

Verständliche Wissenschaft

Karl Jung

Kleine Erdbeb- enkunde

Verständliche Wissenschaft

Siebenunddreißigster Band

Kleine Erdbebenkunde

Von

Karl Jung



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1938

Kleine Erdbebenkunde

Von

Dr. Karl Jung

Observator am Geophysikalischen Institut, Potsdam,
a. o. Professor an der Technischen Hochschule Berlin

1. bis 5. Tausend

Mit 95 Abbildungen



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1938

ISBN 978-3-662-41774-4 ISBN 978-3-662-41921-2 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-41921-2

*Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung
in fremde Sprachen, vorbehalten.*

Copyright 1938 by Springer-Verlag Berlin Heidelberg
Ursprünglich erschienen bei Julius Springer in Berlin 1938
Softcover reprint of the hardcover 1st edition 1938

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Erdbeben und ihre Bedeutung für Wissenschaft und Praxis	1
Grundbegriffe der Erdbebenkunde	4
Die Vorgänge im Schüttergebiet	8
Erdbebenerscheinungen im Gelände	8
Erdbebenschäden	19
Stärke und Energie der Erdbeben	33
Geographie der Erdbeben	49
Natur und Ursache der Erdbeben	56
Die Aufzeichnung der Erdbeben	76
Ausbreitung der Erdbebenwellen	100
Die Bodenunruhe	128
Anwendungen der Erdbebenkunde	132
Seismische Aufschlußmethoden	132
Echolot und Luftseismik	146
Literaturverzeichnis	154
Sachverzeichnis	155

Erdbeben und ihre Bedeutung für Wissenschaft und Praxis.

Kaum eine andere Naturerscheinung ist so unheimlich wie ein Erdbeben, sei es, daß nur ein leichtes Zittern das Walten verborgener Kräfte verrät oder auf heftig zuckendem Boden alles Menschenwerk zerfällt. Starke Erdbeben in dicht besiedelten Gegenden gehören zu den schwersten Naturkatastrophen, die man kennt. Zahlreiche Beben haben Hunderte und Tausende von Menschenleben gefordert, in einigen Fällen hat man über 100 000 Tote und Verwundete gezählt. Der Sachschaden eines einzigen Bebens kann den Wohlstand eines blühenden Landes vernichten und kommt bisweilen den Kosten eines größeren Krieges gleich.

Wenig Naturvorgänge geben Anlaß zu so vielseitigen Forschungen wie die Erdbeben. In den Kulturländern, die von zerstörenden Beben häufiger heimgesucht werden, steht naturgemäß das Bestreben im Vordergrund, die zerstörenden Wirkungen möglichst herabzumindern. Hier arbeiten Geophysiker und Geologen Hand in Hand, die Ursachen, die Natur und die zerstörenden Kräfte der Erdbeben zu erforschen, die Erschütterungszentren aufzufinden und einen Einblick in die zeitliche Folge der Erdbeben zu gewinnen. Besonders wichtig ist auch die Aufklärung der Beziehungen, die zwischen der Art des Untergrundes und der Bebenstärke bestehen. Sie geben dem Ingenieur wichtige Grundlagen für den Bau erdbebensicherer Gebäude, erdbebensichere Wasser- und Gasversorgung und für möglichst erdbebensichere Städteplanung.

Erdbeben entstehen im Innern der Erde. Sie geben Kunde aus solchen Tiefen, die der geologischen Beobachtung unzugänglich sind und von denen auch die gedankenkühnste wissenschaftliche Kombination nur ganz unsichere Vorstellungen

zu geben vermag. Erdbeben sind die einzigen Naturerscheinungen der Tiefe, deren Sitz mit einiger Genauigkeit bestimmt werden kann, und daher für die Erforschung des Erdinneren von grundlegender Bedeutung.

Der Bebenstoß pflanzt sich vom Herd aus nach allen Seiten wellenartig fort und breitet sich durch die ganze Erde aus. Ist ein Beben stark genug, so kann es mit empfindlichen, fein gebauten Instrumenten überall an der Erdoberfläche aufgezeichnet werden, und es gelingt, seine Ausbreitung genau zu verfolgen. Jede Unregelmäßigkeit im Aufbau der Erde gibt sich in Unregelmäßigkeiten der Erdbebenfortpflanzung kund. Erdbebenwellen sind die „Röntgenstrahlen“ des Geophysikers. Wie die Röntgenstrahlen den menschlichen Körper durchleuchten, so durchdringen die Erbebenwellen die feste Erde; und wie der Arzt von dem Röntgenbild den Bau des Menschenkörpers abliest, so erforscht der Geophysiker aus der Erdbebenfortpflanzung den Aufbau und die Schichtung der Erde.

Dieser Zweig der Erdbebenforschung ist noch jung. Er hat sich erst etwa zu Beginn dieses Jahrhunderts entwickelt, als die technischen Schwierigkeiten der Fernbebenaufzeichnung im wesentlichen überwunden waren und eine größere Zahl von Erdbebenwarten laufend in Betrieb kam. Großen Anteil an dieser Entwicklung haben auch deutsche Forscher, besonders E. Wiechert, der frühere Direktor des Geophysikalischen Institutes in Göttingen. Auf den vorliegenden Erfahrungen aufbauend hat er mit seinen Instrumenten lesbare Aufzeichnungen erhalten, die den ganzen Verlauf eines Erdbebens wiedergeben und es ermöglichen, die zeitliche Folge und die Größe der Bodenbewegung in allen Einzelheiten zu bestimmen. Seine Erdbebenapparate sind auf der ganzen Erde verbreitet. Mit seinen Schülern hat er die wissenschaftliche Auswertung der Erdbebenaufzeichnungen begonnen und in etwa einem Jahrzehnt so weit durchgeführt, daß die folgende Zeit wohl manches zu seinen Ergebnissen hinzufügen konnte, die Grundlagen aber nicht zu ändern brauchte.

Erdbebenwellen aus fernem Herd haben die Tiefe der Erde durchlaufen und sind von den Unregelmäßigkeiten der Ge-

steinsrinde verhältnismäßig wenig beeinflußt. Nahbebenwellen dagegen sind nur in die oberen Schichten eingedrungen, und das Aussehen der Nahbebenaufzeichnungen hängt wesentlich von der Herdlage und dem Aufbau der Gesteinsrinde ab. So sind die Fernbeben zur Erforschung des tiefen Erdinneren geeignet, die Nahbeben zur Erforschung der Gesteinsrinde.

Die Methoden der Nahbebenforschung werden in noch kleinerem Maßstab auf die bergmännisch wichtigen obersten Schichten der Erdkruste übertragen. Nur kann man jetzt nicht mehr auf natürliche Erdbeben warten. Man muß an geeignetem Ort zu gewählter Zeit durch Sprengung einer kleinen Explosivmasse ein künstliches Erdbeben erzeugen und seine Ausbreitung mit tragbaren Erschütterungsmessern verfolgen. Diesen Gedanken hat L. Mintrop, ein Schüler Wiecherts, in die Praxis umgesetzt, und es hat sich eine wirtschaftlich bedeutende „angewandte Erdbebenkunde“ entwickelt, deren Nutzen bei der Suche nach Bodenschätzen von Jahr zu Jahr wächst. Es sei nur erwähnt, daß die 1934 in Deutschland begonnene geophysikalische Reichaufnahme unter Leitung der Preußischen Geologischen Landesanstalt von den künstlichen Erdbeben großzügig Gebrauch macht, um den von mächtigen Sandschichten verdeckten Gesteinsuntergrund des norddeutschen Flachlandes zu entschleiern. In letzter Zeit hat man auch künstlich hervorgerufene regelmäßige Bodenschwingungen bei der Baugrunduntersuchung mit großem Nutzen verwendet.

In Übertragung der künstlichen Erdbeben auf das Weltmeer bestimmt man die Wassertiefe schnell und einfach mit dem Echolot, und eine Übertragung der Fernbebenforschung ist die Untersuchung der hohen Atmosphäre mit Explosions-Schallwellen.

Ihrer Vielseitigkeit wegen ist die Erdbebenkunde eine der reizvollsten Wissenschaften von der Erde. Die Probleme der tiefen Erde locken den reinen Forschungsdrang, der Instrumentenbau reizt den Erfinder, das Streben nach Erdbebensicherheit spornt den Baufachmann zu reger Tätigkeit an, und die künstlichen Erdbeben befähigen den Bergmann die Schätze

der Erde schneller zu finden und zu heben. So wird die Erdbebenkunde auch denjenigen befriedigen, dem erst nach erfolgreicher praktischer Anwendung die Aufgabe wissenschaftlicher Arbeit erfüllt erscheint.

Man soll aber nicht vergessen, daß die großen praktischen Erfolge erst nach gründlicher wissenschaftlicher Vorbereitung möglich waren und daß der praktische Geophysiker auch heute noch seine Arbeitsmethoden nur weiterentwickeln kann, wenn ihm der Wissenschaftler das Rüstzeug hierfür in die Hand gibt. Es ist ein schwerer Fehler, einen wissenschaftlichen Zweig der Naturforschung zu vernachlässigen, weil er im Augenblick keine praktische Anwendung findet. Damit nimmt man sich die Möglichkeit späterer wirtschaftlicher Erfolge.

