbeben oder tektonische Beben. d) Kryptovulkanische Beben. e) Nachbeben und Schwarmbeben. f) Relaisbeben. g) Extratellurische Auslösung von Beben. h) Seebeben.

1. Definitionen. Unter einem Erdbeben (griechisch seismos) versteht man Erschütterungen der Erdrinde, die in mehr oder minder großer Tiefe der Erdrinde ihren Ausgang nehmen und durch natürliche (nicht künstliche) Vorgänge hervorgerufen werden. Liegt das Schüttergebiet, in dem das Beben vom Menschen gefühlt wurde, auf dem festen Lande, so redet man schlechthin von einem Erdbeben, dagegen von einem Seebeben, wenn es sich auf die ozeanischen Wassermassen beschränkt.

Den unterirdischen Erregungsort (Fig. 1) der seismischen Energie nennt man den Bebenherd oder das Hypozentrum. Dagegen wird das Gebiet der Erdoberfläche, das man, im Vergleich mit den übrigen Teilen des Schüttergebietes, als den oberflächlichen

Ausgangsort des Bebens aufzufassen hat, als Epizentrum bezeichnet. Im Epizentralgebiet ist die Stärke der Erschütterung durchweg am größten. Hypozentrum und

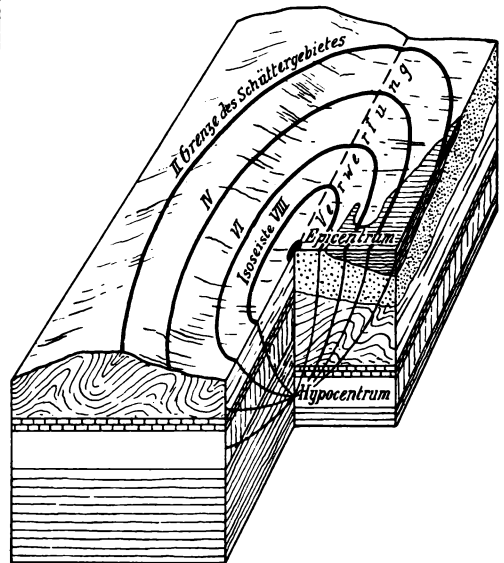


Fig. 1. Modell zur Veranschaulichung der wichtigsten seismologischen Begriffe.

Epizentrum liegen mit mehr oder minder großer Annäherung auf dem gleichen Erdradius.

Die Beben bezeichnet man dort, wo sie körperlich gefühlt werden, als Makroseismen, dort aber, wo sie bloß instrumentell zur Aufzeichnung gelangen, als Mikroseismen.

Die Fortleitung der am Hypozentrum ausgelösten seismischen Energie durch den Erdkörper und längs dessen Oberfläche geschieht durch Elastizitätswellen.

In der Erdbebenforschung oder Seismologie beschäftigt sich die geologisch-geographische Richtung vorwiegend mit denjenigen Eigenschaften, die man mit den menschlichen Sinnen wahrnimmt, wohingegen die Arbeiten der physikalisch-mathematischen Richtung auf den instrumentellen Registrierungen der seismischen Wellen basieren.

**2. Erscheinungsformen.** 2a) Art der Bodenbewegung. Die Art der Bodenbewegung bei den Erdbeben wird je nach den Umständen verschieden empfunden. Unmittelbar über dem Hypozentrum, also in der Nähe des Epizentrums, wiegt die vertikale Komponente der Bewegung vor. Für das menschliche Gefühl macht sich die Erschütterung hier als ein von unten nach oben wirkender Stoß bemerkbar. Mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum tritt die Bewegung in der Vertikalen immer mehr zurück, bis schließlich nur noch eine Wellenbewegung in ausgesprochen horizontaler Richtung empfunden wird.

2b) Wirkungen. Die Wirkungen der Erdbeben äußern sich in leichteren Fällen nur in Erschütterungen und Bewegungen von Hausgeräten und sonstigen kleinen Gegenständen; stärkere Beben haben aber Beschädigungen der Gebäude und sogar Veränderungen der Bodengestalt im Gefolge.

Im allgemeinen kann man die Beobachtung machen, daß sich die Erdbeben in den Oberflächenschichten stärker bemerkbar machen als in der Tiefe, z. B. in Bergwerksschächten; mitunter wird allerdings auch das Umgekehrte berichtet.

Für die Menschen von größter Tragweite sind die Bautenbeschädigungen; denn abgesehen von dem materiellen Schaden, den die zusammenbrechenden Häuser und die zerstörten Mobilien bedingen, sind die Verluste an Menschenleben und die Verletzungen fast ausschließlich auf den Einsturz von Häusern zurückzuführen.

Zu den rasch vorübergehenden Veränderungen des Bodens, die lediglich die Oberflächenschicht in Mitleidenschaft ziehen, gehören Sprünge, Risse, Spalten, die in den mannigfachsten Richtungen verlaufen, manchmal sich schneiden und dadurch das Gelände in Schollen zerlegen. Meistens schließen sie sich schon bald von selbst wieder. Reichen die Spalten tiefer, bis in das Grundwasser, so werden Quellen und kleinere Wasserläufe beeinflußt. Eine häufig vorkommende Bildung sind trichterförmige Rundlöcher. Werden aus ihnen oder aus Spalten bei stärkeren Erdbeben schlammige oder sandige Massen ausgeworfen, so bilden diese deckenförmige Ergüsse oder Kegel, die oben kleine Krater besitzen. Bei tiefer gehenden Umge-

staltungen der Erdoberfläche entstehen Klüfte, die bei größerer Ausdehnung in die Länge, Breite und Tiefe zu richtigen Verwerfungen werden und mit vertikalen und horizontalen Verschiebungen verknüpft sein können; allerdings sind solche bisher nur auf Inseln (Japan) oder in küstennahen Gebieten (Alaska, Kalifornien) beobachtet worden. Massenbewegungen, wie Erdrutsche, Bergschliffe und Bodensenkungen treten bei Erdbeben besonders dann auf, wenn der Boden sich aus lockerem oder von Wasser durchtränktem Material zusammensetzt; gehen feste Felsmassen zu Tal, was auch nicht selten beobachtet wird, so redet man von einem Felssturz.

Besonders interessant sind auch die Bewegungen, in die Wassermassen bei Erdbeben geraten. In Seen und Flüssen wallt das Wasser wie bei Sturm, und Wellen schlagen an das Ufer, wie wenn ein Dampfer vorüberfähre. Auch kann fließendes Wasser aufgestaut werden.

Speziell bei den Seebeben ist der feste Erdboden dem Blick entzogen. Aber auch der Wasserspiegel gerät sehr oft, selbst bei schweren Beben, sichtbar nicht in Unruhe. Nur die Insassen von Schiffen, die sich im Schüttergebiet befinden, haben das Gefühl, als sei das Schiff aufgelaufen oder auf ein Riff oder Wrack gestoßen. In selteneren Fällen wallt und brodelst das Wasser auf eng begrenzter Fläche auf, vergleichbar kochendem Wasser; mitunter schießen auch einzelne hohe Wellen oder Wassersäulen empor. In einem einzigen Falle konnte beobachtet werden, wie sich die völlig glatte See für die Dauer einiger Sekunden in ihrer ganzen Masse, ohne die geringsten Brecher, aufwölbte und dann wieder glatt wurde wie zuvor.

Am großartigsten und folgenschwersten sind aber die sogenannten Erdbebenflutwellen, die meist bei küstennahen Beben auftreten. Ob sich dabei das Meerwasser zuerst vom Ufer zurückzieht oder ob zuerst ein Ansteigen des Wassers erfolgt, ist noch nicht festgestellt.

2c) Schallerscheinungen. Unter den Erscheinungen, die im Gefolge von Erdbeben aufzutreten pflegen, sind am wichtigsten die Schallphänomene. Am häufigsten gehen diese sogenannten Erdbebengeräusche der Hauptschütterung unmittelbar voraus, manchmal treten sie aber auch gleichzeitig mit ihr auf oder folgen ihr gar nach. Ihre Art wird sehr verschieden angegeben, als Brausen, Pfeifen, Heulen, Rollen, Donnern, Krachen, Brüllen usw., jedoch lassen sie sich als langgezogene und kurz abgebrochene zusammenfassen. Sie kommen in gleicher Weise bei Erd- wie bei Seebeben vor. Die Stärke des Schalles, für deren Schätzung K n e t t und

Davison besondere Skalen aufgestellt haben, steht zu derjenigen der Erschütterung in keiner Beziehung; denn schwache Beben können mit sehr lautem Getöse verbunden sein und umgekehrt. In manchen Gegenden werden sogar unterirdische Geräusche vernommen, ohne daß dabei Bodenerschütterungen zu fühlen sind. Diese sogenannten Bodenknalle führen in den verschiedenen Ländern besondere Namen. Ueber die Natur der seismischen Schallerscheinungen ist man sich noch nicht im klaren; nur soviel ist gewiß, daß sie im Felsgerüste der Erde ihren Ursprung nehmen und in die freie Luft übertreten.

2d) Licht- oder Feuererscheinungen. Licht- oder Feuererscheinungen werden gleichfalls häufig gelegentlich von Erdbeben gemeldet. Es steht aber noch nicht fest, ob es sich dabei nicht etwa um zufällig gleichzeitige Blitze oder Meteorfälle oder gar bloß um Sinnestäuschung handelt. Allerdings könnte man auch an noch ungeklärte elektrische Vorgänge denken.

2e) Zahl und Dauer der Erdstöße. In manchen Fällen besteht das Erdbeben nur in einem einzigen Stoß von kurzer Dauer. Häufig tritt aber eine Reihe von Bodenbewegungen verschiedener Stärke in kürzeren oder längeren Zwischenräumen auf. Bisweilen gehen schwache Stöße voraus, dann folgt der Hauptstoß, und das Ende der Erschütterung bilden wieder allmählich schwächer werdende Schwingungen. Die seismische Störung kann aber auch gleich mit dem stärksten Stoß beginnen und dann in schwächeren Erzitterungen ausklingen. Die Gesamtheit der Erdstöße bezeichnet man in diesem Falle als das Erdbeben, und die Dauer des Erdbebens umfaßt die Zeit, welche vom Anfang der Bewegung bis zum letzten Ausschwingen verflissen ist. Meistens wird die Dauer eines Erdbebens überschätzt.

Auf ein recht starkes Erdbeben folgt sehr häufig eine große Anzahl von sogenannten Nachbeben. Ihre Zahl ist um so größer, je stärker der Hauptstoß und je kleiner die Schütterfläche war. Die Zeit, über welche sich die Nachbeben erstrecken, kann mehrere Jahre umfassen. Mit der Länge der Zeit nimmt aber die Häufigkeit der Nachbeben ab. Das Gebiet, in dem sich die Nachbeben bemerkbar machen, deckt sich nicht immer völlig mit dem Epizentralgebiet des Hauptbebens, weil sich die Epizentren der Nachbeben innerhalb des Hauptschüttergebietes zu verlegen pflegen.

Wird ein und dasselbe Gebiet wiederholt von Erdbeben heimgesucht, so bezeichnet man es als habituelles Stoßgebiet.

Mitunter treten auch in einem Gebiete Erdbeben tage-, wochen- und selbst monatelang auf, wobei sich die schwächeren Stöße

mitunter um stärkere gruppieren; in einem solchen Falle spricht man von einem Erdbebenschwarm.

3. Stärke. 3a) Intensitätsskalen. Die Bestimmung der Bebenstärke (seismische Intensität), die jedem Ort im Schüttergebiete zukommt, wird derart vorgenommen, daß man die in die Erscheinung getretenen Bebenwirkungen an der Hand von sogenannten Intensitätsskalen gegeneinander abwägt.

Die Unsicherheit, die durch die Verwendung der Intensitätsskalen bedingt wird, legt den Gedanken nahe, die Bebenstärke durch die Größe der entsprechenden maximalen Bodenbeschleunigung (s. S. 698), so wie sie uns einfache Instrumente angeben, auszudrücken. Vorschläge nach dieser Richtung hin sind bereits mehrfach gemacht worden, und neuerdings hat B. Galitzin eingehender zu dieser Frage Stellung genommen. Jedoch ist es nach der ganzen Sachlage nicht wahrscheinlich, daß im erforderlichen Umfange eine derartige Methode in absehbarer Zeit zur Anwendung gelangt.

Bis vor wenigen Jahren noch waren in den verschiedenen Ländern eine Reihe von einander stark abweichender Intensitätsskalen in Gebrauch. Ueber die Brauchbarkeit der einzelnen ist mancherlei geschrieben worden. Tatsächlich muß man an eine wirklich brauchbare Skala lediglich die Anforderung einer entsprechenden Anzahl von Skalenteilen stellen, 10 bis 12 Grade erscheinen am geeignetsten; daneben sind die übrigen Merkmale, auf die sich die Bevorzugung der einen oder anderen Skala stützt, belanglos.

In den letzten Jahren hat man sich stillschweigend mehr und mehr auf den Gebrauch einer einzigen Intensitätsskala geeinigt, nämlich auf den der Mercalli-Skala, sei es in der ursprünglichen zehnstufigen Form, sei es in der auf Cancanis Vorschlag um 2 Grade erweiterten. Nachstehend sind die den einzelnen Stärkegraden der Mercalli-Skala entsprechenden Grenzwerte der Beschleunigung angegeben:

|  | mm/sec <sup>2</sup> |
|--|---------------------|
| I. Grad: Instrumentell. . . . .        | 2,5                 |
| II. Grad: Sehr leicht . . . . .        | 2,5—5,0             |
| III. Grad: Leicht . . . . .            | 5—10                |
| IV. Grad: Mäßig . . . . .              | 10—25               |
| V. Grad: Ziemlich stark . . . . .      | 25—50               |
| VI. Grad: Stark . . . . .              | 50—100              |
| VII. Grad: Sehr stark . . . . .        | 100—250             |
| VIII. Grad: Zerstörend . . . . .       | 250—500             |
| IX. Grad: Verwüstend . . . . .         | 500—1000            |
| X. Grad: Vernichtend . . . . .         | 1000—2500           |
| XI. Grad: Katastrophe . . . . .        | 2500—5000           |
| XII. Grad: Große Katastrophe . . . . . | 5000—10 000         |

In der Praxis hat sich die Knappheit der bisher existierenden Intensitätsskalen als das größte Hemmnis für deren gedeihliche Verwendung erwiesen. Um den störenden bezw. den wahren Sachverhalt fälschenden

Einfluß der subjektiven Auffassung auf ein erträgliches Minimum zurückzuführen, hat Verfasser die Kriterien der zwölfteiligen Mercalli-Skala ganz erheblich vermehrt.

Von E. Rudolph rührte eine Intensitätsskala für Seebeben her.