In den folgenden Kapiteln soll ein Überblick über den heutigen Stand der Erdbebenforschung und ihrer Anwendungen gegeben werden, soweit eine allgemeinverständliche Darstellung möglich ist. Der knappe Raum verbietet große Ausführlichkeit, und es wird der Leser bisweilen den Wunsch haben, sich genauer über einzelne Fragen zu unterrichten. Hierzu soll ihm das Literaturverzeichnis ein Wegweiser sein.

Die Forschung steht nicht still, nicht jedes Problem ist gelöst. Die nächste Zeit schon kann Ergebnisse und Entdeckungen bringen, die zur Umgestaltung der heutigen Vorstellungen zwingen. Über manche Fragen gehen die Ansichten verschiedener Forscher weit auseinander, und es ist oft nicht möglich, sich für die eine oder die andere zu entscheiden. In solchen Fällen wird der Leser eine gewisse Unsicherheit empfinden, die ihm nicht erspart werden kann. Hier gibt die Natur noch Rätsel auf, hier ist das Gebiet künftiger Forschung.

Grundbegriffe der Erdbebenkunde.

Erdbeben sind natürliche Erschütterungen der festen Erde, die von einem im Erdinnern gelegenen Ursprung ausgehen und sich durch und über die Erde verbreiten. Sie entstehen, wenn gespannte Energien in der Erde plötzlich frei werden.

Nicht alle Bodenerschütterungen sind Erdbeben. Verkehrs-, Industrie- und Arbeitsunruhe haben mit Erdbeben nichts zu tun. Auch die immer vorhandene natürliche *Bodenunruhe*, wie sie von Meereswellen, Brandung und Wind hervorgerufen wird, kann man nicht als Erdbeben bezeichnen. Diese Bewegungen treten sogar störend auf und sind auf manchen Erdbebenstationen stark genug, den Einsatz vieler Beben un- deutlich zu machen und zu verdecken. Jedoch ist die natürliche Bodenunruhe für die geologische Forschung nicht ohne Bedeutung.

Schwieriger ist die Frage, ob man einige seltene Erscheinungen wie die Erschütterungen von großen Explosionen und von Meteoritenfällen zu den Erdbeben rechnen soll, da zwar die Ursache eine andere, die Ausbreitung der Bodenbewegung aber genau dieselbe wie bei Erdbeben ist. Im allgemeinen werden solche Fälle *erdbebenartig* genannt und in der wissenschaftlichen Forschung wie Erdbeben behandelt.

Die Ausbreitung der Erdbeben geht wellenartig vonstatten, vergleichbar mit den bekannten Wellenringen, die den Aufschlagsort eines in Wasser gefallenen Steines oder Regentropfens umgeben. Physikalisch ist eine Art der Erdbebenbewegung den Schallwellen gleich. Man ist also berechtigt, von *Erdbebenwellen* zu reden und die Gesetze der Wellenausbreitung auf Erdbebenstöße anzuwenden.

Der Beginn eines Bebens, besonders in der Nähe des Ursprungs ist meist stoßförmig; später treten regelmäßige Wellen auf. Bei diesen schwingen die einzelnen Bodenteilchen regelmäßig auf und ab oder hin und her¹. Bekannt sind die Ausdrücke *Ruhelage*, *Wellenberg* (*Maximum*), *Wellental* (*Minimum*). Die Höhe des Wellenberges oder die Tiefe des Wellentales, von der Ruhelage aus gemessen, heißt *Schwingungsweite* (*Amplitude*), die gesamte Schwingungsweite von der Höhe des Wellenberges bis zur Tiefe des Wellentales wird *Doppelamplitude* genannt. Die Welle schreitet in der *Fortpflanzungsrichtung* mit der *Fortpflanzungsgeschwindigkeit* weiter. *Wellenlänge* ist der in der Fortpflanzungsrichtung gemessene Abstand von Wellenberg zu Wellenberg

¹ Nach der mathematischen Darstellung *Sinusschwingung* genannt.

oder von Wellental zu Wellental. *Schwingungsdauer* (*Periode*) nennt man die Zeit, in der die Welle um eine Wellenlänge fortschreitet. Sie ist gleich der Dauer einer Hin- und Herschwingung des Bodenteilchens. Die Dauer einer Hin- oder Herschwingung allein wird *Halbperiode* genannt.

Der in der Tiefe gelegene Ursprung eines Erdbebens heißt *Herd* und wird mit wissenschaftlichem Fachausdruck *Hypozentrum* genannt. Über ihm, an der Erdoberfläche, liegt das *Epizentrum*¹. Das *Schüttergebiet* reicht so weit, wie das Erdbeben ohne instrumentelle Hilfsmittel wahrgenommen werden kann, und umgibt in den meisten Fällen das Epizentrum. Das *Registriergebiet*, der Bereich der instrumentellen Wahrnehmbarkeit, umfaßt bei starken Beben die ganze Erde. Mit *Herdgebiet* wird oft das Schüttergebiet, oft auch nur der Teil des Schüttergebietes bezeichnet, der Anzeichen des Erdbebenursprungs enthält. Wenn keine Verwechslung möglich ist, wird der kurze Ausdruck *Herd* auch gleichbedeutend mit *Epizentrum* gebraucht.

Die ganze Einrichtung zur instrumentellen Aufzeichnung von Erdbeben wird *Erdbebenstation* genannt. Größere Erdbebenstationen mit ortsfest aufgestellten Instrumenten heißen *Erdbebenwarten*. Der längs der Erdoberfläche gemessene Abstand einer Station oder eines Beobachtungsortes vom Epizentrum wird mit *Herdentfernung* bezeichnet. Die Tiefe des Hypozentrums heißt *Herdtiefe*. Die Herdentfernung wird in Kilometern (km) oder Winkelgraden (°) gemessen, wobei $\frac{1}{4}$ Erdumfang = 10 000 km = 90°, also $1^\circ = 111,1$ km. Die Herdtiefe gibt man in Kilometern, bisweilen in Bruchteilen (meist Hundertsteln) des Erdradius an. Der Erdradius, die Tiefe des Mittelpunktes der Erdkugel, beträgt 6371 km; die größte mögliche Herdentfernung, $\frac{1}{2}$ Erdumfang, ist 20 000 km. Die meisten Erdbebenherde liegen noch nicht 100 km tief; die größte bis jetzt festgestellte Herdtiefe beträgt etwa 700 km.

Nach der geographischen Lage des Herdes unterscheidet man *Land-* und *Seebeben*. Nach der Herdentfernung werden *Ortsbeben* (*Lokalbeben*), *Nahbeben*, *Fernbeben* und *weite*

¹ Hypo (griech.) = unter, epi (griech.) = über.

Fernbeben unterschieden. Bei Ortsbeben liegt der Beobachtungsort im Schüttergebiet, bei Nahbeben weniger als etwa 1000 km, bei Fernbeben bis rund 10000 km, bei weiten Fernbeben noch weiter vom Herd entfernt.

Ihrer Stärke nach teilt man die Erdbeben in *Kleinbeben*, *Mittelbeben*, *Großbeben* und *Weltbeben* ein. Die stärksten Beben werden auf der ganzen Erde aufgezeichnet.

Nach der Herdtiefe sind *oberflächennahe* oder *normale Erdbeben* und *tiefe Erdbeben* zu unterscheiden. Die tiefen Erdbeben, deren Herd mehr als 100 km unter der Erdoberfläche liegt, sind erst vor etwa 15 Jahren entdeckt worden und werden eifrig untersucht. Ihre Natur und ihre Ursachen sind noch nicht ganz geklärt. Sie bilden eines der interessantesten und aussichtsreichsten Probleme der neueren Erdbebenforschung.

Über die Ursachen der Erdbeben wird später noch genaueres zu sagen sein. Hier sei nur bemerkt, daß man bei den normalen Erdbeben *Ausbruchsbeben* (*vulkanische Beben*), *Einsturzbeben* und *tektonische Beben* (Gebirgsbildungsbeben) kennt. Von diesen sind die tektonischen Beben bei weitem am bedeutendsten. Entgegen einer bei Laien viel verbreiteten Ansicht spielen vulkanische Beben nur eine geringe Rolle.

Die Wissenschaft von den Erdbeben wird *Seismik*¹ genannt. Alles was mit Erdbeben zusammenhängt, ist *seismisch*. *Makroseismik*² ist die ohne Erdbebeninstrumente betriebene Untersuchung des Schüttergebietes; die *Mikroseismik*² befaßt sich mit den Erdbebenaufzeichnungen. Erdbebenaufzeichnende Apparate heißen *Seismographen*³, ihre Aufzeichnungen *Seismogramme*³.

Die Zeit zwischen dem Bebenvorgang im Herd und der Ankunft eines Erdbebenstoßes am Beobachtungsort wird *Laufzeit* genannt. Die Laufzeit wächst mit der Herdentfernung. Eine graphische oder tabellarische Darstellung der Laufzeit in Abhängigkeit von der Herdentfernung, also eine

¹ Seismos (griech.) = Erdbeben.

² Makros (griech.) = groß; mikros (griech.) = klein.

³ Grapho (griech.) = (ich) schreibe.

Art Erdbebenfahrplan, wird mit *Laufzeitkurve* bezeichnet. Von den Laufzeitkurven wird noch viel die Rede sein. Auf ihnen baut man die Erforschung des Erdinneren auf.

Die Vorgänge im Schüttergebiet.

Erdbebenerscheinungen im Gelände.