3b) Lokale Einflüsse. Speziell die Bautenbeschädigungen durch Erdbeben werden in ganz erheblichem Umfang durch die Beschaffenheit des Untergrundes mit beeinflusst. Im allgemeinen erweist sich ein Baugrund in seismischer Hinsicht als um so sicherer, je verbandsfester das Gestein ist, was ja so ungefähr mit dessen geologischem Alter parallel geht. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung darin, daß in den verbandsfesten Gesteinen lediglich die Erschütterungen zur Geltung gelangen, während in den lockeren häufig Massenverlagerungen (Sackungen, Rutschungen) hinzutreten, die durch die seismischen Wellen ausgelöst werden. Durchaus irrig hat sich aber die weitverbreitete Ansicht erwiesen, die gewöhnlichen geologischen Karten vermöchten uns hinlänglichen Aufschluß über die Beeinflussung der Bebenwirkung durch die Untergrundverhältnisse zu geben. Vielmehr ist die Gesteinsart sowohl wie das Produkt und der Grad ihrer Verwitterung das ausschlaggebende Moment. Beispielsweise geben die kristallinen Gesteine in frischem, unzersetztem Zustande einen sehr bebensicheren Baugrund ab, verwittert aber einen höchst unsicheren. Besonders heftig gestalten sich die Bebenwirkungen, wo lockere Materialien (z. B. tertiäre bis alluviale Ablagerungen) in dünner Schicht festem Gestein aufrufen, weil sich hier die Lockermassen verschieben (Chladnische Klangfiguren), während andererseits mächtige Schottermassen direkt dämpfend wirken. Deshalb pflegen erfahrungsgemäß auf felsigen Höhen die Erdbeben nicht so stark aufzutreten wie in den mit Schwemmland erfüllten Talsohlen. Solche vereinzelte Ruhepunkte im seismisch bewegten Gebiete bezeichnet man als Erdbebeninseln. Durchfeuchtung des Bodens, namentlich infolge von vorausgegangenen Regengüssen, erhöht die Bebenwirkung, da das im Wasser gleichsam schwimmende Lockermaterial eine viel größere Beweglichkeit besitzt als im trockenen Zustande. Den Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die Größe der Zerstörung erkennt man am auffälligsten dort, wo innerhalb einer Ortschaft der Untergrund wechselt.

Auch die topographischen Verhältnisse spielen bei den Bebenwirkungen eine Rolle. So scheinen schmale Gebirgrücken, vorspringende Felsgrate und Klippen heftiger erschüttert zu werden als die breiten Mulden oder gar als weitausgedehnte Plateaus. Dort, wo tiefe Bodeneinschnitte, selbst Flußbetten,

namentlich aber bedeutende Dislokationen vorhanden sind, treten die Oberflächenwellen teils in die Luft über, teils werden sie reflektiert, so daß die auf der entgegengesetzten Seite liegenden Gebietsteile, wenigstens bis auf gewisse Entfernungen hin, von den Bebenwellen unbehelligt bleiben können. Allerdings beobachtet man auch manchmal das gerade Gegenteil, daß nämlich die eintreffenden Bebenwellen auf Verwerfungen reife Spannungen auslösen und damit eine Steigerung der Bebenstärke bedingen.

Ein sprechendes Beispiel liefern die beiden in den Figuren 2 und 3 gegebenen Profile (vgl. dazu auch die Karte Fig. 6), die im Gebiete des mitteldeutschen Erdbebens vom 16. November 1911 die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die zugehörigen Beschleunigungen zur Darstellung bringen. Das Profil Fig. 2 zeigt, nach rechts nach links, das Sinken der Intensität auf dem kristallinen Massiv des Schwarzwaldes, die Verstärkung auf den Spalten und an kleinen abgetrennten Schollen, sowie die dämpfende Wirkung der mächtigen Schottermassen des Rheintals. Im Profil Fig. 3 gibt sich vornehmlich die Steigerung der Intensität in den nassen Torfböden zu erkennen.

Selbstverständlich kommt der Bauweise hinsichtlich der Bebenwirkungen eine ausschlaggebende Bedeutung zu. So halten nicht nur tief fundierte und gleichsam monolithische Bauten aus armiertem Beton, wie sie in den letzten Jahren mehr und mehr zur Verwendung gelangen, meist den schwersten Beben stand, ohne nennenswerten Schaden zu nehmen, sondern auch die von den Eingeborenen vieler Erdbebenländer aufgeführten leichten, aus nachgiebigem und elastischem Flechtwerk bestehenden Hütten. Andererseits können Erdbeben, die beispielsweise an den in Nord- und Mitteleuropa üblichen Bauten so gut wie schadlos vorübergehen, etwa in Südeuropa oder im Orient eine Katastrophe herbeiführen.

Sogar die Dauer der Erdbeben ist für die Wirkung von Bedeutung; denn ein Beben, das bei kurzer Dauer keinerlei Schaden anrichten würde, kann, wenn es längere Zeit anhält, den Zusammenhang zwischen wichtigen Konstruktionsteilen in gefährlicher Weise lockern.

Für die richtige Beurteilung von Veränderungen der Bodengestalt muß man nicht nur die Untergrundverhältnisse, sondern auch die Topographie und ganz besonders die vorhergegangenen Witterungsverhältnisse (Durchfeuchtung des Bodens durch Niederschläge, Zermürbung des Gesteins durch Spaltenfrost oder schroffe Temperaturwechsel usw.) gründlich prüfen. Entsprechen doch, um ein ganz nahe liegendes Beispiel herauszugreifen, die lediglich auf Sackung beruhenden Spaltenbildungen in Lockerboden einer viel geringeren seismischen Intensität als solche in festem Fels.

4. Schüttergebiet. Beim Studium der Erdbeben spielen die Isoseistenkarten eine wichtige Rolle. Die Isoseisten (vgl. Fig. 1) sind nämlich die Grenzlinien der Fläche mit je dichter die Maschen des Beobachtungsnetzes werden, einen desto unregelmäßigeren Verlauf nehmen die Isoseisten. Daß sie es tun müssen, lehrt schon die Ueberlegung,

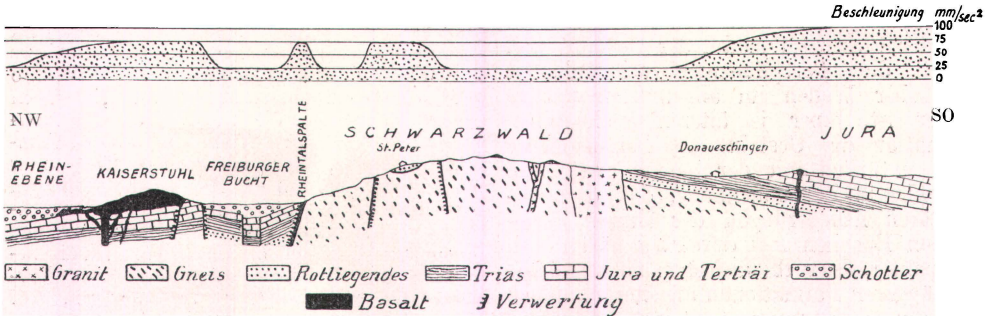


Fig. 2. Einfluß der tektonischen Störungen auf die Bebenwirkungen. Geologisches Profil durch das südliche Baden und Kurve der zugehörigen Beschleunigungswerte für das Erdbeben vom 16. November 1911. Nach Lais und Sieberg.

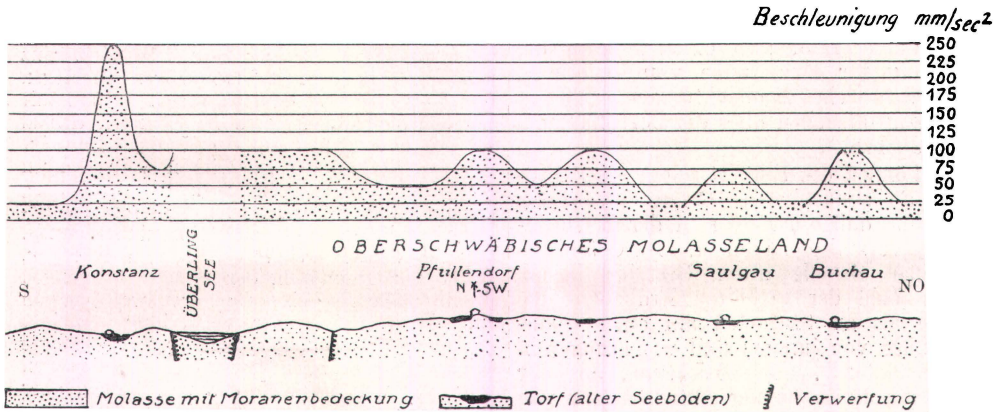


Fig. 3. Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit auf die Bebenwirkungen. Geologisches Profil durch das Oberschwäbische Molasseland und Kurve der zugehörigen Beschleunigungswerte für das Erdbeben vom 16. November 1911. Nach Lais und Sieberg.

gleicher Bebenstärke. Im allgemeinen nimmt das pleistoseiste Gebiet, das ist das Gebiet mit den stärksten sichtbaren Bebenwirkungen, in dem auch das Epizentrum zu suchen ist, innerhalb des gesamten Schüttergebietes eine mehr oder minder zentrale Lage ein. Daran schließen sich, folgerweise an Stärke abnehmend, die übrigen isoseisten Zonen.

4a) Isoseisten und Untergrund. In den älteren und selbst noch vielen neueren Isoseistenkarten begegnet man mehr oder minder regelmäßigen kreisähnlichen oder elliptischen Isoseisten. Derartige Isoseisten kommen aber, vorausgesetzt, daß man dem Beobachtungsmaterial keinen Zwang antut, nur dann zum Vorschein, wenn man bloß über einige wenige, verhältnismäßig weit auseinander liegende Beobachtungsorte verfügt. Je mehr sich aber das Material häuft,

daß die Erdrinde sowohl an der Oberfläche als auch in größeren Tiefen nichts weniger als ein homogenes Medium ist. Zeigt doch schon ein Blick auf eine geologische Karte, daß oft innerhalb ganz kleiner Gebiete Gesteinsmaterialien der verschiedensten Art und Struktur miteinander wechsellagern. Zudem muß man sich die Möglichkeit des Wirkens besonderer geologischer oder tektonischer Umstände vor Augen halten, die oft aus dem oberflächlichen Aufbau gar nicht oder nur andeutungsweise erkannt werden können. Dieser stete Wechsel in den Untergrundverhältnissen muß die Fortleitung der seismischen Energie notwendigerweise beeinflussen, und die Erfahrung liefert die schlagendsten Beweise dafür.

Höchst bedeutungsvolle theoretische Grundlagen für die Beurteilung des Einflusses der Gesteinsbeschaffenheit auf die Fortleitung

der seismischen Energie bieten vor allem eine Reihe von neueren experimentellen Untersuchungen, die mit Rücksicht speziell auf die Erdbeben von Japanern (Nagaoka, Kusakabe) begonnen und von anderen (Adams, Coker) fortgeführt worden sind. Sie ergeben, daß der Elastizitätsmodul der Gesteine und damit die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im allgemeinen um so größer ist, einer je älteren geologischen Formation die Gesteine angehören. Dies steht natürlich mit der bereits erwähnten Tatsache in Zusammenhang, daß die sedimentären Ablagerungen der älteren geologischen Epochen fast durchweg härter und kompakter, also verbandsfester sind, als solche, die jüngeren Formationen angehören. Auch erweisen sich nasse Gesteine bedeutend elastischer als trockene. Ferner ist schon seit langem bekannt, daß quer zum Schichtstreichen die Fortpflanzung seismischer Energie weniger schnell erfolgt als in der Streichrichtung. Wenn man dies alles in Erwägung zieht, dann ergibt sich ohne weiteres die Erklärung für eine Reihe von wichtigen, durch zahlreiche Beobachtungen erhärtete Erfahrungsstatsachen über die Fortpflanzung der Erdbeben.

So können die Eintrittszeiten eines Erdstoßes an benachbarten Orten verschieden sein, ohne daß ein Fehler in der Zeitbeobachtung vorzuliegen braucht. An Orten, die auf einer Scholle alten Gesteins liegen, ist die Zahl der gefühlten Erdbeben eine größere als an Stationen auf einer mächtigen Lage von jungem und weniger festem Gesteinsmaterial. Die Richtung, aus der die seismische Bewegung eintrifft, kann von der Lage des Epizentrums ganz unabhängig sein, natürlich vorausgesetzt, daß das Epizentrum nicht zu nahe beim Beobachtungsort liegt; in solchen Fällen wird jeder Erdstoß sich aus der gleichen, bestimmten Richtung her bemerkbar machen. Die auf eine alte Scholle auftreffenden Erdbebenwellen werden in ihr besser weitergeleitet, so daß sie nun ihr folgen; deshalb verspüren die dahinter gelegenen Orte die Bewegung bedeutend schwächer oder gar nicht, so daß selbst im Schwemmlande errichtete Gebäude unversehrt bleiben können; sogenannter seismischer Schatten. Den Einfluß von Bodeneinschnitten und Dislokationen, die ebenfalls seismischen Schatten werfen können, haben wir bereits kennen gelernt.

Ein interessantes Beispiel für das Gesagte bieten neuere Untersuchungen von R. Lais über das seismische Verhalten des Kaiserstuhlgebirges in Baden (Fig. 4). Die „seismischen Linien“ dieses Gebietes, die hier allerdings keine Isoseisten, sondern ein Ausdruck für Anzahl und Intensität der Erschütterungen (vgl. S. 705) während des Zeitraums 1880 bis 1910 sind, zeigen

nämlich die weitestgehenden Analogien mit dem geologischen Aufbau. So gibt die Kurve 40 die stark dämpfende Wirkung von mächtigen Schottermassen zu erkennen, die den festen vulkanischen und sedimentären Gesteinen aufliegen, von denen die Kaiserstuhlbeben den Ausgang nehmen. Sie schmiegt sich recht enge dem Rande des aus der Ebene herausragenden Gebirges an und zeigt dort, wo dies nicht der Fall ist, also im Nordosten (zusammen mit Kurve 20), im Süden und im Südwesten, die Wirksamkeit von Erdbebenbrücken an; letztere sind Massen kompakter Gesteine, die in nur geringer Tiefe unter den Diluvialschottern der Rheinebene verborgen liegen und die Erschütterungen zu dem benachbarten Schwarzwald, dem Tuniberg und den Hügeln von Breisach hinüberleiten. Damit bestätigen die Erdbebenerscheinungen das Vorhandensein unterirdischer Verbindungen, auf das aus geologischen und erdmagnetischen Erscheinungen bereits geschlossen wurde. Kurve 100 umsäumt den nördlichen und westlichen Kaiserstuhl. Sie wird hervorgebracht durch das Wirken zweier gut charakterisierter Herdgebiete. Bei dem ersten, von süd-nördlichem Verlauf, ist die Abhängigkeit von den bedeutenden tektonischen Störungen, die hier festgestellt wird, ganz auffällig. In dem rechtwinkligen Umgeben von Kurve 20 und dem parallelen Verlauf mit den beiden Parallelspalten ist sie noch einmal deutlich erkennbar. Auf der Nordostseite zeigt sich der Einfluß der zahlreichen Verwerfungen ebenfalls. Solche von geringer Sprunghöhe, wie die bei Riegel und östlich Malterdingen verlaufenden, bieten stärkeren Stößen kein Hindernis. Dagegen setzt die erste bedeutendere Verwerfung, östlich von Heimbach, den Erderschütterungen ein Ziel; alle Erdbebenorte liegen westlich von ihr. Diese Heimbacher Verwerfung schneidet von den Emmendinger Vorbergen ein langes schmales Stück ab, in dem die Erschütterungen sich zwar weit nach Norden und Süden, aber nur wenig nach Osten hin fortpflanzen können.

4b) Einfluß der Herdtiefe. Hinsichtlich der oberflächlichen Verbreitung der Erdbeben kann man, mit gewissen Einschränkungen, den alten Satz von v. Lasaulx als zu Recht bestehend ansehen, der lautet: Erdbeben mit nur kleinem Verbreitungsgebiet, jedoch von heftiger Wirkung können nur eine geringe Tiefe des erregenden Herdes besitzen. Aber Erdbeben von großem Verbreitungsgebiet und schwachen Wirkungen an der Oberfläche sind in bedeutender Tiefe erregt.

4c) Homoseisten. In früheren Zeiten hat man sich viel mit den Homoseisten (auch wohl Koseisten oder Isochronen genannt) beschäftigt, d. h. mit den Verbindungslinien aller Orte mit gleicher Zeit für den Bebenbeginn. Theoretisch betrachtet müßte man von darauf basierenden Untersuchungen wertvolle Aufschlüsse erwarten dürfen; aber in der Praxis versagen sie wegen der allzugroßen Unsicherheit der Zeitbestimmungen vollständig, und selbst die instrumentellen Registrierungen dürfen heut-





werfungslinie beginnt. Vielmehr wird die Bewegung an einer ziemlich eng umgrenzten Stelle anfangen und erst allmählich nach beiden Flügeln hin immer weiter abliegende Teile der Dislokationslinie erfassen. Also selbst bei einer weit dahinziehenden Dislokationslinie läßt sich von einem eigentlichen punktförmigen Epizentrum reden.

Ein klassisches Beispiel für ein derartiges Epizentrum bietet das Erdbeben, welches am 18. April 1906 Kalifornien, namentlich aber San Francisco, schwer heimsuchte. Wie aus der Karte von Lawson (Fig. 5) ersichtlich ist,

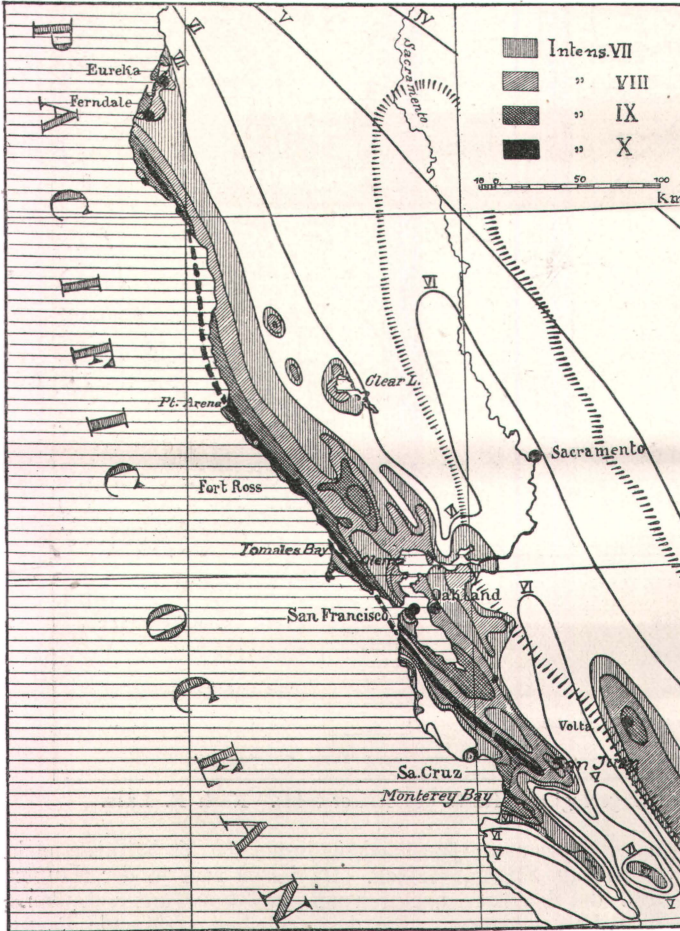


Fig. 5. Isoseistenkarte des Kalifornischen Erdbebens von 18. April 1906. Nach Lawson.

wird die durch die Isoseiste X gekennzeichnete Epizentrallinie durch einen Bruch der Erdkruste an einer Linie oder an einem System von Linien bedingt, die von Point Delgada mehr als 435 km weit bis San Juan verliefen; von Point Arena bis San Juan, d. h. in einer Erstreckung von 300 km, konnten Dislokationen zusammenhängend nachgewiesen werden. Nebenbei bemerkt sind auf dieser Herdspalte, die den Namen San Andreas-

Spalte erhielt und der man eine Tiefe von 20 km zuschreiben zu müssen glaubt, relative Horizontalverschiebungen von rund 3 m, teilweise sogar von über  $4\frac{1}{2}$  m und an einer Stelle von mehr als 6 m festgestellt worden; dagegen haben die Vertikalverschiebungen, die an nahezu senkrechten Verwerfungsflächen vor sich gingen, anscheinend nirgends den Betrag von  $\frac{1}{2}$  m bis 1 m überschritten. Aus vier zuverlässigen Zeitbeobachtungen, und zwar von San Rafael, Mare Island, Berkeley und Mount Hamilton, hat man den primären Ausgangsort des zerstörenden Stoßes zu  $38^{\circ} 03' N$  und  $122^{\circ} 48' W$  Greenwich bestimmt, ein Punkt, der zwischen Olema und dem südlichen Ende der Tomales-Bay gelegen ist.

Weiterhin kann der Fall eintreten, daß eine größere Scholle oder gar ein

Komplex von Schollen von der primären, das Erdbeben auslösenden Bewegung ergriffen wird. Dann komplizieren sich naturgemäß die

Verhältnisse in hohem Maße. Sämtliche Schollen bzw. deren Bruchstücke vollführen alsdann

Differentialbewegungen gegeneinander, Vertikalverschiebungen oder Schaukelbewegungen, durch die an sämtlichen in Betracht kommenden

Verschiebungsflächen seismische Energie ausgelöst wird. Statt eines Epizentrums ist dann eine Vielzahl von

Einzelepizentren vorhanden, ein ganzes, über eine größere Fläche verbreitetes Netzwerk. Demzufolge hätten wir unter Umständen mit Epizentren zu rechnen, bei denen zu-

nächst absolut kein Gedanke an einen Vergleich mit einem Punkte aufkommen will. Dennoch ist anzunehmen, daß auch hier schärfere, einwandfreie Zeitmessungen den Wahn von der Gleichzeitigkeit der Bewegung in dem ganzen System zerstören würden. Der erste Impuls wird auch in diesem Falle von einer einzelnen Stelle ausgehen, jedoch infolge der herr-

schenden Spannungs- oder Lagerungsverhältnisse die benachbarten Schollen zu selbständigen Bewegungen reizen. Dann ergäbe sich weiterhin als das wahrscheinlichste, daß das, sagen wir einmal, „primäre“ Epizentrum innerhalb des weiteren „sekundären“ Epizentrums eine mehr oder minder zentrale Lage einnehme. Falls dieser Ideengang das Richtige trifft, hätten wir es auch hier im Grunde genommen mit einem punktförmigen Epizentrum zu tun.

Zur Erläuterung dieser Verhältnisse sei beispielsweise das große mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 herangezogen. Die von Lais und dem Verfasser bearbeitete Karte seines pleistoseisten Gebietes (Fig. 6; vgl. auch Fig. 2 und 3) läßt die Frage nach dem Epizentrum zunächst als aussichtslos erscheinen; gibt sie doch nicht weniger als drei getrennte Gebiete zu erkennen, in denen die Bebenstärke den 7. Grad erreicht und überschreitet. Betrachten wir zunächst das pleistoseiste Gebiet am Bodensee, dann erkennen wir auf den ersten Blick, daß hier die hohen Intensitäten hauptsächlich eine Folge der besonderen Untergrundverhältnisse sind, daß der schwankende moor- und wasserdurchtränkte Kiesuntergrund, der den alten Seeboden bezeichnet, die Bebenwirkung sehr verstärkte. Die Abstürze und Senkungen im Untersee und in anderen Teilen des Bodensees selbst haben die gleiche Ursache. Auf der Ostseite des Ueberlingersees zeigt sich wieder der verstärkende Einfluß von Verwerfungen. Im zweiten pleistoseisten Gebiet aber, bei Stockach, sind die hohen Intensitätsgrade nur darauf zurückzuführen, daß an den Verwerfungen, die das Einbruchbecken des Ueberlingersees nach Nordwest fortsetzen, durch die Erschütterungen stärkere Bewegungen ausgelöst wurden. Auch dieses Gebiet kann also nicht für das Epizentrum in Frage kommen. Es bleibt noch als letztes eine Fläche der rauhen Alb, die im Südosten begrenzt ist durch die Absenkung gegen das Molasseland, im Südwesten

durch eine Verwerfung, die von Sigmaringen nach Balingen zieht und in den Dornstetter Graben weist, im Nordwesten durch den steilen Erosionsrand der Alb. An den Rändern dieser abgegrenzten Scholle fand eine bedeutende Verstärkung der Bebenwirkungen statt, so daß in der Umgebung von Hechingen, Balingen, Ebingen und Sigmaringen die Intensität den 7. bis 8. Grad erreichte. Es ist hier nicht möglich, lokale Untergrundverhältnisse zur Erklärung heranzuziehen. Wir müssen also innerhalb dieser Scholle das Epizentrum suchen, das dadurch mit einer Unsicherheit von höchstens  $\pm 20$  km festgelegt ist, und senkrecht darunter in großer Tiefe des Hypozentrum. Damit vollständig übereinstimmend geben alle sorgfältigeren Berechnungen, die bis jetzt auf Grund der instrumentellen Registrierungen angestellt wurden, Punkte, die innerhalb derselben Scholle liegen. Durch die Bewegung im tiefegelegenen Bebenherde geriet die ganze Albtafel in Schwingungen, entsprechend  $6\frac{1}{2}$ —7 Grad Stärke. Die dem Beben-

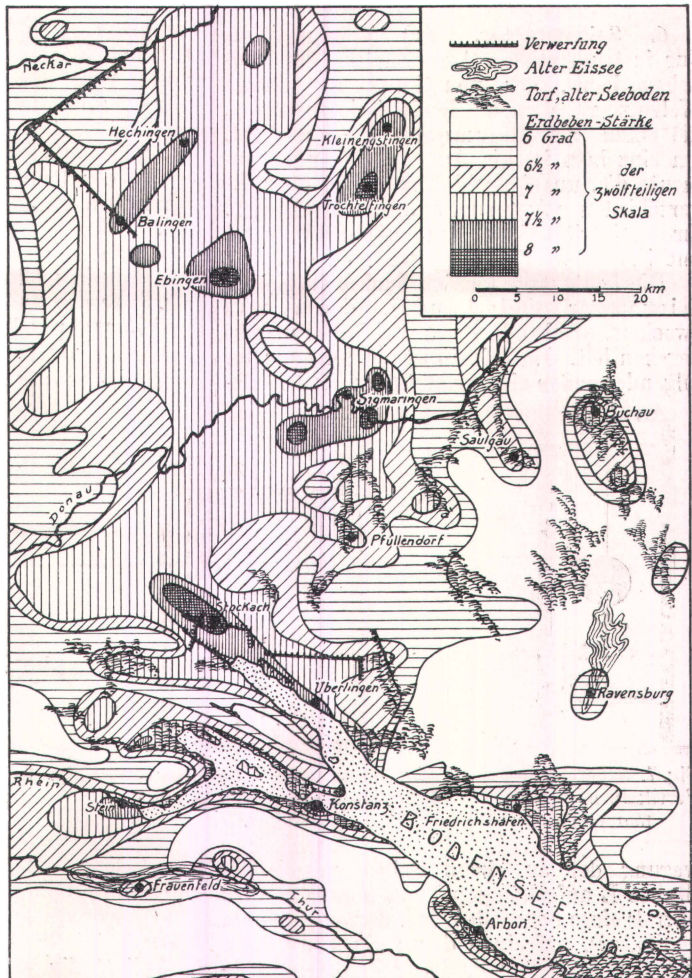


Fig. 6. Mitteldeutsches Erdbeben vom 16. November 1911. Isoseistenkarte des pleistoseisten Gebietes. Nach Lais und Sieberg.

herde zunächst gelegene Scholle, die oben näher bezeichnet wurde, zeigt an ihren Rändern ein Anwachsen der Intensität bis zum 8. Grad. Die Wellen, die sich von dort aus nach allen Seiten hin fortpflanzen, lösten zunächst bei ihrem Auftreffen auf die Verwerfungen bei Stockach und am Ueberlinger See verstärkte Bewegungen aus. Das gleiche fand weiterhin u. a. an der Triascholle des „Bonndorfer Grabens“ statt, der von Osten her weit in das Granit- und Gneismassiv des Schwarzwaldes hineingreift; denn hiermit fällt eine Zunge mit Intensitäten von 6 und  $6\frac{1}{2}$  Grad genau zusammen, die in dem schwach (5. Grad) erschütterten Schwarzwald sich scharf hervorhebt. Ebenso bemerkenswert in diesem Sinne ist ferner noch ein langes und schmales, kräftig (6.—7. Grad) erschüttertes Gebiet, das, völlig getrennt vom Epizentrum, den westlichen Schwarzwaldrand begleitet. Es umfaßt die sedimentären Vorberge, die, an der mächtigen Rheintalspalte verworfen, dem kristallinen Gebirge vorgelagert sind, und zeigt die höchsten Intensitäten im allgemeinen auf der Verwerfung selbst.

**6. Seismometer.** 6a) Allgemeines. Zur instrumentellen Aufzeichnung der Erdbeben bzw. der von ihnen ausgelösten Wellenzüge dienen Registrierinstrumente, die man als Seismometer bezeichnet. Im einzelnen ist die Aufgabe dieser Instrumente die, uns Aufschluß zu geben über die verschiedenen Arten der auftretenden Wellen, ihre Eintrittszeiten am Beobachtungsort und ihre Elemente (Amplitude und Periode).

Die heutzutage im Gebrauch befindlichen Seismometer sind Pendel, denen man zweckentsprechende Form und Hilfsapparate gegeben hat. Im Prinzip ist ein Seismometer folgendermaßen eingerichtet (Fig. 7): Die Be-

wegungsvorgänge zu einer wellenförmigen Linie auf; gleichzeitig lassen die von einer genau gehenden Uhr jede Minute auf dem Registrierstreifen eingetragenen Zeitmarken die Eintrittszeit einer jeden Welle mit aller Schärfe bestimmen.

6b) Seismometertypen. Neben dem in Figur 7 dargestellten Vertikalpendel-Seismometer benutzt man auch Seismometer mit umgekehrtem Vertikalpendel (Fig. 8), bei denen die in d drehbare Pendelmasse m durch die Kraft der Federn sp in labilem Gleichgewicht erhalten wird, sowie Horizontalpendel-Seismometer (Fig. 9), deren mit dem Draht f aufgehängte Masse m sich mit dem horizontalen Arm b gegen das Drehlager d stützt. Die Wirkungsweise dieser Sonderkonstruktionen ergibt sich an der Hand der Abbildungen ohne weiteres aus dem oben Gesagten. Die Gründe, weshalb man die verschiedenen Typen von Seismometern geschaffen hat, sind rein praktische. Vor allem spielt dabei die Empfindlichkeit der Seismometer eine Rolle, die gemessen wird durch die Amplitude, welche einer Vergrößerung der Schwerkraft um den 206000sten Teil ihrer Gesamtstärke ( $g = 9780$ ) entspricht. Im allgemeinen wächst sie mit der Pendellänge, der allerdings aus technischen Gründen enge Grenzen gezogen sind. Jedoch erreicht man die gleiche Wirkung durch Verwendung von Horizontal- oder Kegelpendeln, bei denen, wie vorhin (Fig. 9) gezeigt wurde, die Schwingungen der Pendelmasse parallel dem Erdboden um eine annähernd vertikale Achse erfolgen.

Während beispielsweise Vicentinis Vertikal-

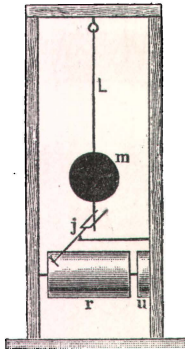


Fig. 7. Schema eines Vertikalpendel-Seismometers.

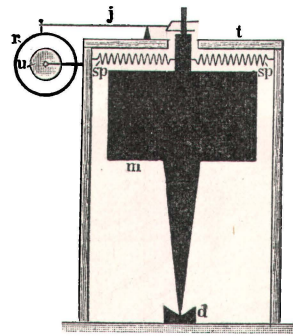


Fig. 8. Schema eines umgekehrten Vertikalpendel-Seismometers.