Aus den Aufzeichnungen des großen japanischen Bebens vom 1. September 1923 hat man festgestellt, daß die Bodenbewegung in Mitteleuropa, etwa 9000 km vom Herd entfernt, noch eine Gesamtschwingungsweite (Doppelamplitude) von über $1/2$ cm hatte. Bei einem anderen japanischen Erdbeben, dem Sanriku-Beben vom 2. März 1933, hat die Bodenbewegung in Mitteleuropa sogar Beträge von mehr als 2 cm erreicht. Hierbei handelt es sich um sehr langsame Schwingungen. Ihre Schwingungsdauer betrug etwa 30—45 Sekunden, ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit etwa 4 km/sec¹, ihre Wellenlänge also 120—180 km. Bei solchen Bewegungen schwingen weite Bezirke, etwa die ganze Stadt Berlin, in gleicher Weise ruhig hin und her, und es leuchtet ein, daß diese Bewegungen weder sichtbar noch fühlbar sind und nur mit geeignet gebauten Instrumenten aufgenommen werden können.

Ein Bebenvorgang, der in der Entfernung eines Viertel Erdumfanges noch zentimetergroße Bodenbewegungen hervorruft, muß im Herd gewaltige Wirkungen haben. Dies war auch bei den genannten Beben der Fall. Am 1. September 1923 wurden die Großstädte Tokio und Yokohama zerstört, und bei dem Seebeben vom 2. März 1933 haben seismische Wogen weite Strecken der japanischen Ostküste in der Landschaft Sanriku verwüstet.

Im Herdgebiet herrschen kurzperiodische Schwingungen mit Schwingungsdauern von 1—2 Sekunden oder noch kürzere Schwingungen vor. So hatte der Hauptstoß des japanischen Erdbebens vom 1. September 1923 in Tokio eine

¹ Kilometer pro Sekunde.

Periode von 1,35 Sekunden. Solche Bewegungen rütteln und lockern den Erdboden und verursachen gefährliche Gebäudeschwingungen, die in schweren Fällen zu Zerstörungen führen.

Dabei ist die Schwingungsweite in Herdnähe im Vergleich zu der in weiter Ferne gemessenen oft gar nicht so übermäßig groß. Der Hauptstoß des genannten Tokio-Bebens hatte nach den Aufzeichnungen des dortigen Erdbebeninstitutes eine Doppelamplitude von 8,9 cm; und A. Imamura, ein bekannter japanischer Erdbebenforscher, schätzt nach eigenen Beobachtungen die Doppelamplitude der nachfolgenden Schwingungen auf 20 cm, also nur etwa das 4ofache der in Mitteleuropa aufgezeichneten Bewegung.

Bei Schwingungsweiten von einigen Zentimetern, höchstens wenigen Dezimetern, haben diese Wellen eine Länge von rund $1/2$ km. Sie sind also sehr flach und können nicht sichtbar sein. Anders, wenn lockerer und durchfeuchteter Untergrund von den Erdbebenstößen aufgelockert und zu selbständigen Schwingungen angeregt wird, die sich nach eigenen Gesetzen ähnlich wie Wasserwellen ausbreiten. Dann können sichtbare Bodenbewegungen auftreten. Man hat beobachtet, wie solche Wellen von etwa 30 cm Höhe und 10 m Länge aus verschiedenen Richtungen kamen und sich langsam, etwas schneller als ein Fußgänger, fortbewegt haben.

Auch in ausgesprochenen Erdbebengebieten sind so starke Bodenbewegungen verhältnismäßig selten. So hat man im Zentral-Meteorologischen Observatorium, Tokio, unter 366 Erdbebenaufzeichnungen nur 7 Fälle gefunden, in denen eine Bodenbewegung von mehr als 6 mm vorkam; in 50 % der untersuchten Fälle wurden selbst 0,5 mm nicht erreicht.

Die ersten Schwingungen eines Erdbebens lassen sich mit den Schwingungen einer angeschlagenen Glocke vergleichen und sind hörbar, wenn ihre Schwingungsdauer kurz genug, kleiner als etwa $1/20$ Sekunde ist. Solche Erdbebenwellen kommen vor. Es kann aber auch sein, daß die ankommende, an sich langsamer schwingende Erdbebenbewegung große Gesteinsschollen und Felsblöcke gegeneinander in Bewegung setzt und die Reibung in den Klüften die hörbaren Schallwellen erzeugt, die sich mit denen einer angestrichenen Vio-

linsaite vergleichen lassen. Bei schwachen Erdbeben kann der Schall hörbar sein, ohne daß man das Zittern spürt.

Der Ablauf der Erdbebenercheinungen ist außerordentlich vielseitig, und man kann wohl sagen, daß kaum ein Erdbeben dem anderen gleich ist. Im allgemeinen tritt bei mäßig starken Beben die folgende Erscheinungsfolge auf.

Zuerst der Erdbebenschall, sehr tief, nahe an der Hörbarkeitsgrenze, so daß er nicht von allen Menschen gehört wird. Er geht über in kurze Schwingungen (4—5 in der Sekunde), ähnlich den Erschütterungen eines schwer beladenen Wagens auf holperigem Pflaster. Einige Sekunden später treten längere Schwingungen mit größerer Schwingungsweite auf, ihre Schwingungsdauer beträgt $\frac{1}{2}$ —1 Sekunde. Nach bisweilen mehrmaligem An- und Abschwellen dieser Bewegung läßt das Beben bis zur Unfühlbarkeit nach. Der Schall kann noch einige Sekunden länger hörbar sein.

Häufig kommt es vor, daß mehrere Beben einander im Abstand einiger Sekunden folgen. Dann gehen die einzelnen Erscheinungen weniger scharf getrennt ineinander über, und die Erschütterungen dauern entsprechend länger. Je nach der Zahl der Einzelstöße, der Bebenstärke und der Herdentfernung dauert das ganze Beben von etwa 10 Sekunden bis zu 3 oder 4 Minuten. Ungeschulte Beobachter geben infolge der Erlebnisfülle meist eine zu lange Bebedauer an.

Vom Herd gehen verschiedene Arten von Erdbebenwellen auf verschiedenen Wegen mit verschiedener Geschwindigkeit aus. Sie werden in größerer Herdentfernung als mehr oder weniger deutlich getrennte Einsätze aufgenommen. Der zeitliche Abstand dieser Einsätze wächst mit der Herdentfernung. Die Aufzeichnung eines weiten Fernbebens dauert einige Stunden, während der Vorgang im Herd nur wenige Sekunden anhält.

Die oft recht scharfen ersten Einsätze in den Fernbebenaufzeichnungen erlauben es, bei ihrer Bearbeitung das Herdgebiet als klein, vielfach punktförmig anzunehmen. Dem scheint die Feststellung ausgedehnter Herdwirkungen, besonders langgestreckter Herde längs geologisch bekannter Spalten- und Verwerfungssysteme zu widersprechen. Der

Widerspruch löst sich, wenn man annimmt, daß das Beben nicht augenblicklich den ganzen Herd erfaßt, sondern an einer begrenzten Stelle im Herdgebiet beginnt und die von hier ausgehenden Erdbebenwellen den Bebenvorgang im übrigen Herdgebiet erst anregen.

Auf dem Weg vom Herd zum Beobachtungsort wird die Bebenbewegung in vielfältiger Weise verändert. Die Gesteinskruste der Erde ist kein einheitliches, starres Gebilde. Sie ist aus zahlreichen, sehr verschiedenartig gestalteten „Schollen“ oder „Blöcken“ wie ein Riesenmosaik zusammengesetzt. Ihre Bestandteile können einzeln oder im Verband mehr oder weniger selbständig schwingen. Der ankommende Erdbebenstoß regt sie an, und die Gesamtheit ihrer Schwingungen wird als Erdbeben beobachtet. Ist der Felsuntergrund von lockeren, sandigen und wasserdurchfeuchteten Schichten bedeckt, so können diese je nach ihrer Mächtigkeit und ihrer Zusammensetzung das Beben abschwächen oder verstärken. Für die Schädlichkeit eines Erdbebens ist dieser Untergrundeinfluß maßgebend.

Im Herdgebiet treten bisweilen große Veränderungen der oberen Erdschichten auf.

Gleichzeitig mit den Erdbeben kommen Verlagerungen oft gewaltiger Erdkrustenschollen vor. In den meisten Fällen bleiben sie in der Tiefe verborgen. Reicht aber der Herd bis zur Erdoberfläche, so werden *Blockverschiebungen* sichtbar, bei denen ganze Landesteile längs einer meist nahezu senkrechten *Verwerfungsfläche* gegeneinander verschoben sind. Die Verschiebung kann in senkrechter oder in waagrechter Richtung oder zugleich senkrecht und waagrecht vor sich gehen. Auch sind Kippungen der Erdkrustenschollen häufig. Ein hervorragendes Beispiel ist die bekannte Verwerfung im Neo-Tal (Japan), die sich bei dem Mino-Owari-Beben am 28. Oktober 1891 gebildet hat (Abb. 1). An den früher durchlaufenden, jetzt unterbrochenen Wegen ist die Verschiebung deutlich zu erkennen. Mehrere solcher Verwerfungen, allerdings nicht überall so ausgeprägt, durchzogen staffelförmig die japanische Hauptinsel von der Ise-Bai im Süden bis zur Japanischen See im Norden. Die Länge des Verwer-

fungssystems betrug über 100 km. Das kalifornische Beben (San Franzisko-Beben) vom 18. April 1906 hat sich beim

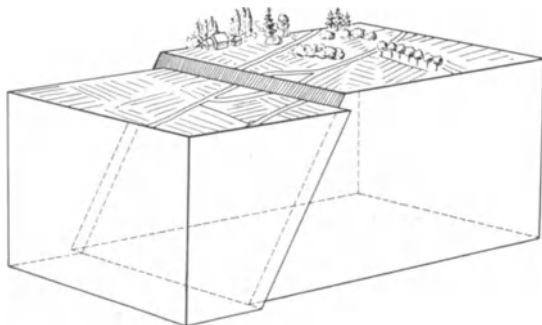


Abb. 1. Mino-Owari-Beben (Japan) vom 28. Oktober 1891. Verwerfung bei Midori, Neo-Tal. Nach einer Aufnahme von B. Kotô. Senkung der vorderen Scholle 6 m, seitliche Verschiebung 2 m. Länge der Verwerfung 112 km.