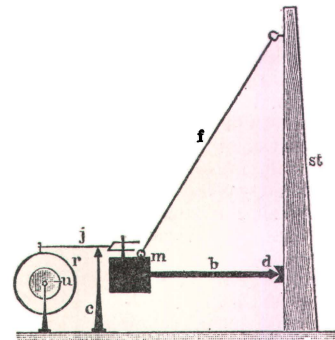


Fig. 9. Schema eines Horizontalpendel-Seismometers.

wegung der an einem Galgen mittels des Stabes L aufgehängten Pendelmasse m wird mittels eines Schreibhebels j, des sogenannten Indikators, auf einen durch ein Uhrwerk u vorwärts bewegten Papierstreifen r ununterbrochen aufgezeichnet. Durch die Vorwärtsbewegung löst sich die Aufzeichnung der Be-

pendel nur 1,5 m lang ist, entspricht v. Rebeur-Ehler's Horizontalpendel einem Vertikalpendel von etwa 36 m Länge und Omoris Horizontalpendel sogar einem solchen von 200 m Länge.

Vollständig erhält man die horizontale Bodenbewegung nur dann, wenn man sie in zwei zu einander senkrecht stehenden

Richtungen aufzeichnet. Dies erreicht man am sichersten durch zwei Seismometer, weniger einwandfrei durch eine von Brassart zuerst angewandte Vorrichtung, welche die Bewegung eines einzigen Pendels in zwei zueinander senkrechte Komponenten zerlegt.

Je nachdem der parallel zur Erdoberfläche oder der senkrecht von unten nach oben wirkende Anteil der Erdbebenwellen zur Aufzeichnung gelangen soll, unterscheidet man zwischen Horizontal- und Vertikal-Seismometern (nicht zu verwechseln mit den nach der Art ihrer Aufhängung benannten Horizontal- und Vertikal-Pendeln). Bei den Vertikal-Seismometern (Fig. 10) ist die Pendelmasse  $p$  an einer Spiralfeder  $sp$  aufgehängt, die sich unter dem Einflusse der Vertikalkomponente der Bodenbewegung verkürzt und verlängert.

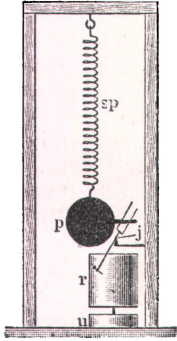


Fig. 10. Schema eines Seismometers für die vertikale Komponente der Bodenbewegung.

Vornehmlich unter Berücksichtigung des Pendelgewichtes scheidet man die Horizontalpendel in schwere und leichte.

6c) Registrierung. Die Registrierung erfolgt bei den Pendeln mit schwerer Masse meist mechanisch derart, daß ein feiner Stift den Ruß von einem mit Ruß geschwärzten Papierstreifen wegkratzt, oder gar einfach mit Bleistift oder Tinte auf einem weißen Papierblatt. Bei kleinen Pendelmassen kann jedoch nur die kostspielige optische (photographische) Registriermethode in Betracht kommen, bei der eine Lichtquelle einen feinen Lichtstrahl auf einen mit dem Pendel schwingenden Hohlspiegel fallen läßt, der dort reflektiert und zu der mit photographischem Papier bespannten Registriertrommel gesandt wird. Galitzin hat außerdem die magnetisch induktive Registriermethode eingeführt. Zu diesem Zwecke ist eine mit der Pendelmasse schwingende Induktionsspule, deren Windungen senkrecht zu denen eines starken Elektromagneten stehen, mit einem Spiegelgalvanometer leitend verbunden. Die bei den Pendelschwingungen in der Spule an Stärke wechselnden Induktionsströme bringen dann den Spiegel des Galvanometers zu entsprechenden Ausschlägen, die optisch aufgezeichnet werden.

6d) Theorie der Seismometer. Für die Auswertung der Registrierungen ist es gleichgültig, welcher Typus von Seismometern vorliegt; denn alle lassen sich durch experimentelle Bestimmung ihrer „Kon-

stanten“ auf das „mathematische“ Vertikalpendel reduzieren, mit dem sie durch die Gleichung

$$V = J : L$$

verbunden sind. Hierin bedeutet  $V$  die Indikatorvergrößerung,  $L$  die Pendellänge (Länge des mathematischen Vertikalpendels) und  $J$  die sogenannte Indikatorlänge. Außerdem besteht die Beziehung

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$$

worin  $T_0$  = Eigenperiode eines Pendels und  $g$  die Schwerkraft = 9780 ist. Bestimmt man experimentell  $T$  eines beliebigen Pendels, so erhält man durch obige beide Gleichungen die „äquivalente“ Pendellänge  $L$  des entsprechenden Vertikalpendels und damit die äquivalente (zugehörige) Indikatorlänge  $J$  und die Indikatorvergrößerung  $V$ .

Obwohl man sich bei den Seismometern daran gewöhnt hat, von Pendelschwingungen zu sprechen, ist diese Ausdrucksweise in Wirklichkeit genommen grundfalsch. Soll doch gerade die Pendelmasse relativ zur Erde völlig unbewegt verharren, stationär bleiben, und dadurch die Differenzialbewegung des sowohl mit ihr, als auch mit dem schwingenden Erdboden verbundenen Registrierwerks ermöglichen, durch die die Bebenregistrierung zustande kommt (Fig. 11). Stationär bleibt aber die Pendelmasse bei

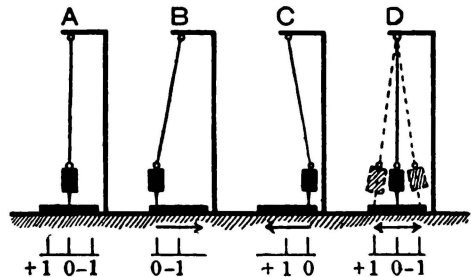


Fig. 11. Die Bewegungen eines Vertikalpendel-Seismometers während eines Erdbebens. A Ruhezustand. B und C während einer Bodenverschiebung in der Pfeilrichtung; die Masse bleibt stationär. D das Pendel ist in Eigenschwingungen geraten.

kleinen und schnellen Horizontalverschiebungen des Erdbodens und der mit letzterem starr verbundenen Aufhängevorrichtung des Pendels nur unter der Voraussetzung eines mathematischen Pendels, bei dem die Pendelmasse als punktförmig und die Masse des Aufhängestabes als im Verhältnis verschwindend klein angesehen werden darf. Da wir es aber in Wirklichkeit mit physischen Pendeln zu tun haben, bei denen die obigen Voraussetzungen nicht zutreffen,

so werden die Bewegungsvorgänge viel komplizierter, weil zu den Bewegungen des Erdbodens stets mehr oder minder die erzwungenen Schwingungen des Pendels kommen. Vor allen Dingen überträgt sich nämlich infolge der Reibung in den Aufhänge- und Stützvorrichtungen des Pendels, im Gehänge, die Bodenbewegung auf das Pendel selbst, bringt dieses, anstatt daß es stationär bleibt, zum Mitschwingen (Eigenschwingungen), und zwar in seiner von der Pendellänge abhängigen Eigenperiode. Infolgedessen entspricht das aufgezeichnete Seismogramm nicht mehr der wahren Bodenbewegung, sondern stellt eine komplizierte Wellenlinie dar, die aus der Interferenz, d. h. aus der gegenseitigen Durchdringung der verschiedenen Arten von Bodenwellen mit den Eigenschwingungen des Pendels resultiert. Je nachdem die Erdbebenschwingungen des Pendels in gleichem oder entgegengesetztem Sinne erfolgen, vergrößern oder verkleinern sich im Seismogramm die Schwingungswerten (Amplituden).

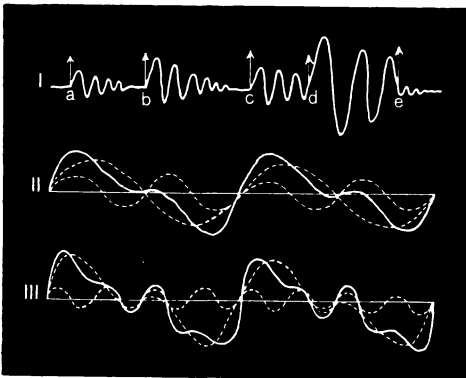


Fig. 12. Kurven von Pendelschwingungen. I Registrierungen eines ungedämpften Pendels, II und III durch Interferenz je zweier verschiedenartiger Wellenzüge entstandene Registrierungen.

Dieses Verhalten veranschaulicht Figur 12. Bei I erlitt das Pendel hintereinander 5 Stöße, und zwar befand es sich jedesmal in Ruhe, als es die Stöße a, b und c empfing; nach jedem dieser Stöße vollführte es infolge der Trägheit noch weitere Schwingungen in seiner Eigenperiode, wobei die Amplitude durch die Reibung allmählich abnahm. Aber noch während der von c hervorgerufenen Eigenschwingungen bekam es in d einen weiteren Stoß in der augenblicklichen Schwingungsrichtung, welcher die Amplitude vergrößerte, und in e schließlich einen der Bewegungsrichtung entgegengesetzten Stoß von solcher Stärke, daß es beinahe zur Ruhe kam. II und III zeigt (dick ausgezogen) einige Wellen, die durch Interferenz verschiedener Wellenzüge (gestrichelt) entstanden sind.

Ein Mittel, den auf solche Weise gegebenen Fehlerquellen zu begegnen, bietet die Anwendung einer Dämpfung, d. h. einer geeigneten Vorrichtung, die, allerdings unter Verkleinerung der Amplituden, dem Pendel die Aufnahme von Eigenschwingungen unmöglich macht, ohne die Empfindlichkeit gegen die Erdbebenwellen störend zu verringern. Als Dämpfungen dienen im allgemeinen Vorrichtungen, bei denen ein mit der Pendelmasse starr verbundener Metallkörper entweder sich in einer Flüssigkeit (Oel, Glycerin) bewegt oder eine abgesperrte Luftmasse zusammendrückt. Neuerdings sind auch magnetische Dämpfungen in Gebrauch, bei denen in einer mit der Masse zwischen starken Magneten schwingenden Kupferplatte Ströme hervorgerufen werden, welche die Schwingungen hemmen.

Uebrigens sei noch darauf hingewiesen, daß ungedämpfte Pendel in vielen Fällen die Einsätze der verschiedenen Phasen der Bewegung mit größerer Sicherheit erkennen lassen als gedämpfte.

Kennt man das experimentell zu bestimmende Dämpfungsverhältnis  $\epsilon:1$ , die daraus zu berechnende sogenannte Relaxationszeit  $\tau$  infolge der Dämpfung und die übrigen vorher genannten Konstanten des Pendels, dann besteht für periodische Schwingungen, also Sinuswellen, die Beziehung

$$\mathfrak{B} = V: \sqrt{\left[1 - \left(\frac{T}{T_0}\right)^2\right]^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{T_0}{2\pi\tau}\right)^2 \left(\frac{T}{T_0}\right)^2}$$

Darin ist T die Periode (in Sekunden) der Erdbebenwelle, gemessen im Seismogramm, und V die resultierende Vergrößerung.

Nun ergibt sich schließlich die Amplitude A der wahren Bodenbewegung am Seismometerstandorte nach der Formel

$$A = a: \mathfrak{B},$$

wenn a = der im Seismogramm gemessenen Amplitude (in Millimetern) ist.

Die Amplitude A allein stellt jedoch kein Maß für die Intensität der zerstörenden Kraft des Erdbebens dar. Erst die maximale Beschleunigung  $\mathcal{A}g$ , welche auch die Periode berücksichtigt, läßt uns diese beurteilen; denn ein Erdbeben wirkt um so verheerender, je größer seine Beschleunigung, d. h. je kleiner die zu größeren Amplituden gehörige Periode der Bodenbewegung ist. Die maximale Beschleunigung berechnet sich nach der Formel

$$\mathcal{A}g = \frac{4A}{T^2} \text{ Milligal}$$

1 Milligal =  $\frac{1}{1000}$  Gal; Gal = Zentimetersekundeneinheit der Beschleunigung; da  $g = \text{ca. } 980 \text{ Gal}$ , so ist 1 Gal = ca. 1 Milliontel der Schwerkraft.

Im Gegensatz zu den Sinuswellen läßt sich bei kurzen, stoßartigen, unperiodischen Schwingungen die wahre Bodenbewegung nur in ganz roher Annäherung schätzen nach der Gleichung

$$A = \frac{a}{V},$$

worin  $V = J : L$  ist.

Die oben in ihren Hauptzügen ganz kurz angedeutete Theorie der Seismometer ist von Schlüter, Wiechert und Galitzin entwickelt worden.

7. **Seismogramme.** Die instrumentelle Niederschrift eines Erdbebens, also das durch die Registrierung festgehaltene genaue Abbild der flüchtig unter dem Seismometerstandorte hindurchziehenden Erdbebenwellen, bezeichnet man als Seismogramm. Durch seine messende Analyse erlangen wir in erster Linie Kunde davon, daß überhaupt ein Erdbeben stattgefunden hat, um welche Zeit sowie mit welchen Perioden und Amplituden die verschiedenen Gruppen von Bebenwellen den Seismometerstandort passierten. Dadurch werden der Wissenschaft selbst solche Erdbeben zugänglich, die in Tausenden von Kilometern Abstand und in unerforschten Gebieten oder gar auf dem Meeresgrunde ihren Ursprung nehmen. Aus den Eintrittszeiten der einzelnen Wellengruppen oder „Phasen“ des Seismogramms berechnet sich der Abstand des Bebenherdes vom Seismometerstandort, daraus wieder rückwärts die Eintrittszeit des Erdbebens am Ausgangsort und die oberflächliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Wenn sich nun noch, wie es unter Umständen der Fall ist, die Richtung feststellen läßt, aus der die Wellen herkommen, so ist die Lage des Bebenherdes mit

ziemlicher Genauigkeit bestimmt. Liegen die seismometrischen Beobachtungen von mindestens drei Stationen vor, dann läßt sich die Lage des Bebenherdes mit mehr oder minder großer Annäherung an die Wirklichkeit angeben; letzteren Punkt werden wir noch eingehender zu würdigen haben.

7a) **Phasen.** In jedem Seismogramm erkennen wir eine Reihe von charakteristischen Wellengruppen oder Phasen, über deren Bedeutung wir uns in den allgemeinen Zügen klar sind. Allerdings herrscht hinsichtlich sehr vieler Einzelheiten in diesem Bilde noch völlige Ungewißheit. Es treten beispielsweise Wellen und Gruppen von solchen auf, von denen wir nicht einmal immer mit Gewißheit sagen können, ob sie wirklich reelle, durch das Beben ausgelöste Bodenbewegungen abbilden oder ob sie vielleicht durch Eigenheiten des Seismometers oder des Untergrundes an dessen Standort hervorgerufen werden. Manche auch, über deren Bedeutung wir uns bisher noch keine Rechenschaft abzulegen vermögen, scheinen für bestimmte Epizentren in bezug auf den gegebenen Seismometerstandort charakteristisch zu sein, da sie sich, wenn auch etwas modifiziert, an einer Station in allen Seismogrammen des gleichen Epizentrums wiedererkennen lassen. Hier sollen uns aber nur die sicher erkannten Wellenzüge beschäftigen.

Ein in großer Entfernung vom Seismometerstandort aufgetretenes Beben liefert uns das vollständigste Seismogramm (Fig. 13). In einer solchen Registrierung erkennen wir drei voneinander verschiedene Phasen, nämlich die beiden Vorläuferphasen und die Hauptphase. Jede dieser Phasen zeigt

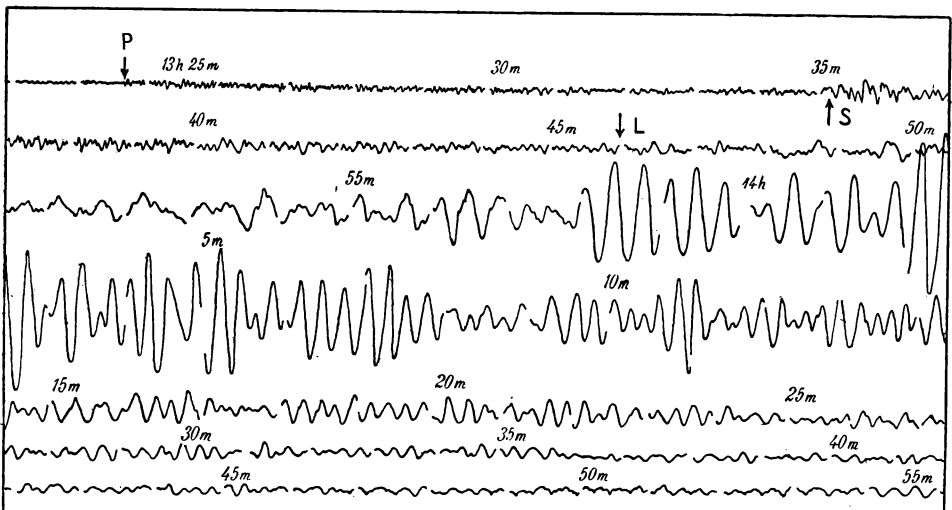


Fig. 13. Seismogramm eines zerstörenden Fernbebens, Epizentralentfernung 9700 km. Kalifornisches Erdbeben vom 18. April 1906, optisch registriert zu Straßburg.

nicht allein andere Wellenelemente, sondern auch verschiedene Fortpflanzungsverhältnisse. Folgendes sind die unterscheidenden Merkmale der drei Phasen:

Die ersten Vorläufer (man bezeichnet sie gewöhnlich abgekürzt als P = primae undae) sind stoßartige, unperiodische Schwingungen von kleiner Amplitude und Periode. Ihre Fortbewegung geschieht am schnellsten.

Die zweiten Vorläufer (S = secundae undae) zeigen etwas größere Amplituden und auch größere Perioden, bewahren aber noch den stoßartigen Charakter. Sie pflanzen sich langsamer fort.

Beiden Wellenarten ist gemeinsam, daß ihre Laufzeit, d. h. die Zeit zwischen dem Stoß im Epizentrum und der Ankunft am Seismometerstandort mit der Entfernung vom Epizentrum wächst; allerdings findet diese Zunahme nicht proportional dem längs der Erdoberfläche gemessenen kürzesten („geodätischen“) Abstände statt, sondern in abnehmendem Verhältnis (vgl. die Tabelle auf S. 703). Immerhin kann man zur Charakterisierung der beiden Phasen einen Durchschnittswert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit annehmen, nämlich ca. 14 km pro Sekunde für die ersten, ca.  $7\frac{1}{2}$  km pro Sekunde für die zweiten Vorläufer.

Die Hauptphase (L = longae undae) setzt sich aus einer Reihe sinusartiger, periodischer Schwingungen von verhältnismäßig langer Periode zusammen; allerdings nehmen gegen das Ende die Perioden allmählich ab. In der Hauptphase tritt auch das Maximum (M = undae maximales) der Bodenbewegung auf, das jedoch nicht mit dem Maximum der Amplitude zusammenfällt. Im Gegensatz zu der Laufzeit der Vorläuferwellen ist die der Hauptwellen proportional dem geodätischen Epizentralabstand; weist doch die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einen nahezu konstanten Wert von etwa 3,8 km pro Sekunde auf.

Man muß jedoch im Auge behalten, daß alle hier und weiterhin angegebenen Zahlen lediglich Durchschnittswerte sind, etwa entsprechend den klimatologischen Mittelwerten. Im einzelnen weichen die gefundenen Zahlen mitunter nicht unerheblich hiervon ab aus Gründen, die bisher noch nicht genügend geklärt sind; es scheint allerdings, als ob dem Bebenherd dabei eine ausschlaggebende Bedeutung zukäme.

Infolge der so verschiedenen Fortpflanzungsverhältnisse ist es erklärlich, daß am Seismometerstandorte die einzelnen Wellengattungen zeitlich nacheinander eintreffen, am frühesten die ersten Vorläufer, am spätesten die Hauptwellen; dementsprechend ist auch das Seismogramm ausgebildet. Umgekehrt geben uns aber die Zeitdifferenzen der Phasen im Seismogramm ein Mittel an die

Hand, einen Schluß auf die Entfernung des Epizentrums vom Seismometerstandort zu ziehen (vgl. auch Fig. 16).

7b) Typen von Seismogrammen. Unter diesen Umständen ergeben sich folgende Seismogrammtypen.

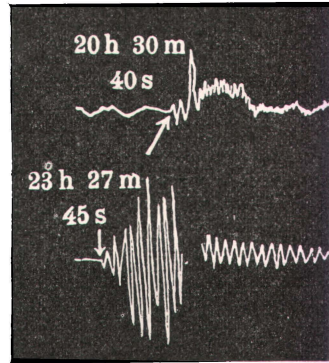


Fig. 14. Seismogramme zweier Ortsbeben in Straßburg: am 22. Januar 1906 (III. Grad Mercalli), gedämpft; am 9. Januar 1908 (IV. Grad), ungedämpft.

#### Ortsbeben (im Epizentralgebiet, Fig. 14).

Einzige Phase: Infolge des kurzen Weges tritt im Seismogramm eine Differenzierung der verschiedenen Wellenarten nicht ein. Jeder einzelne der kurzperiodischen Stöße macht sich als solcher im Seismogramm bemerkbar, worauf das allmähliche Ausklingen der Eigenschwingungen der Scholle einsetzt.

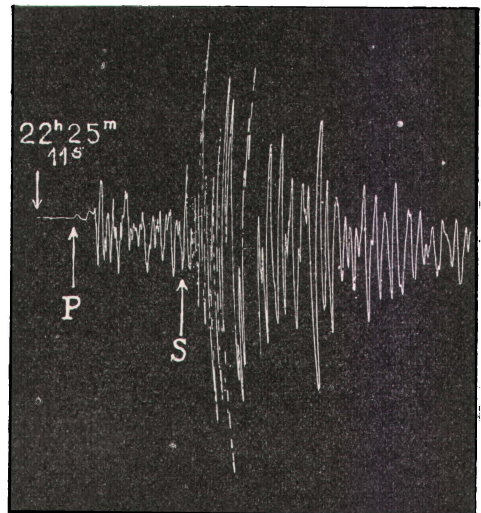


Fig. 15. Seismogramm eines Nahbebens, Epizentralentfernung ca. 250 km, mitteldeutsches Erdbeben vom 16. November 1911, mechanisch registriert in Neuchâtel.

**N a h b e b e n**

(bis 1000 km Epizentralentfernung, Fig. 15).

I. Phase: P als kurze, stoßartige Wellen, Periode  $T = 1$  bis 6 s, kleine Amplituden; zuweilen sind bereits langperiodische Wellen überlagert. Kurz nach Beginn setzen als

II. Phase: gleichzeitig auftretend und einander überlagernd S, L und M ein, die langen Wellen ( $T =$  etwa 10s) gleich mit der Maximalbewegung. Ob diese letzteren Wellen anderen von längerer Periode (etwa 20 bis 70 s) überlagert sind, läßt sich schwer aus dem Seismogramm entscheiden.

**Mittelweit entfernte Beben**  
(1000 bis 5000 km).

I. Phase: P, mitunter schon von Wellen langer Periode (30 bis 70 s) überlagert.

II. Phase: S und L gleichzeitig, indem sich S noch die Wellen langer Periode (30 bis 70 s) überlagern. In L Wellen von  $T =$  ca. 40 s.

III. Phase: Beginnt mit Wellen, deren Periode schnell von etwa 30s auf 20s sinkt; zeigt bald nach dem Beginn das Maximum M bei etwa  $T = 15$  bis 20 s. Je größer die Herddistanz, desto später auch M, weil immer mehr Wellen von 30 bis 50 s auftreten.

**Sehr weit entfernte Beben**  
(über 5000 km, Fig. 13).

I. Phase: P.

II. Phase: S.

III. Phase: L mit Wellen von  $T = 40$  bis 70 s; genauer gesprochen folgen auf S zunächst Wellen sehr langer Periode, die allmählich auf  $T = 30$  bis 25 s sinkt. Dann tritt als

IV. Phase: M bei  $T = 30$  s ein.

Beben aus der Nähe des Gegenpunktes.

I. Phase: P.

II. Phase: S.

III. Phase: M bei  $T = 40$  bis 70 s; diese Wellen halten recht lange an. Erst viel später kommt

IV. Phase: mit Wellen von  $T = 30$  bis 20 s mit dem Maximum der Amplitude (nicht der Bodenbewegung).

Mit weiteren im Seismogramm noch erkennbaren Wellen (Reflexionen und Wellen, die auf dem Wege über den Gegenpunkt eintreffen) werden wir uns späterhin noch beschäftigen.

**8. Seismische Wellen.** Die Frage nach der Natur der seismischen Wellen ist zurzeit in vollem Fluß und es stehen sich die verschiedensten Auffassungen gegenüber, ohne daß eine derselben uns voll zu befriedigen vermöchte. Schuld daran ist nicht allein der Umstand, daß die klassische Elastizitäts-

theorie das Problem der Erdbebenfortpflanzung nicht erschöpfend zu behandeln vermag, sondern auch die geringe Güte mancher Beobachtungen, die in Ermangelung von besseren bisher als Ausgangspunkt

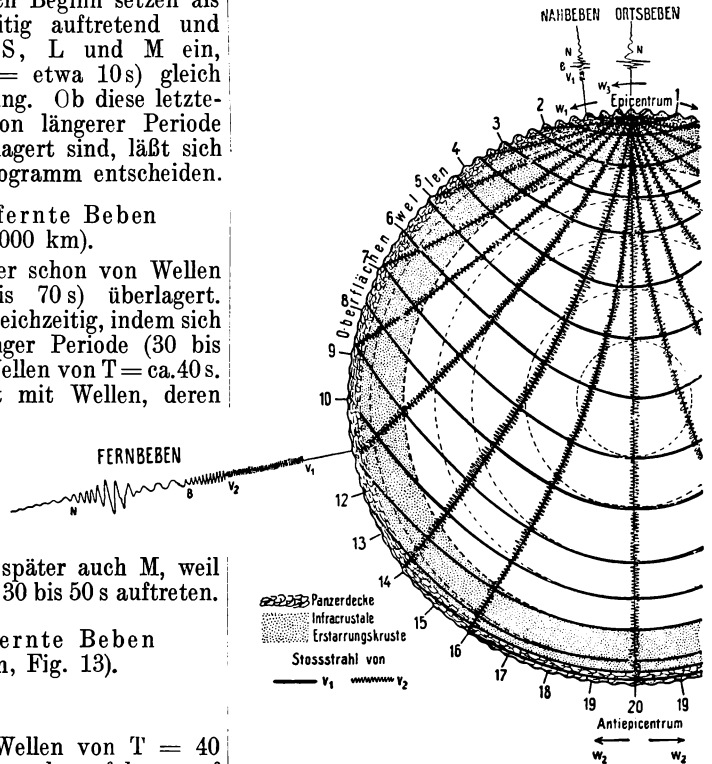


Fig. 16. Die Fortpflanzung der seismischen Wellen und ihr Erscheinen im Seismogramm ( $V_1 =$  erste,  $V_2 =$  zweite Vorläufer).

dienen mußten. Infolgedessen müssen wir uns an dieser Stelle damit begnügen, kurz diejenige Anschauung zu entwickeln, die heute den meisten Beifall findet, während andere Auffassungen nur hin und wieder kurz gestreift werden können.

Als Ganzes betrachtet, darf man den Erdball in einer für unseren Zweck hinreichenden Annäherung als elastisches, isotropes Medium auffassen, da die die Gesteinskruste zusammensetzenden Einzelkristalle regellos und richtungslos durcheinander gewürfelt sind. Die in einem solchen Medium entstehenden Erschütterungen bezeichnet man als Elastizitätswellen. Ihre Fortpflanzung vom Erregungsherde aus erfolgt, ähnlich derjenigen des Lichtes, in kugelförmigen geschlossenen Wellenzügen. Diese Wellenflächen werden in der Seismologie als homoseistische Flächen bezeichnet, und ihre Schnittlinien mit der Erdoberfläche bilden die bereits erwähnten Homoseisten. Der Weg, den die Energie vom Ausgangspunkte bis zu einem beliebigen Beobachtungspunkt



zurücklegt, steht auf sämtlichen homoeistischen Flächen senkrecht und heißt Stoßstrahl; für ihn ist also die Laufzeit ein Minimum. Mit der Erdoberfläche schließt der dort austretende Stoßstrahl den Emergenzwinkel ein.

8a) Erdwellen. Gelangt im Innern eines elastischen Körpers eine Erschütterung zur Auslösung, so entstehen zwei Gattungen von Wellen, die sich von dem gemeinsamen Zentrum aus unabhängig voneinander ausbreiten. Die eine Wellenart sind die auf Volumveränderung beruhenden Verdichtungswellen (auch normale oder Kondensationswellen genannt), also longitudinal, in der Richtung der Fortpflanzung schwingende Wellen. Dazu gesellen sich dann noch transversal, also senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung, schwingende sogenannte Scherungswellen (Distorsionswellen); das charakteristische Merkmal der Scherungswellen, im Gegensatz etwa zu den in Kreisbahnen schwingenden Wasserwellen (Gravitationswellen), ist, daß die elastische Verschiebung der Teilchen, die sogenannte Schubdeformation, in gerader Linie senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung längs paralleler Seiten erfolgt. Infolge ihrer verschiedenen Geschwindigkeit, die nach der Theorie annähernd im Verhältnis 13:1 steht, trennen sie sich um so weiter voneinander, je größer die Entfernung vom Ursprungsort ist.

Unter den bei den Erdbeben sich durch den Erdkörper hindurch fortpflanzenden Erdwellen haben wir die ersten Vorläufer als die sich am schnellsten fortpflanzenden Longitudinalwellen aufzufassen, während wir in den zweiten Vorläufern die langsameren Transversalwellen erblicken werden. Diese Auffassung erscheint uns ungewohnter als die von Láska vertretene, wonach die zweiten Vorläufer reflektierte Longitudinalwellen sein sollen.

8b) Oberflächenwellen. Wenn die vorbesprochenen Wellen auf eine Unstetigkeitsfläche, insbesondere die freie Oberfläche des elastischen Körpers, treffen, rufen sie dort eine dritte Wellengattung komplizierten Charakters hervor, die sich über die Oberfläche ausbreitet. Diese von Lord Rayleigh zuerst erkannten Oberflächenwellen scheinen also beim Erdbeben vom Epizentrum auszugehen. Man bezeichnet sie als die langen Wellen der Hauptphase, weil sie in beträchtlicher Entfernung vom Epizentrum gewöhnlich die größten Schwingungen des Erdbodens veranlassen und deshalb im Seismogramm am stärksten ausgebildet erscheinen.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Rayleigh-Wellen ist allgemein von den Elastizitätskonstanten des Mediums ab-

hängig und gewöhnlich kleiner als die der Transversalwellen. Bei den Erdbebenwellen hat sie, wie wir sahen, den Wert von etwa 3,8 km pro Sekunde. Dieser Wert ist nun zwar für die an der Erdoberfläche liegenden Sande, Lehme und ähnliche weiche Bodenarten zu groß. Indessen können wir annehmen, die Fortpflanzung der Hauptwellen erfolge längs der harten und kompakten archaischen und paläozoischen Gesteine, die den Unterbau der festen Erdkruste bilden; alles was darüber liegt, schwingt einfach passiv mit.