G. K. Gilbert, phot.

Abb. 2. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. 800 m nordwestlich von Woodville, Blick nach Nordosten. Die Hauptverwerfung trennt eine Einfriedigung, deren Teile vor dem Beben zusammenhingen. Versetzung 2,6 m.

Wiederaufleben der San Andreas-Verwerfung ereignet, die sich über 400 km weit teils auf dem Land, teils unter der See längs der kalifornischen Küste verfolgen läßt (Abb. 17, S. 42).

Hier kamen waagrechte Verschiebungen von mehr als 7 m vor, während die senkrechten Verlagerungen erheblich kleiner blieben. Sehr eindrucksvoll zeigt Abb. 2, wie die Hauptverwerfung einen ursprünglich zusammenhängenden Lattenzaun trennt.

Landhebungen und -senkungen sind in Erdbebengebieten häufig. Unter günstigen Umständen sind sie an Änderungen des Wasserstandes von Seen, des Gefälles von Flüssen, am



Abb. 3. Großes Tango-Beben (Japan) vom 7. März 1927. Um 80 cm gehobene Küste bei Yühimmato. Nach A. Imamura.

Grundwasserspiegel und besonders deutlich an den Meeresküsten erkennbar. Abb. 3 zeigt eine Küstenhebung bei Yühimmato an der Japanischen See, die sich während des großen Tango-Bebens am 7. März 1927 ereignet hat. Das gehobene Land ist als heller Streifen von abgewaschenem Gestein zu sehen¹.

Nach dem großen japanischen Beben vom 1. September 1923², dessen Herd in der Sagami-Bai, etwa 100 km südwestlich von Tokio lag, hat man genaue Höhenmessungen im ausgedehnten Schüttergebiet vorgenommen und mit älteren Höhenmessun-

¹ Ein ähnliches Beispiel von der Insel Kreta findet sich bei W. von Seidlitz, *Der Bau der Erde, Verständl. Wissenschaft* Bd. 17, S. 89.

² Auch Kwanto-Beben, Sagami-Beben, Tokio-Beben genannt.

gen verglichen (Abb. 4). Sie zeigen augenfällig eine Kippung nördlich der Sagami-Bai an, wobei sich der Küstenstreifen um etwa $1\frac{1}{2}$ m gehoben, das weiter nördlich gelegene Land um rund die Hälfte gesenkt hat. Es kamen auch örtlich begrenzte stärkere Hebungen vor.



Abb. 4. Großes japanisches Beben vom 1. September 1923. Hebungen und Senkungen, seismische Wogen.

Während sich diese Höhenänderungen in den üblichen Grenzen von einigen Metern halten, ergaben neue Lotungen in der Sagami-Bai, daß sich seit Ausführung der letzten Tiefenbestimmungen der Meeresgrund in weitem Gebiet über 100 m, stellenweise über 200 m gehoben oder gesenkt hat. Es sind Zweifel laut geworden, ob dieses Ergebnis zuverlässig ist. Der Boden der Sagami-Bai ist sehr vielgestaltig, und es können Höhenänderungen vorgetäuscht werden, wenn man bei der neuen Lotung den Ort der alten Lotung nicht genau genug

wiedergefunden hat. Von sachverständiger Seite jedoch wird bestritten, daß sich das ganze Ergebnis auf diese Weise erklären läßt. Man wird also mit der Möglichkeit sehr großer Veränderungen am Boden der Sagami-Bai rechnen müssen. Ihre Ursache ist noch nicht aufgeklärt. Sicher ist jedoch, daß sie nicht allein während des Erdbebens entstanden sein können. Seismische Wogen von bisher noch nie gesehener Gewalt hätten alle benachbarten Küsten verheeren müssen. Es kamen wohl seismische Wogen vor. Sie haben aber nur stellenweise eine Höhe von 10 m erreicht und sind nirgends in außergewöhnlicher Größe aufgetreten.

Weniger auffällig wie die von Erdbeben begleiteten plötzlichen „akuten“ Blockverschiebungen gehen langsame „chronische“ Verbiegungen der Erdkruste in Erdbebenländern ständig vor sich. Sie können an Änderungen des Pegelstandes an den Meeresküsten erkannt und mit wiederholten genauen Höhenmessungen und Landesvermessungen verfolgt werden. So hat man festgestellt, daß die San Andreas-Verwerfung in Kalifornien nach dem Erdbeben von 1906 nicht zur Ruhe gekommen war, sondern die Horizontalverschiebung sich mit einer Geschwindigkeit von 5 cm im Jahr noch lange Zeit nachher fortgesetzt hat.

In Japan hat man mehrfach beobachtet, daß diese Bewegungen einige Wochen oder Monate vor größeren Erdbeben aufleben, und es kann dazu kommen, daß sich der Erdboden wenige Stunden vor dem Beben um einige Meter verschiebt. Besonders eindrucksvoll treten solche Vorgänge in Gestalt von Küstenhebungen und -senkungen auf. Offenbar weichen die Erdschollen den gewaltigen Drucken des Erdinneren erst langsam, dann schneller aus, bis bei zu starker Beanspruchung die Festigkeitsgrenze überschritten wird und es zu plötzlichem Bruch kommt. Eingehende Untersuchung dieser sehr vielgestaltigen Vorgänge, besonders ihrer wiederholt auftretenden örtlichen Eigentümlichkeiten, kann vielleicht mit der Zeit zu einer Art Erdbebenvorhersage, wenigstens zu einer Erdbebenwarnung in häufig heimgesuchten Gebieten führen. Zahlreiche japanische Erdbebenforscher sind mit diesen sehr mühevollen Arbeiten beschäftigt.

Die geschilderten Verbiegungen, Blockverschiebungen und Verwerfungen sind der sichtbare Ausdruck erdbebenerzeugender Vorgänge, die ihren Sitz in größeren Tiefen haben. Es ist verfehlt, sie als Folgeerscheinung von Erdbeben zu deuten. Es gibt aber auch eine große Mannigfaltigkeit von Verlagerungen und Versetzungen in den obersten Erdschichten, die mit den Tiefenvorgängen nichts zu tun haben und von den Erdbebenschwingungen des Felsuntergrundes hervorgerufen werden. Sie treten fast immer auf, wenn lockere und wasserdurchtränkte Schichten oder Verwitterungsböden den Felsuntergrund in größerer oder geringerer Mächtigkeit bedecken. Während des Erdbebens werden die Deckschichten aufgelockert. An Steilhängen werden sie vom Felsuntergrund gelöst und kommen als *Erdrutsch* herab. Hunderte, ja Tausende solcher Erdbeben kommen bei manchen Beben vor. Die Auflockerung des Erdbodens kann so weit gehen, daß die einzelnen Erdbodenteilchen ihren Zusammenhang vollständig verlieren, der gelockerte Boden die Beweglichkeit einer Flüssigkeit erhält und mit großer Geschwindigkeit selbst schwach geneigte Böschungen herabfließt. Während des großen japanischen Bebens vom 1. September 1923 hat ein solcher *Erdfluß* von über einer Million Kubikmetern Erde ein 150 m breites, 6 km langes Tal mit einem mittleren Gefälle von 1:9 in 5 Minuten durchflossen, am Ausgang des Tales das Dorf Nebukawa mit 700 Einwohnern verschüttet, die Eisenbahnstation zerstört und einen gerade haltenden Personenzug mit Personal und Fahrgästen mitgerissen. Sehr häufig wird ein Flußbett versperrt, und ein Stausee entsteht. Meist durchbricht das aufgestaute Wasser nach einigen Wochen den Damm; der See läuft aus und verursacht große Überschwemmungen im Unterlauf des Tales.

Kommt es nur zu kleineren ungleichmäßigen Setzungen und Rutschungen des Bodens, so entstehen *Erdspalten*, eine sehr häufige Erscheinung. Sie kommen vorzugsweise an Berghängen, an Flußufern und in alten Flußtälern vor, können aber auch in ebenem Gelände, besonders in aufgeschüttetem und aufgefülltem Boden auftreten. Spalten in wasserdurchtränktem Boden werfen oft große Mengen von Wasser und Schlamm aus. Die Spalten können sehr lang sein. Kommen sie

im Zusammenhang mit *Bodensetzungen* vor, so werden sie leicht mit echten Verwerfungen verwechselt. Spalten können sich rasch wieder schließen, wenn in höherer Lage liegende Erde nachrutscht. Wo fließende Erde sich sammelt, kann *zusammengedrückter Boden* entstehen. Gebäude auf rutsch- und fließfähigem Boden sind stets aufs höchste gefährdet, ebenso Rohrleitungen, die in ihm verlegt, und Geleise, die in ihm verankert sind.

Es gibt einige ältere Berichte von Erdspalten, die sich mehrmals öffnen und schließen, dabei Menschen und Tiere verschlingen und erdrücken. Der letzte dieser Berichte stammt aus dem Jahre 1783, ist also schon recht alt und läßt sich kaum mehr auf seinen Wahrheitsgehalt prüfen. Von den vielen Beben des 19. und 20. Jahrhunderts sind den Erdbebenforschern keine ähnlichen Fälle bekanntgeworden. Nach A. Imamura sind sie, wenigstens für Japan, äußerst unwahrscheinlich.

Die Verschiebung größerer Erdmassen verändert auch die Wasserführung des Erdbodens. Quellen versiegen, neue Quellen brechen auf, trockenes Gelände wird überschwemmt und Seen laufen aus. Oft wird die Wasserversorgung der Städte bedroht.

Der Stoß von Seebeben pflanzt sich als Erschütterungswelle im Meerwasser von unten nach oben fort. An der Meeresoberfläche ist meist nichts zu sehen; auf Schiffen wird der Erdbebenschall gehört, in schwereren Fällen ein Stoß verspürt wie beim Auflaufen auf ein Riff. Es sind auch schon Masten gebrochen und Schiffe leck gestoßen worden. Gefährlich sind die Stoßwellen den Tiefseefischen. Mit verletzter Schwimmblase gelangen sie an die Oberfläche und sind nicht mehr fähig, in die Tiefe zurückzukehren. Zahlreiche tote Tiefseefische findet man häufig im Herdgebiet der Seebeben, so auch beim großen japanischen Beben vom 1. September 1923 (Abb. 4).

Wie auf dem Land, so kommen auch auf dem Meeresgrund Verwerfungen, Erdbeben und Erdflüsse vor. Mancher Kabelbruch gibt davon Kunde (Abb. 4). Erdmassenverlagerungen des Meeresgrundes werden auf das Wasser übertragen. Es ent-

stehen Meereswellen, *seismische Wogen*. Ihre Wellenlänge ist sehr groß, zwischen 100 und 1000 km, ihre Höhe ist auf offener See meist gering und mag die Größenordnung von einigen Zentimetern bis höchstens 1—2 Metern haben. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit hängt von der Meerestiefe ab. In 100 m tiefem Wasser beträgt sie 31 m/sec, bei 1000 m 99 m/sec, bei 8000 m 280 m/sec. Es werden also einige hundert Kilometer in der Stunde zurückgelegt. Die Schwingungsdauer (Periode) ist sehr lang, etwa $\frac{1}{4}$ —1 Stunde. Wenige Schwingungen genügen, eine seismische Woge über einen ganzen Ozean zu tragen. Die seismischen Wogen stärkerer Beben im Westpazifik¹ werden von den Schreibpegeln aller pazifischen Küstenstationen aufgenommen. Als der Inselvulkan Krakatao in der Sundastraße am 27. August 1883 durch eine vulkanische Explosion zum größten Teil zerstört wurde, hat man die Woge auf der ganzen Erde nachweisen können.

Oft kündigt sich die seismische Woge durch unerwartetes Zurückfluten des Meeres an, je nach der Entfernung vom Ursprungsort einige Minuten bis etwa $\frac{1}{2}$ Stunde nach dem Beben. Dann kommt nach 5—10 Minuten die Hauptwelle.

Auf hoher See werden die seismischen Wogen von Schiffen nicht wahrgenommen. An den herdnahen Küsten jedoch bilden sie sich zu einer der gefährlichsten Erdbebenerscheinungen aus. Bei der Annäherung an das Land wird die anlaufende Wassermasse gestaut, brandet mit großer Gewalt gegen die Ufer und reißt alles mit, was sie erreicht. Solche Wellen werden *Tunami*² genannt. Besonders gefährdet sind V-förmige Meeresbuchten und Flußmündungen mit steilen Ufern, also gerade solche Plätze, die als natürliche Häfen Fischerei und Seeverkehr an sich ziehen. An der japanischen Ostküste haben seismische Wogen stellenweise Höhen von 30—40 m erreicht, und manche kleine Hafenstadt hat ein schreckliches Ende gefunden.

Der Ursprung der seismischen Wogen liegt im Schüttergebiet, braucht aber nicht genau mit dem Zentrum des Bebens

¹ Pazifik: Stiller Ozean.

² Tu (jap.) = Hafen, nami (jap.) = lange Welle; *Tunami* = lange Welle im Hafen.

zusammenzufallen. Auch tritt die seismische Woge nicht immer dort am verheerendsten auf, wo die Bebenbewegung am stärksten ist. Als Beispiel zeigt Abb. 5 Ankunftsrichtung und Höhe der seismischen Wogen des Messina-Bebens von 1908. Die Richtungen deuten einen doppelten Ursprung der Wogen an, und nur der eine Ursprungsort liegt im Epizentrum des Bebens. In der Gegend von Messina, wo die größten Bebenzerstörungen auftraten, waren die seismischen Wogen verhältnismäßig schwach. Ihre größte Höhe haben sie an den südlichen Küsten der Straße von Messina erreicht. Bei dem kalifornischen Erdbeben vom 18. April 1906 fehlten seismische Wogen, obwohl sich ein Teil der Herdverwerfung unter dem Ozean herzieht (Abb. 17, S. 42). Es sind offenbar nur waagrechte, keine wesentlichen senkrechten Verlagerungen am Meeresboden vorgekommen.

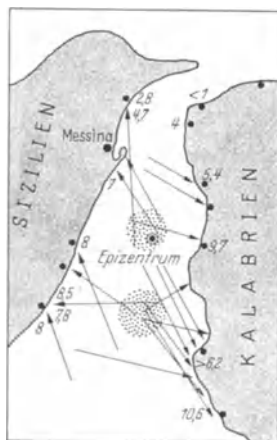


Abb. 5. Messina-Beben vom 28. Dezember 1908. Ankunftsrichtung und Höhe der seismischen Woge. Nach F. Omori. Zahlenangaben in Metern.

Erdbebenschäden.

Treten die geschilderten Vorgänge in dicht besiedelten und bebauten Gegenden auf, so können sie zu großen Katastrophen führen. So werden vom großen japanischen Beben (1. September 1923) aus Tokio, Yokohama und Umgebung die folgenden Schäden berichtet.

Tote	99 331	} 246 540
Verletzte	103 733	
VermiBte	43 476	
Vollständig zerstörte Häuser . . .	128 266	} 702 495
Teilweise zerstörte Häuser . . .	126 233	
Verbrannte Häuser	447 128	
Weggeschwemmte Häuser	868	
Sachschaden	5 506 386 034 Yen ¹	(5,5 Milliarden Yen)

¹ Zum Vergleich: Roherzeugungswert der japanischen Industrie 1923 (etwa 2 Millionen Arbeiter) 8 Milliarden Yen. 1 Yen = 2,092 RM Goldparität.

Schäden von dieser Höhe sind selten, immerhin wurde ihre Größe mehrmals fast erreicht, wie man aus der folgenden Aufstellung bekannter Schadenbeben sieht.

1. November 1755. Lissabon. Hafenmauer mit vielen Menschen ins Meer gestürzt, $12\frac{1}{2}$ m hohe seismische Woge, weit ausgedehntes Schüttergebiet (bis Nordafrika und Mitteleuropa). 32 000 Tote.
5. Februar 1783. Calabrien (Italien). Mächtige Erdrutsche, seismische Woge. 30 000 Tote, dazu 20 000 an Epidemien Gestorbene.
28. Oktober 1891. Mino-Owari (Japan). Große Herdverwerfung. Längs einem über 100 km langen System von Bruchflächen Senkung bis 7 m, waagrechte Verschiebung bis 4 m. 42 000 Häuser zerstört, 7 000 Tote.
15. Juni 1896. Sanriku (japanische Ostküste). Herd im Ozean. Bis 30 m hohe seismische Woge. 11 000 Häuser weggeschwemmt, 2 000 teilweise zerstört, 27 000 Tote, 9 000 Verletzte.
18. April 1906. Kalifornien (San Franzisko). Waagrechte Verschiebungen an der über 600 km langen San Andreas-Verwerfung. Das Geschäftsviertel von San Franzisko zerstört, hauptsächlich durch Feuer. Nicht ganz 1 000 Tote. Der Sachschaden schätzungsweise 350 Millionen Dollar¹.
28. Dezember 1908. Messina (Sizilien) und Calabrien. Erdspalten, Küstensenkung, seismische Wogen. Messina zum Teil zerstört, hauptsächlich von der Bebenbewegung selbst. In Messina 83 000 Tote von 138 000 Einwohnern, in Reggio (Calabrien) 20 000 Tote von 40 000 Einwohnern.
16. Dezember 1920. Ping-liang (Prov. Kansu, China). Zerstörungen bis in 500 km Herdentfernung. Im Lößgebiet gewaltige Bodenveränderungen: Spalten, Erdrutsche, abgedämmte Täler. Schwerstes bis dahin bekanntes Beben. 200 000 Tote.
1. September 1923. Sagami-Bai (Japan). „Großes japanisches Beben“. Tokio und Yokohama zerstört, hauptsächlich durch Feuer. Seismische Wogen. 126 000 Häuser teilweise, 576 000 Häuser vollständig zerstört. 247 000 Tote, Verletzte und Vermißte. Sachschaden 5,5 Milliarden Yen.
2. März 1933. Sanriku (japanische Ostküste). Herd im Ozean. Bis $28\frac{1}{2}$ m hohe seismische Woge, auf allen Pegelstationen des Pazifik aufgezeichnet. Bodenbewegung in Mitteleuropa, 9 000 km vom Herd entfernt, noch über 2 cm (Doppelamplitude). Viele Ortschaften weggeschwemmt. 4 000 Häuser zerstört, 3 000 Tote.
30. Mai 1935. Indien. Quetta und über 100 Ortschaften in einem Gebiet von 200×35 qkm zerstört. In Quetta 26 000 Tote von 40 000 Einwohnern, in Kalat und Mastung 12 000 — 15 000 Tote.