Die Oberflächenwellen nehmen, wenn man das Epizentrum als Pol betrachtet, bis zum Äquator an Energie ab, von dort aber bis zum gegenüberliegenden Pol, dem Gegenpunkt (Antiepipentrum), wieder zu, weil sich eben die gleiche Energiemenge folgeweise auf immer größer und dann wieder kleiner werdende Flächen verteilen muß. Da aber außerdem ein Teil der Energie auf dem langen Wege durch Absorption, also Umsatz in eine andere Energieform (Wärme) verloren geht, so beträgt nach Angenheister die im Gegenpunkte gesammelte Energie nur noch den 490. Teil der ursprünglichen ( $= \frac{1}{22}$  der Amplitude der wahren Bodenbewegung). Nunmehr übernimmt das Antiepipentrum die Rolle des Epizentrums; die von ihm ausgesandten Oberflächenwellen, die sogenannten  $W_2$ -Wellen, weisen bei ihrer Rückkehr am Epizentrum nur noch den 242500. Teil der ursprünglichen Energie ( $= \frac{1}{490}$  der Amplitude) auf. Dieses Hin- und Zurückströmen zwischen Epizentrum und Antiepipentrum hält so lange an, bis sämtliche Energie aufgebraucht ist; jedoch konnten schon  $W_3$ -Wellen nur selten mehr in Seismogrammen gefunden werden.

Noch verwickeltere Bewegungsvorgänge enthüllen uns aber die Seismogramme. Da lagern sich z. B., namentlich den Hauptwellen, sekundäre Wellenzüge anderer Periode über, so daß häufig die Normalwelle kaum mehr zu erkennen ist. Dabei spielen Eigenschwingungen ganzer Erdschollen, die von den seismischen Wellen angeregt werden, sowie mancherlei sonstige geologische Verhältnisse eine im einzelnen auch noch nicht andeutungsweise geklärte Rolle. Ferner sind in den Seismogrammen häufig mehrfache Reflexionen der an die Erdoberfläche gelangten Wellenzüge nachzuweisen, die so mannigfaltige und komplizierte Verhältnisse darbieten, daß hier nicht näher darauf eingegangen werden kann.

8c) Wege der Wellen. Die Vorläufer pflanzen sich, im Gegensatz zu den Hauptwellen, direkt durch das Erdinnere fort. Dafür sprechen in erster Linie die Laufzeiten (vgl. nachstehende Tabelle). Denn diese wachsen, wie bereits erwähnt wurde, zwar mit der geodätischen Entfernung vom Epi-

zentrum, aber nicht proportional dieser Distanz, sondern in abnehmendem Verhältnis. Dies zeigt, daß sie zuerst in die Tiefe steigen, wo sie schneller fortgeleitet werden,

und dann wieder emportauchen. Ferner ist kein Gestein der Erdkruste imstande, elastische Schwingungen mit Geschwindigkeiten von 10 und mehr km pro Sekunde fortzuleiten.

Laufzeiten nach Wiechert-Zöppritz.

| Epizentralentfernung  | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 13 Megameter*) |
|-----------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|----------------|
| Laufzeit P. . . . .   | 120 | 260 | 360 | 440 | 510 | 570  | 630  | 690  | 740  | 790  | 840  | 890  | 930 Sekunden   |
| Differenzen . . . . . |     | 140 | 100 | 80  | 70  | 60   | 60   | 60   | 50   | 50   | 50   | 50   | 40 „           |
| Laufzeit S. . . . .   | 240 | 460 | 640 | 790 | 910 | 1030 | 1140 | 1250 | 1350 | 1450 | 1540 | 1620 | 1700 „         |
| Differenzen . . . . . |     | 220 | 180 | 150 | 120 | 120  | 110  | 110  | 100  | 100  | 90   | 80   | 80 „           |

\*) 1 Megameter = 1000 km.

Die Form des Stoßstrahls bei den Vorläufern zu kennen, ist wichtig für die Ableitung der Fortpflanzungsverhältnisse im Erdinnern. Aber da fehlen uns noch jegliche sicheren Angaben. Die Japaner vertreten die Ansicht, alle Phasen pflanzten sich parallel der Erdoberfläche, aber in verschiedenen Tiefen, fort, die ersten Vorläufer in den untersten Schichten. Jordan kommt auf Grund von mehr als 400 Registrierungen bei 10 Beben zum Schluß, daß für die ersten Vorläufer vorderhand die Annahme einer geradlinigen Fortpflanzung (ca. 12 km pro Sek.) den Beobachtungen am besten entspräche. Die meisten Deutschen nehmen, nach dem Vorgange von A. v. Schmidt, gegen das Erdinnere konvexe Stoßstrahlen an, was auch uns als das plausibelste erscheinen will; ganz Ausführliches darüber findet sich in einer Reihe von Arbeiten von Wiechert, Zöppritz und Geiger (Göttinger Nachrichten, von 1907 an).

9. Bestimmung von Hypozentrum und Epizentrum. 9a) Herdtiefe. Für die ganze Theorie der Erdbeben wäre es das wichtigste, wenn sich die Tiefe des Herdes eines jeden Bebens, also des Hypozentrums, einwandfrei ermitteln ließe. Die Mittel und Wege dazu können selbstverständlich, wenigstens soweit sich dies heute beurteilen läßt, nur die instrumentellen Registrierungen liefern. Wir haben aber oben gezeigt, daß wir über die physikalischen Verhältnisse in den Erdtiefen und damit über die Fortleitungsverhältnisse der seismischen Energie noch recht im unklaren sind. Das gleiche gilt auch für die Beeinflussung der Fortpflanzung durch den geologisch-tektonischen Aufbau der Gesteinskruste. Und solange dies der Fall ist, können wir keine der bisher gebräuchlichen Methoden für die Berechnung der Herdtiefe (Dutton, v. Schmidt, Rudzki, v. Kövesligethy, Janosi, Saderra Masó) hinsichtlich ihres Wertes oder Unwertes gerecht beurteilen. Ein weiteres Eingehen auf diese Frage erübrigt sich deshalb, zu-

mal die verschiedenen Methoden ganz voneinander abweichende Werte ergeben.

9b) Epizentrum. Eine kaum geringere Bedeutung, in theoretischer Hinsicht sowohl wie in praktischer, kommt der Festlegung des Epizentrums zu. Aber über den Genauigkeitsgrad der hierfür zu Gebote stehenden Methoden bestehen Meinungsverschiedenheiten. Seit dem Aufschwung, den im letzten Jahrzehnt die Seismometrie nahm, hat immer mehr die irrige Meinung Platz gegriffen, die ganze Zukunft der Seismologie beruhe einzig und allein auf den instrumentellen Registrierungen; über den seismischen Wellen wurden die Erdbeben selbst fast ganz vergessen. Trotz der großen Bedeutung der Seismometrie, die nicht im geringsten verkannt werden soll, muß doch auf Grund zahlreicher Erfahrungen vor der jetzt üblichen Ueberschätzung der mikroseismischen und der Vernachlässigung der makroseismischen Beobachtungen nachdrücklich gewarnt werden. Wenn beispielsweise das Epizentrum auf Grund der instrumentellen Fernbebenregistrierungen berechnet wird, dann erhält man, trotz der anscheinend so genauen geographischen Koordinaten desselben, die manchmal sogar bis auf Bogensekunden angegeben werden, Werte die nur in seltenen, günstigen Fällen eine Genauigkeit von  $\pm 100$  bis 200 km aufweisen. Daß schon eine solche Unsicherheit für alle Detailarbeit in seismogenetischer Hinsicht zu groß ist, leuchtet ohne weiteres ein. In den weitaus meisten Fällen, zumal wenn es sich um bedeutendere Epizentralentfernungen handelt, ist die Unsicherheit ganz erheblich größer, nämlich einige hundert Kilometer, und mitunter wandert das berechnete Epizentrum, je nachdem man Stationen auswählt, in geradezu verblüffender Weise umher. Eine eindringliche Sprache redet namentlich auch die Untersuchung, in der O. Klotz für das Jahr 1911 seine Berechnungen der Epizentren mit denjenigen von Galitzin und Zeißig verglichen hat; dabei ergaben sich nämlich Unterschiede, die durchweg

hoch in die hunderte Kilometer gehen. Die Ursache dieser Erscheinung ist zunächst darin zu suchen, daß die Analyse der Seismogramme, selbst wenn diese von einwandfreien und gut besorgten Instrumenten gewonnen werden, sehr oft einer Subjektivität in der Auffassung unterworfen ist, die einen für den vorliegenden Zweck zu großen Spielraum läßt. Dazu kommt, daß der Zeitdienst meist noch sehr im argen liegt; erst in allerletzter Zeit scheint er in Deutschland einen erfreulichen Aufschwung durch die Verwertung der Funktelegraphie zu nehmen. Dies alles trägt mit dazu bei, die Laufzeitkurven und die von diesen abgeleiteten Formeln, die ja die Grundlage für die Berechnung bilden, recht unsicher zu gestalten. Eine wichtige Einschränkung muß allerdings gemacht werden: Wenn das Epizentrum eines kräftigen Bebens in großer Nähe von einer Reihe in jeder Hinsicht erstklassiger Seismometerstationen umgeben ist, wie etwa dasjenige des mitteldeutschen Erdbebens vom 16. November 1911, dann muß natürlich die Epizentralberechnung an Zuverlässigkeit gewinnen. Alles in allem genommen kommt man zu folgendem bedeutungsvollen Ergebnis: Die mikroseismische Epizentralbestimmung leistet gute Dienste zur ungefähren Lokalisierung eines Bebenherdes. Namentlich ist sie von Wichtigkeit in den zahlreichen Fällen, in denen wir von einem Beben lediglich die instrumentellen Aufzeichnungen, nicht aber sein Schüttergebiet kennen, weil es entweder in weit entfernten und wenig zugänglichen Landgebieten oder gar auf dem Meeresboden liegt; denn selbst-

verständlich dürfen auch solche Beben für die Wissenschaft nicht ganz verloren gehen. Aber alle Untersuchungen, die den Zusammenhang der Erdbeben mit den einzelnen Zügen im Antlitz der Erde zum Gegenstande haben, dürfen sich nur auf solche Erdbeben stützen, die genau makroseismisch erforscht sind.

Für die makroseismische Bestimmung der Epizentren lassen sich keine allgemein gültigen Regeln aufstellen, vielmehr kann es sich hierbei nur um sinngemäße Anwendung der zahlreichen bisher mitgeteilten Erfahrungstatsachen auf den einzelnen Fall handeln.

Die mikroseismische Epizentralbestimmung hingegen ist an besondere Methoden gebunden, die hier kurz angedeutet werden sollen.

Setzen wir zunächst den Fall, man verfüge lediglich über die Registrierungen einer einzelnen Station. Dann müssen wir zunächst die Epizentralentfernung ( $\Delta$ ) aus den Zeitunterschieden der Phaseneinsätze bestimmen. Bei Fernbeben kann man diese Rechnung mit hinlänglicher Genauigkeit im Kopfe vornehmen nach der sogenannten Laskaschen Regel, die besagt:

$$(S-P) \text{ Minuten} - 1 = \Delta \text{ Megameter}$$

d. h. in Worten: die in Minuten ausgedrückte Differenz der Eintrittszeiten der zweiten und ersten Vorläufer, vermindert um eine Einheit, ergibt die Epizentralentfernung in Megametern (1 Megameter = 1000 km). Beispielsweise ergibt eine Dauer der ersten Vorphase von 10,7 Minuten eine Epizentralentfernung von 9700 km.

Genauere Werte erhält man, indem man die zur Zeitdifferenz ( $S-P$ ) gehörigen Kilometer aus nachstehender Tabelle entnimmt; beispielsweise ( $S-P$ ) = 9 m 55 s, Epizentralentfernung 8700 km. Zwischenwerte können interpoliert werden.

Differenzen ( $S-P$ ) der Eintrittszeiten der zweiten und ersten Vorläufer. Nach den Laufzeitkurven von Wiechert und Zöppritz bearbeitet von Zeißig.

| km     | 100   | 200   | 300   | 400   | 500   | 600   | 700   | 800   | 900   | 1000  |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|        | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   | m s   |
| 0      | 0 11  | 0 22  | 0 33  | 0 44  | 0 55  | 1 06  | 1 16  | 1 27  | 1 38  | 1 48  |
| 1 000  | 1 58  | 2 08  | 2 18  | 2 27  | 2 37  | 2 46  | 2 56  | 3 05  | 3 14  | 3 23  |
| 2 000  | 3 32  | 3 40  | 3 49  | 3 57  | 4 05  | 4 13  | 4 21  | 4 28  | 4 36  | 4 43  |
| 3 000  | 4 50  | 4 58  | 5 05  | 5 10  | 5 17  | 5 24  | 5 30  | 5 35  | 5 41  | 5 47  |
| 4 000  | 5 53  | 5 58  | 6 04  | 6 10  | 6 15  | 6 20  | 6 26  | 6 31  | 6 37  | 6 42  |
| 5 000  | 6 48  | 6 53  | 6 58  | 7 04  | 7 09  | 7 15  | 7 20  | 7 25  | 7 31  | 7 36  |
| 6 000  | 7 41  | 7 47  | 7 52  | 7 58  | 8 03  | 8 08  | 8 13  | 8 19  | 8 24  | 8 29  |
| 7 000  | 8 34  | 8 39  | 8 44  | 8 50  | 8 55  | 9 00  | 9 05  | 9 10  | 9 15  | 9 20  |
| 8 000  | 9 25  | 9 30  | 9 35  | 9 40  | 9 45  | 9 50  | 9 55  | 10 00 | 10 05 | 10 10 |
| 9 000  | 10 16 | 10 20 | 10 25 | 10 30 | 10 35 | 10 40 | 10 45 | 10 49 | 10 54 | 10 58 |
| 10 000 | 11 02 | 11 07 | 11 11 | 11 16 | 11 20 | 11 24 | 11 29 | 11 33 | 11 37 | 11 41 |
| 11 000 | 11 45 | 11 49 | 11 53 | 11 57 | 12 01 | 12 05 | 12 09 | 12 13 | 12 17 | 12 21 |
| 12 000 | 12 25 | 12 28 | 12 32 | 12 36 | 12 39 | 12 43 | 12 46 | 12 49 | 12 53 | 12 56 |

Bei Nahbeben bedient man sich zweckmäßig der Formel von Conrad, die sich auf die Zeitdifferenz der Hauptwellen und der ersten Vorläufer ( $L-P$ ) =  $t$ , in Sekunden ausgedrückt, stützt. Sie lautet

$$5,8 + 8,09 t - 0,009 t^2 = \Delta \text{ km}$$

Zur Vereinfachung hat man hiernach die auf der folgenden Seite gegebene Tabelle berechnet.

Um jetzt das Epizentrum zu finden, braucht man nur in einer Landkarte oder auf einem Globus nachzusehen, wo in der betreffenden Entfernung Erdbebenherde liegen. Gute Dienste tun in dieser Hinsicht Karten, die nach dem Vor-

| Differenzen (L—P) der Hauptwellen und der ersten Vorläufer. |     |     |     |     |     |     |     |     |      |     |      |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|
| L—P =   | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9    | 10  | Sek. |
| $\Delta$ =  | 14  | 22  | 30  | 38  | 46  | 54  | 62  | 70  | 78   | 86  | km   |
| L—P =   | 15  | 20  | 25  | 30  | 35  | 40  | 45  | 50  | 55   | 60  | Sek. |
| $\Delta$ =  | 125 | 164 | 202 | 240 | 278 | 315 | 352 | 388 | 424  | 459 | km   |
| L—P =   | 65  | 70  | 75  | 80  | 85  | 90  | 95  | 100 | Sek. |     |      |
| $\Delta$ =  | 494 | 528 | 562 | 595 | 629 | 661 | 693 | 725 | km   |     |      |

gange von Grablovitz die Linien gleicher Entfernung vom Beobachtungsort und die Kurven der wichtigsten Azimute enthalten, zumal wenn sie, wie die vom Verfasser für Straßburg herausgegebene, zu einer morphologisch-seismischen Weltkarte ausgestaltet ist. Allerdings ist das Resultat kein eindeutiges, weil sich gewöhnlich eine Anzahl von Erdbebegebieten in der gegebenen Entfernung befinden. Sind von dem Beben zwei zueinander senkrechte Komponenten der Bewegung registriert und die ersten Einsätze völlig scharf ausgebildet, dann läßt sich nach der von Galitzin, Zeißig und anderen durchgearbeiteten Methode auch noch das Azimut des Bebenherdes gegen den Seismometerstandort berechnen. Durch das Hinzutreten der Richtung, aus der die Wellen eintreffen, wird natürlich das Epizentrum eindeutig bestimmt.