Hiergegen ist die Wirkung des schadenreichsten mitteleuropäischen Bebens gering:

18. Oktober 1356. Basel. 34 Ortschaften schwer beschädigt. 300 Tote.

¹ 1 Dollar damals 4,20 Mark.

Es gibt Erdbeben, bei denen die Bodenerschütterung selbst den größten Teil des Schadens hervorruft. Das bekannteste Beispiel ist das Erdbeben von Messina (1908). Ganze Straßenzüge eng und schlecht gebauter Häuser fielen den ersten Stößen zum Opfer. Große Trümmerhaufen füllten die schmalen Gassen meterhoch an und versperrten denen den Ausweg, die dem Zusammensturz der Häuser entronnen und bis auf die Straße gelangt waren. Sie wurden von nachstürzenden Mauern erschlagen und von nachrutschendem Schutt begraben. In den am schwersten erschütterten Stadtteilen hielten nur einige gut gebaute Prachtfassaden stand. Große Verheerungen hat auch die seismische Woge angerichtet.

Eine gefährliche Begleiterscheinung des Erdbebens ist das Feuer. Gelegenheiten zur Entzündung gibt es in großer Zahl. In jeder Ortschaft sind stets offene Feuerstellen vorhanden, und in jedem Haus gibt es brennbares Material, das während des Einsturzes in die Nähe des Feuers gelangen kann. Aus beschädigten Rohrleitungen ausströmendes Gas ist eine besonders ernste Gefahrenquelle. Die große Zahl der gleichzeitig ausbrechenden Brände macht oft eine zielbewußte Bekämpfung unmöglich, und es kommt hinzu, daß die zerstörten Wasserleitungen nicht genug Wasser hergeben. Das kalifornische Erdbeben von 1906 und das große japanische Erdbeben von 1923 sind hervorragende Beispiele für Schadenbeben, bei denen der Feuerschaden ein Vielfaches des reinen Erdbebenschadens beträgt.

Beim kalifornischen Beben von 1906 hatte San Franzisko als erste moderne Großstadt die Erdbebenprobe zu bestehen, und die Erfahrungen dieses Bebens sind richtunggebend für den Städtebau in Erdbebengebieten geworden. In Anbetracht der großen Blockverschiebungen an der nicht weit entfernten San Andreas-Verwerfung war der Schaden der Erdbebenstöße verhältnismäßig gering. Stein- und Eisenskelettbauten wurden wenig beschädigt, wenn sie aus festem Material mit Sorgfalt ausgeführt waren. Als sehr gefährlich erwies sich aufgeschütteter und aufgefüllter Boden¹. Hier kamen beträchtliche Bodenversetzungen vor, wobei ganze Häuserzeilen den Boden

¹ Sogenanntes „gemachtes Land“ (made land).

unter den Fundamenten verloren, mitgerissen und gekippt wurden (Abb. 6). Straßenbahngleise wurden von dem fließenden Untergrund mitgenommen, verbogen und zusammengestaucht (Abb. 7). Wo Wasserleitungen die Herdverwerfungen kreuzten, wurden sie vielfach zerstört; es kamen auch Zerstörungen von Rohrleitungen in sich ungleichmäßig setz-



G. K. Gilbert, phot.

Abb. 6. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. San Francisco, Howard Street. Die Häuser wurden vom fließenden Untergrund mitgenommen (nach links versetzt) und, wo der Boden weggeflossen ist, gekippt.

dem, rutschendem und zusammengepreßtem Lockerboden vor (Abb. 8 und 9). Mit dem Zusammenbruch der Wasserversorgung in San Francisco war den Feuerwehren die Möglichkeit zu erfolgreichen Löschversuchen genommen, und es ist dieser Umstand nächst der nicht sehr feuersicheren Bauweise als Hauptursache der ungehinderten Ausbreitung des an über 50 Stellen ausgebrochenen Feuers anzusehen. Im Laufe von 4 Tagen brannte das Geschäftsviertel von San Francisco fast

vollständig nieder. Der Brandschaden war so groß, daß man in den Vereinigten Staaten nicht vom Erdbeben, sondern vom Brand von San Franzisko sprach und die Feuerversicherungen sich veranlaßt sahen, von nun an regelmäßig die Erdbebenklausel einzuführen, wonach Feuerschäden, die im Anschluß



G. K. Gilbert, phot.

Abb. 7. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. San Franzisko, Howard Street. Der Boden im Vordergrund rechts hat sich gesetzt und verschoben, dabei die Schienen mitgenommen und verbogen.

an Erdbeben entstehen, nur bei besonderer Abmachung und erhöhter Prämie mitversichert sind. Der Sachschaden wird auf 350 Millionen Dollar geschätzt, der Wiederaufbau hat 2 Jahre gedauert. Ein wesentlicher Teil des Wiederaufbaues war die Schaffung einer erdbebensicheren Wasserversorgung. Hierbei hat man wichtige Rohrleitungen, oft auf großen Umwegen, so geführt, daß sie keine der den Geologen bekannten Verwerfungen kreuzen. Wo sich dies nicht durchführen ließ, hat man

unterirdische Sammelbecken angelegt, um einem möglichen Wassermangel vorzubeugen. Man hofft, selbst ein an so vielen Stellen ausbrechendes Feuer wie das von 1906 in kurzer Zeit löschen zu können.

Noch viel schlimmer, der zahlreichen Menschenopfer wegen, war die Wirkung des Feuers beim großen japanischen Beben



Abb. 8. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. Zerrissene Wasserleitung.

von 1923 in Tokio und Yokohama. In Tokio hat der Erdbebenstoß etwa 10 000 Häuser zerstört, und nach den Erfahrungen bei anderen japanischen Erdbeben nimmt man an, daß hierbei nicht wesentlich mehr als etwa 1000 Menschen erschlagen wurden. Die meisten der übrigen Verluste fallen dem Feuer zur Last. Tausende verbrannten und erstickten im Feuer; zahllose ertranken in Flußarmen und Hafenbecken, in die sie, vor dem Feuer Schutz suchend, gesprungen waren. In Tokio hat das Feuer 366 262 Häuser auf einem Bereich von 35,85 qkm zerstört, und es sind etwa 58 000 Menschen durch das Feuer umgekommen. An 212 Stellen brachen verheerende Brände

aus; dazu kamen noch etwa 40 Feuerherde, an denen es gelang, rechtzeitig zu löschen. 136 Brände entstanden in der ersten halben Stunde nach dem Beben. Angefacht und ausgebreitet von Sturm und Wirbelwinden, fand das Feuer reichlich Nahrung an den Holzhäusern. Manche für feuersicher angesehene Gebäude waren nicht mehr feuerfest, nachdem der Erdbebenstoß sie ihrer Dachziegel beraubt und an den Wänden schwer beschädigt hatte. Der Ausfall von 277 zerstörten Brücken, von denen 246 verbrannten, hat wesentlich zur Stei-

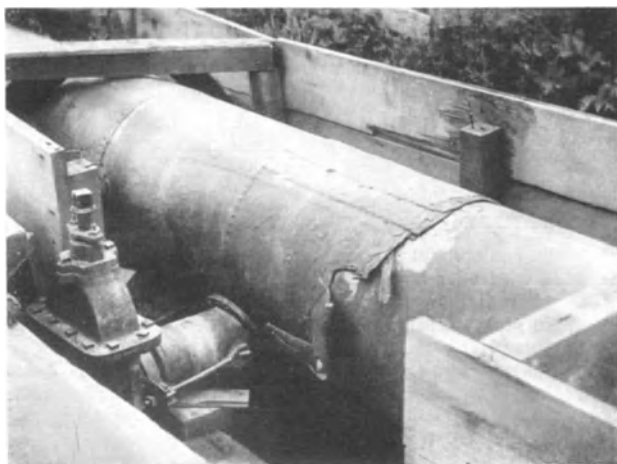


Abb. 9. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. Zusammengestauchte Wasserleitung.

gerung der Katastrophe beigetragen. Denn Tausenden war es nicht mehr möglich, sich über die Brücken in Sicherheit zu bringen. Verderblich war auch das von den Flüchtlingen gerettete und mitgeschleppte Eigentum. Sehr feuergefährlich, wurde es von den herumfliegenden Funken entzündet; die Besitzer kamen in den Flammen um. Das schwerste Unglück dieser Art ereignete sich auf einem freien Platz im Stadtteil Honzyo beim Militärbekleidungsamt. Der 100 000 qm große Platz war von 40 000 Flüchtlingen und ihrem geretteten Eigentum so vollgepackt, daß es kaum einem mehr möglich war, sich zu bewegen. Vier Stunden nach dem Beben, gegen vier

Uhr nachmittags, kam das von wechselnden Winden angefachte und ausgebreitete Feuer von drei Seiten an den Platz heran. Nur die vierte, an einem Flußlauf gelegene Seite blieb frei. Noch ehe das Gepäck angezündet war, hatten Rauch und Hitze viele der Flüchtlinge erstickt und versengt. Plötzlich regneten zahllose Funken hernieder, und alles Brennbares ging in Flammen auf. 38 000 Menschen kamen um, nur 2000 konnten sich retten.

Wie in Tokio, so hat sich auch in der näher am Herd gelegenen Stadt Yokohama gezeigt, daß in erdbebengefährdeten Städten außer erdbebensicherer Bauweise größtmögliche Feuer-sicherheit und eine erdbebensichere Löscheinrichtung unum-gänglich notwendig sind. Auch müssen feuergefährliche Stoffe und Chemikalien sorgfältig und sicher aufbewahrt werden. Ferner ist die Bevölkerung über richtiges Verhalten bei Erd-beben zu unterrichten.

A. Imamura gibt folgende Verhaltensmaßregeln:

1. Achte in den ersten zwei oder drei Sekunden darauf, ob das Erdbeben stark werden wird oder nicht und handle entsprechend. Wenn zu Beginn Gegenstände heruntergeworfen werden und Risse in den Mauern entstehen, dann wird ein großes Erdbeben kommen. Wenn die ersten Stöße schwach sind, so liegt der Herd weiter entfernt, und es kommt darauf an, ins Freie zu gelangen, ehe der starke Hauptstoß kommt. Wenn jedoch die ersten Bewegungen kurze Schwingungsdauer haben, scharf und schnell sind, so ist der Herd nahe. In diesem Fall wird der Hauptstoß voraussichtlich zehnmal so stark sein wie der Anfang.

2. Sobald man erkannt hat, daß sich die Bodenbewegung zu einem starken Erdbeben entwickelt, wird natürlich jeder versuchen, ins Freie zu kommen. Aber man darf nicht vergessen, jede Flamme im Haus auszumachen.

3. In zwei- oder dreistöckigen Holzhäusern sind die oberen Stockwerke sicherer als das Erdgeschoß. Hat man das Pech, in den oberen Stockwerken eines sehr großen modernen Gebäudes überrascht zu werden, so hat man fast keine Aussicht, noch ins Freie zu kommen.

4. Im Innern eines Gebäudes findet man unter oder nahe bei einem größeren, massigen Möbelstück vorläufigen Schutz. In Schulen ist sicherer Platz unter den Pulten. Bleibe in Holzhäusern nicht unter den Balken. Halte dich in Häusern von europäischer Bauart von Füllmauern, Feuerstellen und Ziegelschornsteinen entfernt. Gibt es keinen besseren Platz, so stelle man sich in den Türrahmen.

5. Außerhalb der Häuser hüte man sich vor fallenden Dachziegeln und Mauern, umfallenden Ziegel- und Steineinfriedigungen und Schornsteinen.

6. An der Küste achte man auf seismische Wogen, besonders wenn man von dem Ort weiß, daß er gefährdet ist. In der Nähe von Hügeln drohen Erd-rutsche, Steinfälle und Erdflüsse.

7. Wenn man bei einem großen Erdbeben die erste Minute überlebt hat, so kann man annehmen, daß die schlimmste Gefahr vorüber ist; die Nachstöße sind nicht mehr zu fürchten. Erdspalten sind in Japan niemals groß genug, um Menschen und Tiere zu verschlingen. Alte und Junge sollen ihre Anstrengungen vereinigen, jedes Feuer im Keim zu ersticken und erst später mit dem Rettungswerk beginnen. So können viel mehr Menschenleben — ungeachtet der Sachwerte — gerettet werden, als wenn man dem Feuer auch nur einen Augenblick Gelegenheit gibt, die Oberhand zu gewinnen.

8. Man soll stets beachten, daß aus einem zusammengestürzten Haus noch mehrere Stunden nach dem Erdbeben Feuer ausbrechen kann.

9. Bei einem stärkeren Erdbeben untersuche sofort, ob die städtische Wasserversorgung versagen will und verschaffe dir nötigenfalls genug Wasser zur Bekämpfung des Feuers. Wende auch alle Methoden der Feuerlöschung ohne Wasser an.

10. Die stärksten Nachstöße haben höchstens $\frac{1}{10}$ der Stärke des Hauptbebens. Häuser, die das Hauptbeben überstanden haben, auch wenn sie etwas beschädigt oder aus dem Lot gebracht sind, werden kaum von den Nachbeben zerstört. Dies gilt natürlich nicht für sehr schwer beschädigte oder beanspruchte Häuser, selbst wenn sie noch stehen.

Am 20. Juni 1894 wurde Tokio von einem Beben erschüttert, dessen Stärke etwa $\frac{1}{3}$ von der des großen Bebens war. Hierbei wurden 0,48% der Holzhäuser, 3,47% der Steinbauten und 10,21% der aus Ziegelsteinen gebauten Häuser zerstört. An der hohen Zahl der zerstörten Ziegelbauten ist die schlechte Qualität des Materials wesentlich mitbeteiligt, haben doch beim großen Beben von 1923 zahlreiche Ziegelbauten in Tokio die stärkeren Erdstöße gut überstanden. Näher am Herd, in Yokohama, blieb 1923 allerdings kein einziges der aus Ziegelsteinen gebauten Häuser verschont. Mauerwerk und Mörtel müssen eine Beanspruchung von 2 kg/qcm aushalten können; Baumaterial mit geringerer Festigkeit ist in Erdbebenländern nicht angebracht.

In Europa sind Gebäude aus Ziegelsteinen sehr zahlreich, und es ist für die Verhütung von Erdbebenschäden in den europäischen Ländern wichtig, das Verhalten der Ziegelbauten besonders zu untersuchen. Ziegelbauten auf festem Felsuntergrund sind nur durch die Schwingungen gefährdet, Bauten auf lockerem Boden außerdem durch Bodensetzung und Rutschung. Bei jeder dieser Beanspruchungen treten charakteristische Schadenbilder auf (Abb. 10), die alle in schweren Fällen zu vollkommener Zerstörung führen können. Modellversuche auf Schütteltischen haben eindrucksvolle Ergebnisse über die Wir-

kung der Erdbebenschwingungen auf Ziegelbauten gebracht (Abb. 11).

Bei Ziegelbauten kommen *Zufallsschäden* recht häufig vor,

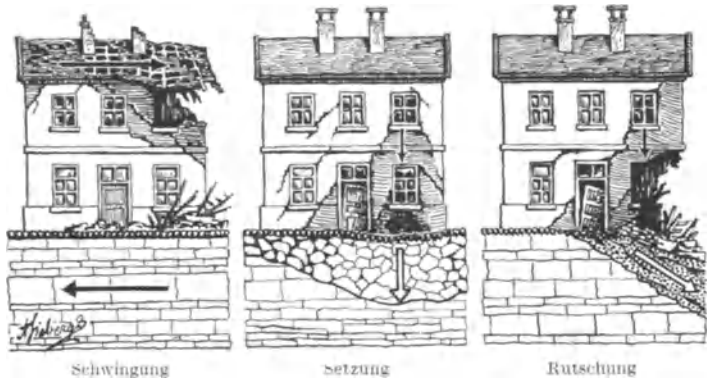


Abb. 10. Typische Erdbebenschäden an Ziegelbauten von europäischer Bauart. Nach A. Sieberg.

wenn herabfallende Schornsteine, Giebel und Mauerstücke aus höheren Gebäudeteilen das Dach niedrigerer Gebäudeteile durchschlagen und im Inneren neue Verwüstungen anrichten. Ohne

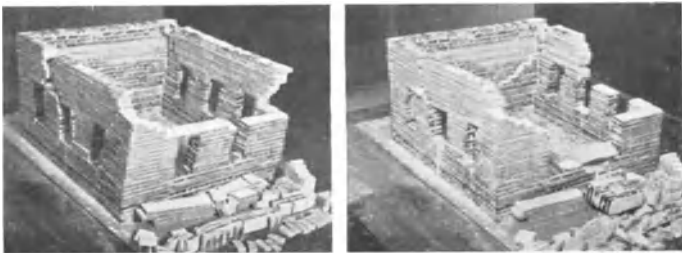


Abb. 11. Modellversuch: Erdbebenschäden an Ziegelbauten (Bodenschwingung). Nach A. Sieberg.

Beachtung dieses Umstandes wird man den ganzen Schaden der Erdbebenbewegung zuschreiben und auf eine zu hohe Schätzung der Erdbebenstärke kommen. Bei der Auswertung von Erdbebenbeobachtungen hat man streng zwischen reinen Erdbebenschäden und Zufallsschäden zu unterscheiden. Zufallsschäden können zu einem großen Teil verhindert werden,

wenn man auf den Anbau leicht abfallender Verzierungen verzichtet, die Durchführung der Schornsteine durch die Dächer vermeidet und haltbare Dachkonstruktionen mit großer Seitensteifigkeit verwendet.