Verfügt man über die Registrierungen von wenigstens drei Stationen, dann bedarf man zu einem eindeutig bestimmten Epizentrum keiner Azimutberechnungen mehr, sondern lediglich der Epizentralentfernungen und der geographischen Koordinaten der Stationen. Die Berechnung selbst stellt sich alsdann dar als eine einfache Aufgabe der sphärischen Trigonometrie. Stehen die Beobachtungen von mehr als drei Stationen zur Verfügung, dann muß man das Ausgleichsverfahren nach der Methode der kleinsten Quadrate zu Hilfe nehmen. Trotzdem durch zahlreiche eigens für diesen Zweck berechnete Hilfstabellen (z. B. von Szirtes) die Berechnung erheblich vereinfacht wird, bleibt sie doch noch recht zeitraubend. Infolgedessen sucht man in neuester Zeit mit gutem Erfolg die rechnerischen Methoden durch rein graphische Methoden zu ersetzen. O. Klotz hat einer derartigen, von E. Rosenthal herührenden Methode zu weiterer Verbreitung verholfen, die auf der Verwendung besonders vorgefertigter Kartenblätter in stereographischer Projektion beruht; sie setzt mindestens drei Stationen voraus, kann aber auch mehr Stationen berücksichtigen. Mainka hat außerdem den einfach zu handhabenden Brillschen Apparat für äronautische Ortsbestimmungen, der auf der in der Astronomie gebräuchlichen Methode der Standlinien basiert, für die Epizentralbestimmung geeignet und diese damit zu einer ganz einfachen mechanischen Arbeit gemacht.

10. **Seismische Geographie.** Einen besonders lehrreichen Einblick in die Entstehungsursachen der Erdbeben muß uns zweifellos die geographische Verteilung der Erdbeben gewähren, wenn wir sie mit dem geologisch-tektonischen Aufbau in Parallelen stellen. Den Grundstein hierzu legten namentlich österreichische Geologen, in erster Linie

R. Hoernes und E. Sueß, während F. de Montessus de Ballore diese Kenntnisse nicht nur erweiterte, sondern auch zum ersten Male zu einem die ganze Erde umfassenden Gesamtbilde vereinigte.

Für derartige Untersuchungen wäre es wertvoll, einen zahlenmäßigen Ausdruck für die seismische Tätigkeit eines Ortes oder einer Gegend zu finden, wobei allerdings der Grundsatz als unerläßliche Vorbedingung zu gelten hätte, daß jedes der dort aufgetretenen Beben bekannt wäre, und daß ferner nur die gleichen Zeiträume miteinander verglichen würden. Montessus hat seine Formel, nach der er früher die „Seismizität“ eines Gebietes bestimmte, selbst aufgegeben. Heutzutage unterscheidet er:

Seismische Gebiete, in denen die Erdbeben häufig sind und mehr oder minder zerstörend wirken;

peneseismische Gebiete, in denen sie bei wechselnder Häufigkeit stark auftreten, und

aseismische Gebiete, in denen die Erdbeben schwach und selten oder gar unbekannt sind.

Wenn wir auch den von Montessus vorausgesetzten Parallelismus zwischen der Stärke und der Häufigkeit der Beben nicht als allgemein gültig anerkennen können, so wollen wir uns doch sein Einteilungsprinzip zu eigen machen.

Uebrigens sei noch bemerkt, daß in neuester Zeit Lais die Seismizität eines Gebietes folgendermaßen mißt, und zwar mit gutem Erfolge (vgl. die Karte Fig. 4): Für einen nicht zu kurzen Zeitraum werden alle Orte des zu prüfenden Gebietes ausgewählt, die jedesmal dann, wenn sie erschüttert wurden, eine zur Intensitätsbestimmung geeignete Nachricht liefern. Statt der Intensitätswerte werden die ihnen in der Mercalli-Cancani-Skala entsprechenden Beschleunigungswerte (vgl. die Tabelle S. 689) eingesetzt und die für sämtliche Erschütterungen des betreffenden Ortes gebildete Summe derselben, reduziert auf ein Jahr, als Ausdruck seiner Seismizität genommen.

Im allgemeinen findet Montessus, die Erdrinde werde nahezu ausschließlich innerhalb zweier schmaler Zonen erschüttert, die mit zwei großen unter den von E. Haugh rekonstruierten mesozoischen Geosynklinalen zusammenfallen. Da letztere aber von den Geologen noch lebhaft

umstritten werden, so wollen wir hierbei nicht länger verweilen, sondern in kurzer Zusammenfassung das seismische Verhalten der einzelnen Gebietsteile auf Grund der letzten Forschungsergebnisse näher betrachten.

10a) Seismische Gebiete sind in erster Linie eine schmale Störungszone der Erdrinde, die in west-östlicher Richtung von Europa gegen Ostasien hinzieht. Das ganze Mittelmeerbecken, der Persische Meerbusen, das Rote Meer und die ganze nördliche Hälfte des Indischen Ozeans sind gewaltige Einbruchbecken der Erdrinde, die, zum Teil recht weit, in das Festland eingreifen. Nach Norden schließen sich lange, bogenförmige Stränge von jungen Faltengebirgen an sie an, wie die Pyrenäen, Alpen, Apennin, Karpathen, Dinaren, Kaukasus und Himalaya, die von den niedersinkenden und gleichsam wie ein Keil wirkenden Schollen gegen die starren Tafeln des Vorlandes gepreßt und so immer höher aufgestaucht werden (s. die Artikel „Gebirgsbildung“ und „Gebirge der Erde“). Die andere Zone fällt mit dem zirkumpazifischen Zerrungsgebiet (v. Richtofen) zusammen, also mit den Küstengebieten des Großen Ozeans bzw. mit den den Westküsten vorgelagerten Inselketten (Aleuten, Japan, Formosa, Philippinen, Malayischer Archipel, Salomon- und Tongainseln, sowie Neuguinea). Daß wir es hier mit Senkungsvorgängen in der Erdrinde zu tun haben, lehren uns die langen Reihen der ozeanischen Gräben, die die Küsten und Inselreihen des Großen Ozeans, namentlich im Westen, begleiten (s. den Artikel „Meer e“). Diese schmalen, die größten Meerestiefen aufweisenden Gräben bezeichnen den Bruchrand des pazifischen Senkungsfeldes und sind gleichzeitig der Sitz der stärksten Erdbeben. Der Antillenbogen, der in seinem Bau große Ähnlichkeit mit der ostasiatischen Inselguirlande zeigt, sowie das Südufer des durch Dislokationen entstandenen Baikalsees sind ebenfalls hierher zu rechnen. Unter den Seebebegebieten ragt besonders die seismische Zone des St. Pauls-felsen im äquatorialen Atlantik hervor, wo zweifellos der Vulkanismus eine Rolle spielt. Die übrigen lebhafter tätigen Seebebegebiete stehen im großen und ganzen mit den vorbesprochenen tektonischen Verhältnissen in offensichtlichem Zusammenhang.

10b) Peneseismische Gebiete stellen die Randfalten der Schollenländer dar, wie der Ural, das Vorland des Altai, die Australischen Alpen usw., ferner die Rümpfe abgehobelter Faltengebirge, in denen sich in jüngerer Zeit Brüche vollzogen haben, so die Kaledonischen, die Armorikanisch-Variscischen Falten mit der als Grande Faille du Midi bekannten riesigen Verwerfung bzw. dem französisch-belgisch-westfälischen Kohlenbecken, das Rheintal zwischen Bonn und Bingen, die Mainzer Tertiärbucht, der Oberrheinische Graben, das Erzgebirge mit seiner verwirrenden Tektonik, in Syrien die jungtertiären Grabenbrüche des Jordans mit dem Toten Meere, die Appalachen Nordamerikas, Madagaskar, sowie der ostafrikanische Anteil des Großen Grabens. Im Kapland haben wir es mit gewaltigen staffelförmigen, der Küste parallelen Abbrüchen im Faltengebirge zu tun; desgleichen ist peneseismisch das von

Brüchen, auf denen zahlreiche heiße Quellen emporsteigen, durchzogene Land der Hereros, sowie die längs west-östlich streichender Brüche absinkende Küstenzone der Goldküste. Die Seebeben des Indischen Ozeans sind an eine Grabenversenkung geknüpft, deren Horste im Westen durch Madagaskar, die Seychellen, bis nach Ceylon hinüber, im Osten durch die linienförmig angeordneten Koralleninseln der Lakkadiven, Malediven und Tschagos-Inseln kenntlich werden. Auch an der Neufundlandbank haben wir es in ähnlicher Weise mit einem absinkenden Horste zu tun, während an der Südspitze der Iberischen Halbinsel zwei Brüche im Verlaufe der Küstenlinie einander kreuzen. Senkungsfelder sind weiter das Ligurische Meer, das Tyrrhenische Becken, die Adria, das Marmarameer und das Schwarze Meer.

10c) Aseismische Gebiete sind in erster Linie die alten Schollenländer, sowie die von den Faltenästen umklammerten Plateaus, wie die zentralen Hochflächen von Kolumbien und Alaska, das Koloradoplateau, das Bolivianische Plateau und die Küsten des Roten Meeres. Der eigentliche Nordatlantische Kessel ist so gut wie bebenfrei, ebenso der ganze mittlere Teil des Großen Ozeans, wo sich einzig und allein bei den Hawaii-Inseln Seebeben vulkanischen Ursprungs bemerkbar machen.

#### 11. Entstehungsursachen der Erdbeben.

Auf Grund ihrer Entstehungsursachen werden die Beben nach dem Vorgang von R. Hoernes, E. Sueß und F. Toula heutigentags fast allgemein in folgende drei Gruppen zusammengefaßt.

11a) Explosionsbeben. Zunächst sind die verhältnismäßig seltenen Beben zu nennen, die mitunter, aber nicht immer, die Vulkanausbrüche begleiten. Diese Explosionsbeben müssen zurückgeführt werden auf das stoßweise Anschlagen des im Eruptionsschlot oder -spalt heraufdrängenden Magmas gegen die überlagernde Gesteinsdecke, das zudem an der Oberfläche stark entgast; sobald die Gesteinsdecke geborsten ist und den Eruptionsprodukten den Weg freigibt, lassen die Erdstöße gewöhnlich schnell an Heftigkeit nach. Hierher zu rechnen sind aber auch die versuchten Eruptionen, wie etwa das zerstörende Erdbeben, das am 15. Oktober 1911, drei Wochen nach der Beendigung einer starken Spalteneruption des Aetna, die Ostseite dieses Vulkans heimsuchte. Allerdings werden in alten, längst erloschenen Vulkangebieten auftretende Beben gerne als mißglückte Eruptionsversuche angesehen, während sie sich bei näherem Zusehen als rein tektonische erweisen. Erfahrungsgemäß bleiben Explosionsbeben, selbst bei großer Heftigkeit, nur auf den Vulkan selbst oder seine unmittelbare Nähe beschränkt.

11b) Einsturzbeben. Eine weitere Art von ebenso seltenen wie ganz lokalen Beben läßt sich auf den Zusammenbruch unterirdischer, durch Auswaschung oder sonstige natürliche Vorgänge entstandener

Hohlräume zurückführen, wie sie vor allem in Kalkgebirgen (z. B. im Karst) angetroffen werden. In diesem Falle redet man von Einsturzbeben.

11c) Dislokationsbeben oder tektonische Beben. Die weitaus größte Zahl von Erdbeben, darunter sämtliche, die ein ausgedehntes Schüttergebiet aufweisen, sind eine Begleiterscheinung des Prozesses der Gebirgsbildung; man bezeichnet sie als Dislokationsbeben oder tektonische Beben. Sie allein werden zu sogenannten Weltbeben, indem ihre Wellen allerorten die empfindlichen Seismometer in Tätigkeit versetzen.

Wird das innere Gleichgewicht der Erdkruschollen durch die gebirgsbildenden Kräfte auf irgendeine Weise gestört, sei es durch den Faltungsprozeß, durch Absinken, Aufsteigen oder Schaukelbewegung von Schollen, die Entstehung neuer oder die Erweiterung vorhandener Spalten usw., so treten plötzlich und ruckweise senkrechte und wagerechte Verschiebungen, Verwerfungen und Rutschungen der einzelnen Gesteinsschichten auf, oftmals verbunden mit einem Brechen und Nachstürzen der Gesteinsmassen. Die gleitende Reibung an den rauhen Seitenflächen der Gesteinsschollen löst die elastischen Bebenwellen aus. Infolgedessen ist selbst der langsamste Faltungs- und Senkungsvorgang nicht ohne eine zahllose Menge von einzelnen Erschütterungen denkbar. Es gewinnt übrigens den Anschein, als ob reichlich in den Gesteinsklüften zirkulierendes Wasser durch mechanische Fortspülung und chemische Lösung die Beweglichkeit der Schollen vergrößere; denn in manchen Bruchgebieten folgen Erdbeben gerne auf heftige Regengüsse oder plötzliche Schneeschmelze. Aber nur vereinzelt hinterlassen solche unterirdischen Vorgänge eine äußerlich sichtbare Spur; größere meßbare Dislokationen bei Gelegenheit von Erdbeben scheinen auf küstennahe (Alaska, Kalifornien) oder Inseln durchsetzende Bruchzonen beschränkt zu bleiben und in Faltungsgebieten nicht vorzukommen. Wenn aber die Verwerfung, wie es gewöhnlich der Fall ist, an der Erdoberfläche nicht sichtbar wird, so beruht dies lediglich darauf, daß lockeres, zertrümmertes und verstärktes Gesteinsmaterial einen viel größeren Raumeinnimmt als das feste Ausgangsgestein. Hobbs vertritt, in manchen Fällen zweifellos mit vollem Recht, die Ansicht, auch die unter dem Deckgebirge verborgenen Erdbebenspalten (Bruchlinien), die er seismotektonische Linien nennt, ließen sich aus den sichtbaren Bebenwirkungen in ihrem Verlaufe festlegen; namentlich sollen die Orte stärkster Bebenwirkungen die Schnittpunkte von zwei oder mehr seismotektonischen Linien charakterisieren. Wirklich zeigte auch, wie wir sahen, das mitteldeutsche Beben vom 16. November

1911 ganz ausgesprochen Steigerungen der seismischen Intensität auf Verwerfungen, namentlich auf einzelnen Schnittpunkten von solchen.

Uebrigens drängt sich uns ohne weiteres auch die Vermutung auf, die Verteilung der Schwerkraft in der Erdrinde, namentlich aber die lokalen und regionalen Schwereanomalien, sowie die damit eng verknüpften Störungen des Erdmagnetismus müßten in der Erdbebentätigkeit einer Gegend zum Ausdruck gelangen. Die wenigen bisher in dieser Hinsicht durchgearbeiteten Fälle lassen Wechselbeziehungen dieser drei Naturkräfte erkennen, erlauben aber weder eine Verallgemeinerung, noch einen genügenden Einblick in die Ursachen. Besonders deutlich tritt dieser Zusammenhang zutage, wenn man nach dem Vorgang von Riccò für Unteritalien und Sizilien die Karten der Schwereverteilung und der erdmagnetischen Elemente mit Barattas seismischer Karte vergleicht; dann sieht man, wie in der Nachbarschaft der Bebengebiete die Kurvenzüge sich dicht aneinander drängen und mancherlei Ablenkungen von der normalen Richtung erleiden. Deutlich erkennbar war die Ursache des Zusammenhanges zwischen der Form eines Erdbebenschüttergebietes und dem Verhalten des Erdmagnetismus in einem Falle, den Lais anführt. Ein Erdbeben, das den vulkanischen Kaiserstuhl erschütterte (Fig. 17), war nämlich fast völlig auf die festen, besonders die basaltischen Gesteine dieses Gebirges beschränkt, griff aber im Südwesten erheblich darüber hinaus und erschütterte hier noch einige Orte der aus losen Schottern aufgebauten Rheinebene. Ganz dasselbe Verhalten zeigt die Horizontalintensität; die von der Isodynamie 0,20 CGS eingeschlossene Fläche überschreitet das vulkanische Gebirge nach derselben Richtung (Fig. 18). Nach G. Meyer sind solche Gebiete verminderter Horizontalintensität auf das Auftreten isolierter Basaltberge zurückzuführen. Erdbeben und Erdmagnetismus lassen hier also erkennen, daß im Südwesten des Kaiserstuhls ein aus Basalt bestehender Bergrücken in geringer Tiefe unter dem Diluvium verborgen liegt.

Von Milne und Cancani wurde gezeigt, daß die Zahl der großen Weltbeben mit der Größe der Verschiebungen des Erdpols zu- und abnimmt, daß ferner die größere Zahl dieser Beben auf die Zeiten der Richtungsänderungen bei den Polverschiebungen fällt. Eine genaue Analyse der Poländerungen soll die Uebereinanderlagerung zweier periodischer Bewegungen zu erkennen geben, von denen das eine Glied durch Massenverlagerungen im Erdinnern infolge von Erdbeben bedingt würde. Aber auch über diese Frage sind die Akten noch lange nicht geschlossen,

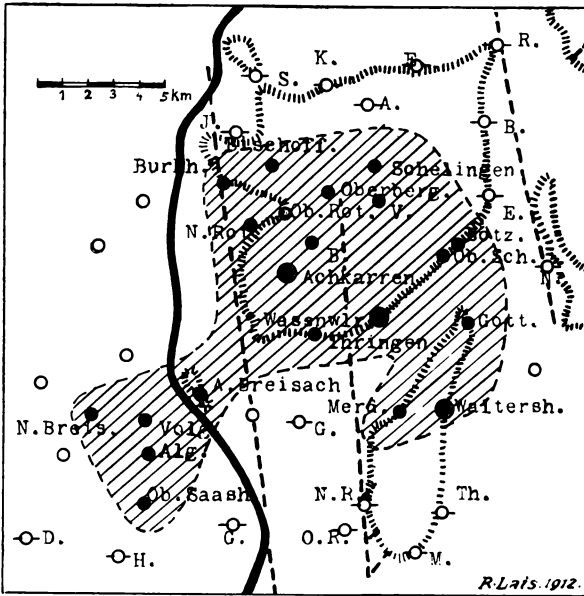


Fig. 17. Schüttergebiet des Kaiserstuhlbebens vom 21. Mai 1882. Nach R. Lais.

Ebenso zahlreich wie die Arten der Dislokationen selbst müssen auch diejenigen der Dislokationsbeben sein. Zunächst können wir theoretisch Faltungs- oder Stauungsbeben von Zerrungs- oder Senkungsbeben trennen, obgleich sie praktisch, d. h. in ihren Wirkungen, keinerlei Unterschiede erkennen lassen. Ferner kann es sich in den Außenzonen der Faltengebirge um Quer- oder Blattbeben handeln, wenn die Dislokation bzw. die Bebenachse die Streichrichtung des Gebirges mehr oder minder rechtwinkelig schneidet. Zieht sich aber die Verwerfung parallel der geologischen Gebirgsachse hin, dann liegt ein Längs-, Wechsel- oder Vorschubbbeben vor. In den Innenzonen der Faltengebirgsbogen, im Zerrungsgebiete der Landstapfen und im Schollenlande hängen die Erdbeben meistens mit Vertikalverwerfungen zusammen. Sie hat Sueß als Senkungsbeben bezeichnet, und diese Bezeichnung mag auch beibehalten werden, weil nach unserer Anschauung die Senkung immerhin der häufigere, wenn auch sicherlich nicht alleinige Vorgang ist. Je nach der Art der Verwerfung kann man unterscheiden zwischen peripherischen, zentralen, radialen und tafelförmigen Senkungsbeben. Da übrigens auf den Dislokationslinien und mit den Erdschütterungen die meisten vulkanischen Ausbrüche hervortreten, so machte sich früher gerade hier die Schwierigkeit der Trennung zwischen vulkanischen und tektonischen Erdbeben ganz besonders geltend.

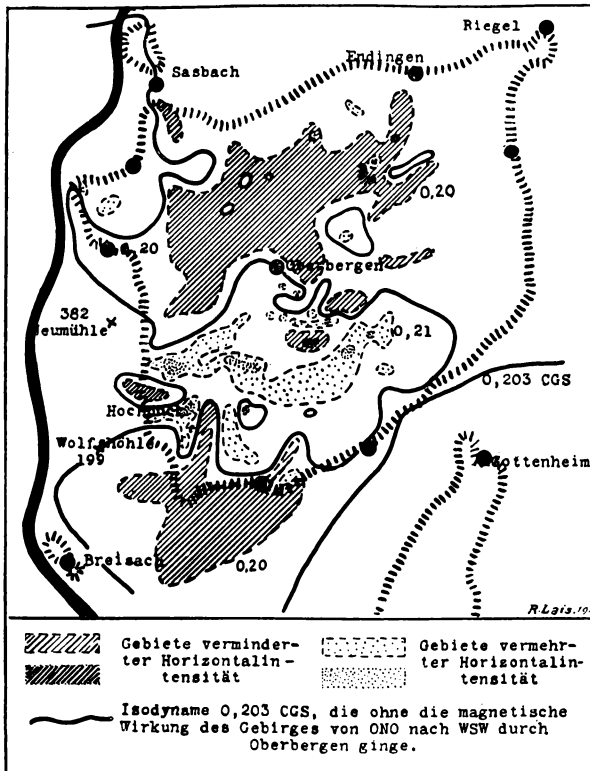


Fig. 18. Die Horizontalintensität des Erdmagnetismus im Kaiserstuhl. Nach G. Meyer.

11d) Kryptovulkanische Beben. Es soll übrigens nicht verschwiegen bleiben, daß manche Seismologen, darunter Verfasser, der Ansicht sind, neben den rein tektonischen Beben könnten auch kryptovulkanische Beben auftreten, d. h. solche, bei denen durch noch ungeklärte Vor-

gänge (z. B. Kristallisationsprozesse) Energie ausgelöst würde, die erst den Anstoß zu Schollenbewegungen größeren oder geringeren Umfanges gäben.

11e) Nachbeben und Schwarmbeben. Die schon früher (S. 689) charakterisierten Nachbeben entstehen infolge der elastischen Nachwirkung in den von der Spannung befreiten Gesteinsschollen. Experimentelle Versuche haben nämlich gezeigt, daß ein Gesteinsstück unter der konstanten Einwirkung einer Kraft elastisch deformiert wird, daß aber nach dem plötzlichen Erlöschen dieser Kraft die Spannung nicht ebenso plötzlich nachläßt, sondern daß sich der normale Zustand nur ganz allmählich wiederherstellt. In vollem Einklang damit steht, daß die Kurve des Abklings ihrer Stärke und Häufigkeit, wie Omori zeigen konnte, eine Hyperbel ist. Auch spielt, nach demselben Autor, das geologische Alter des Gesteins eine Rolle; denn es erweist sich in Karten, wo die Orte mit gleicher Zahl von Nachbeben durch Kurven vereinigt werden, der Abstand zwischen zwei aufeinander folgenden Linien der Isofrequenz am größten in archaischem Gestein, während er folgeweise kleiner wird in paläozoischem, mesozoischem und känozoischem Gestein.

Nicht mit den Nachbeben zu verwechseln sind die auch schon erwähnten Schwarmbeben, die sich gleichfalls auf Wochen und Monate erstrecken können, aber aus einer sprungweisen Aneinanderreihung verschieden starker Erdbeben bestehen. Hier haben wir es nach Ansicht des Verfassers mit einem ganzen, in seinem Gleichgewicht gestörten Schollensystem zu tun, bei dem die in eine neue Gleichgewichtslage hineinschwingenden Schollen einander immer wieder stören. Der Umstand aber, daß sich gewöhnlich gewisse Regelmäßigkeiten in der Gruppierung um auffallende Stöße herum nicht verkennen lassen, deutet darauf hin, daß manche Einzelstöße des Schwarmbebens wiederum Nachstöße im Gefolge haben.

11f) Relaisbeben. Da sich bei einem Erdbeben die Bewegung von Scholle zu Scholle fortpflanzt, die Beweglichkeit der einzelnen Schollen aber eine sehr verschiedene ist, so wird es begreiflich, daß unter Umständen auch in mehr oder minder entfernten Gebieten, die vom Schüttergebiet durch eine bebenfreie Zone getrennt sind, durch die dort eintreffenden Wellen reife Spannungen ausgelöst werden. Die so hervorgerufenen Relaisbeben können sowohl Dislokationsbeben, als auch Einsturzbeben sein.

11g) Extratellurische Auslösung von Beben. Es ist ein ebenso alter wie weitverbreiteter Glaube, die wechselnde Stellung der wichtigeren Gestirne (Sonne,

Mond, Planeten) beeinflusse durch ihre Attraktionswirkungen die Beben-tätigkeit. Bisher konnte ein vollgültiger Beweis weder für noch gegen erbracht werden. Ueberhaupt hat die von manchen mit Vorliebe betriebene Ableitung von seismischen Perioden solange keinen Sinn, als man nicht sicher sein kann, daß auch wirklich sämtliche auftretende Beben bekannt werden; von diesem Ziele sind wir aber, wenn wir von ganz vereinzelt Ausnahmen absehen, zurzeit noch himmelweit entfernt. Die heute nur möglichen „Stichproben“ dürfen keinerlei Beweiskraft beanspruchen.

Daß schnelle und starke Luftdruckschwankungen, wie sie der Vorbeizug tiefer barometrischer Depressionen am Epizentrum mit sich bringt, unter Umständen reife tektonische Spannungen und damit Erderschütterungen auslösen können, erscheint recht plausibel. Aber es dürfte schwer fallen, in einem bestimmten Falle den Beweis hierfür zu erbringen.

Namentlich die Beobachtungen an der seismisch so regen Westküste Südamerikas haben in manchen Seismologen (v. Richt-hofen, Milne, Montessus, Wiechert) die Anschauung erweckt, der Massentransport von einer Scholle auf den Rand der benachbarten infolge der Denudation sei in der Lage, Erdbeben hervorzurufen. Und diese Anschauung erscheint recht einleuchtend, wenn man bedenkt, daß gerade dort die Niveauunterschiede zu beiden Seiten der durch tiefe ozeanische Gräben gekennzeichneten Bruchlinie auf volle 14 km anwachsen. Die Schollen des Hochgebirges, wo die Denudation ganz besonders kräftig wirkt, müssen infolge der Druckerleichterung allmählich in die Höhe steigen, während die Gebiete, in denen die Sedimentierung erfolgt, unter der stets zunehmenden Belastung zur Tiefe sinken.

11h) Seebeben. Daß bei den Seebeben sowohl tektonische, als auch vulkanische Ursachen in Frage kommen, muß man ohne weiteres annehmen. Aber in einem bestimmten Falle die Entscheidung zu treffen, ist mitunter recht schwierig, wenn nicht unmöglich.

Wie sich bei einem submarinen Vulkanausbruch, namentlich in der Tiefsee, die Verhältnisse gestalten, wissen wir nicht. Das plötzliche Hervorstößen der Lavamassen und die damit verbundenen Dampfexplosionen erschüttern die Wassermassen erheblich, den Meeresboden aber höchstens in seinen allerobersten Teilen. Die engbegrenzte Stoßwirkung erklärt das Aufsteigen der turmhohen, garbenförmigen Wassersäulen über die Wasseroberfläche.

Die tektonischen Seebeben dürften weniger auf Faltungsvorgänge (solche kommen allerdings vielleicht für die Atlantische



Schwelle in Betracht), als auf Spaltenverwerfungen zurückzuführen sein. Wird der Meeresboden von einem Dislokationsbeben betroffen, so treten die Erdbebenwellen in das Wasser über und machen sich, sobald sie auf ein Schiff treffen, als plötzlicher Stoß bemerkbar. An der Oberfläche des Meeres können wegen ihrer mehrere hundert Kilometer betragenden Länge Rayleighwellen keinerlei unmittelbar sichtbare Oberflächenwellen hervorrufen; nur die senkrecht zur Meeresoberfläche gerichteten Stöße vermögen unter Umständen den Widerstand der Atmosphäre zu überwinden, zerreißen alsdann die Oberflächenschicht des Wassers und werfen kleine Strahlen auf, die den Eindruck des Aufwallens erwecken, als kochte und siede das Wasser.

Hinsichtlich der seismischen Flutwellen muß man annehmen, daß das Epizentrum des Bebens nicht auf dem Lande, sondern am Meeresgrunde lag, daß es sich also um ein Seebeben handelt, das auch auf dem Festlande verspürt wurde.

**Literatur.** *Dutton, Earthquakes in the Light of the new Seismology. New York 1904.* — *Ehler, Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurteilung der wichtigsten Seismometer mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit. In den Beiträgen zur Geophysik, Leipzig 1898.* — *Galitzin, Zur Methodik der seismometrischen Beobachtungen. St. Petersburg 1903.*

— *Derselbe, Ueber die Bestimmung der Konstanten von stark gedämpften Horizontalpendeln. St. Petersburg 1908.* — *Hilfstabellen zur Auswertung von Seismogrammen bei Anwendung aperiodischer Instrumente. St. Petersburg 1908.* — *Hobbs, Earthquakes, an Introduction to seismic Geology. New York 1907. Deutsch von Ruska. Leipzig 1910.* — *Hoernes, Erdbebenkunde, die Erscheinungen und Ursachen der Erdbeben, die Methoden ihrer Beobachtung. Leipzig 1893.* — *Mainka, Kurze Uebersicht der modernen Erdbebeninstrumente. In: Der Mechaniker. Berlin 1907.* — *Milne, Seismology. London 1898.* — *Montessus de Ballore, Les tremblements de terre, géographie séismologique. Paris 1906.* — *Derselbe, La science séismologique, les tremblements de terre. Paris 1907.* — *Sieberg, Handbuch der Erdbebenkunde. Braunschweig 1904.* — *Derselbe, Der Erdball, seine Entwicklung und seine Kräfte. Eßlingen 1908.* — *Derselbe, Methoden der Erdbebenforschung. In Keilharks Lehrbuch der praktischen Geologie. Stuttgart 1908.* — *Wiechert, Theorie der automatischen Seismographen. Berlin 1903.* — *Periodische Erscheinungen. Bollettino della Società sismologica Italiana. Rom.* — *Bulletin de la Commission Séismique Permanente. St. Petersburg.* — *Bulletin und Publications in foreign Languages of the Earthquake Investigation Committee. Tokio.* — *Erdbebenwarte. Laibach.* — *Gerlands Beiträge zur Geophysik. Leipzig.* — *Mitteilungen der Erdbebenkommission der k. k. Akademie der Wissenschaften. Wien.*

**A. Steberg.**