Stahlskelettbauten haben vielfach starke Erdbeben gut überstanden. Auch bei ihnen kommt es auf gute, haltbare Ausführung an, die den waagerechten Erdbebenstößen genug



Abb. 12. Großes japanisches Beben vom 1. September 1923. Palast-Hotel, Tokio. Eisenskelettbau. Das Füllmauerwerk im zweiten Stockwerk hat den waagerechten Bebenstößen nicht standgehalten und ist herausgeplatzt. Die eisernen Säulen sind bis zu 30 cm verbogen, um einen entsprechenden Betrag hat sich der sonst unversehrt gebliebene obere Teil des Gebäudes gegen den unteren Teil verschoben. Im Hintergrund das brennende Kaiserliche Theater. 1 Stunde nach dem Erdbeben.

Widerstand bietet. Stahlskelettbauten sind bei Feuer dadurch gefährdet, daß der Stahl in großer Hitze seine guten Eigenschaften verliert und weich wird. In San Franzisko 1906 und in Tokio 1923 haben zahlreiche Stahlskelettbauten die starken Erdbebenstöße ausgehalten und sind später in der Hitze des Feuers zusammengebrochen. Mangelnde Seitensteifigkeit und schlechte Mauerwerksausfüllung bringen Versetzungen und Beschädigungen hervor (Abb. 12).

Eisenbetonbauten und Eisenbetonfüllungen zwischen Stahl-

rahmen halten in gutem Zustand sehr starke Erdbeben aus. Nur dürfen die Eisenverstärkungen nicht rosten. Es kann vorkommen, daß beim ersten, sonst gut überstandenen Erdbeben Risse entstehen, die der Luft Zutritt geben, so daß das Rosten beginnt und fortschreitet und schließlich bei einem späteren Beben der Eisenbeton nicht mehr fest genug ist. Die Bauten sind also nach jedem Erdbeben gut zu untersuchen und nötigenfalls sorgfältig zu reparieren.



Abb. 13. Zerstörung eines Tempels. Zu schweres Dach. Großes japanisches Beben vom 1. September 1923.

Holzhäuser sind sehr feuergefährlich, können aber leicht erdbebensicher gebaut werden. Sie müssen starke Stützen haben und dürfen oben nicht zu schwer sein. Bei mehrstöckigen Gebäuden bricht meist das Erdgeschoß zusammen, während die oberen Stockwerke mehr oder weniger unversehrt bleiben. Daher ist der Aufenthalt in den oberen Stockwerken sicherer als im Erdgeschoß. Charakteristisch für die japanische Holzbauweise ist die sehr häufige Zerstörung von Tempeln mit zu schwerem Dach (Abb. 13). Ein Beispiel für die Widerstandsfähigkeit von Häusern mit leichtem Dach gibt das Badehaus in Mineyama, das, mit Asbestplatten gedeckt, vom Erdbeben nur wenig beschädigt und vom Feuer nicht ergriffen

wurde (Abb. 14), während in der Nachbarschaft kaum ein Haus stehen blieb.

Für die Erdbebensicherheit von Bauwerken ist außer der Bauweise auch der Untergrund ausschlaggebend. Es ist nicht möglich, erdbebensicher zu bauen, wenn das Gefüge des Baugrundes bei einem Erdbeben durch Rutschungen, Setzungen und Erdflüsse wesentlich verändert werden kann. Daher sind lockere Böden an Steilhängen als Baugrund ungeeignet.

Fester Felsuntergrund, besonders wenn er einer größeren, von nur wenig Klüften und Verwerfungen durchzogenen Erdkrustenscholle angehört, nimmt die ankommenden Erdbebenschwingungen unverändert auf. Die Erdbebenwirkungen sind selbst bei stärkeren Beben verhältnismäßig gering. Sehr mächtige, lockere Schichten, die den Felsuntergrund bedecken, können die ihnen vom Untergrund aufgezwungenen Bewegungen nach oben hin dämpfen.

Ganz anders verhalten sich dünne, dem Felsuntergrund aufliegende Lockerböden und Verwitterungsschichten. Sie geben die Schwingungen des Untergrundes stark vergrößert wieder, ähnlich wie ein Gelatinepudding selbst auf schwach angestoßener Schüssel in heftige Schwingungen gerät. Solche Böden sind als Baugrund außerordentlich gefährlich, besonders auch, weil neben der eigentlichen Bebengefahr die Möglichkeit ausgedehnter Rutschungen, Setzungen und Erdflüsse besteht.

Sehr oft haben die beweglichen Bodenschichten nur geringe Mächtigkeit. Dann kann es genügen, mit den Fundamenten etwas tiefer als gewöhnlich zu gehen, um festen Stand zu fin-



Abb. 14. Großes Tango-Beben (Japan) vom 7. März 1927. Haus mit leichtem Dach in Mineyama, in fast vollständig zerstörter Umgebung nur leicht beschädigt. Nach T. Taniguchi.

den. So wurden in San Franzisko und in Tokio die in den oberen Schichten verlegten Leitungen für Gas und Wasser schwer beschädigt, während die etwas tiefer in festerem Boden eingebetteten Leitungen der Kanalisation in Tokio nur wenig gelitten haben. Leichtere Bauten auf weichem Boden wurden in großer Zahl zerstört, dagegen haben sorgfältig gebaute, tief gegründete Eisenbeton- und Stahlbauten auf weichem Boden das Beben ebensogut überstanden wie auf festem. Hierbei kann auch eine Verfestigung des Baugrundes durch eingerammte Pfähle wirksam gewesen sein.

Bei allen größeren Erdbebenkatastrophen und vielen kleineren Beben haben sich die geschilderten Beziehungen zwischen Baugrund, Bebenstärke und Zerstörungen stets von neuem gezeigt. Es ist kein Zweifel, daß man die zerstörende Wirkung selbst starker Beben erheblich mildern kann, wenn bei der Städteplanung auf diese Umstände Rücksicht genommen wird.

Vor den Verwüstungen seismischer Wogen bewahrt man sich am sichersten, wenn man häufig heimgesuchte Ortschaften bei dem Wiederaufbau auf höhergelegenes Land verlegt. Liegt jedoch die ganze Umgebung nur wenige Meter über dem Meeresspiegel, so muß man sich darauf beschränken, einige größere Gebäude, z. B. Schulen, aus Eisenbeton mit tiefreichenden Fundamenten auszuführen und das untere Stockwerk so stark zu bauen, daß es den Anprall der Wogen aushält. Die oberen Stockwerke können als Schutzräume für die Bevölkerung dienen, die, von dem Erdbeben, von unerwarteter Senkung des Meeresspiegels oder dem Geräusch der ankommenden Woge gewarnt, sich oft noch rechtzeitig in Sicherheit bringen kann. Die Schutzräume dürfen nicht zu früh verlassen werden; denn es können mehrere Wogen nacheinander ankommen, von denen die späteren häufig gewaltiger sind als die ersten. Volkreiche Städte, die von nicht allzu hohen seismischen Wogen bedroht sind, kann man auch mit Mauern oder Deichen schützen. Bühnen und andere Arten von Wellenbrechern haben nur bei sehr geringen Wellenhöhen Erfolg. Bei günstigem Gelände mag es möglich sein, mit Dämmen die ankommende, noch nicht sehr hohe Woge in unbewohnte Niederungen zu leiten, in denen sie sich ausläuft.

Stärke und Energie der Erdbeben.

Die Zahl der Toten und Verletzten ist kein brauchbares Maß für die Stärke eines Erdbebens. Es wirken so viele Zufälligkeiten mit wie Jahreszeit, Tageszeit, Wetter, Klima, Bevölkerungsdichte, Kulturzustand, Bauweise, Baumaterial, Baugrund, Feuerlöschwesen, Sanitätswesen, Polizeigewalt, Disziplin, daß man nur ganz allgemein bei zahlreichen Menschenopfern auf ein stärkeres Beben schließen kann. Durch Häufung unglücklicher Umstände kann gelegentlich ein schwaches Beben verderbenbringend sein; und es kommt häufig vor, daß starke Beben nur wenig Verluste bringen, weil der Herd in dünn besiedelter, unkultivierter Gegend liegt, wo auch größere Veränderungen des Erdbodens nur wenig Schaden anrichten können. Aus dem Gesamtbild der Erdbebenwirkungen und Erdbebenschäden wird die örtliche Erdbebenstärke im Schüttergebiet bestimmt. Solche Untersuchungen sind sehr mühsam, und es muß mit scharfer Kritik dabei vorgegangen werden. Es ist sehr wichtig, daß man in Augenzeugenberichten den Wahrheitsgehalt von Übertreibungen unterscheiden kann, Zufallsschäden als solche erkennt und Bodenveränderungen von nur örtlicher Bedeutung richtig einschätzt. Nach solcher Sichtung des Beobachtungsmaterials kann der *Stärkegrad* der Bodenbewegung angegeben werden. Hierzu hat man die beobachteten Erdbebenerscheinungen nach dem ihnen entsprechenden Stärkegrad in eine *Stärkeskala* eingeordnet.

Zur Aufstellung einer Stärkeskala braucht man ein Merkmal der Bodenbewegung, das eindeutig die Bebenstärke charakterisiert. Zunächst wird man an die Schwingungsweite der Bodenbewegung denken. Aber eine kleine Überlegung zeigt, daß die Schwingungsweite als Maß für die Bebenstärke nicht geeignet ist. Eine Bodenschwingung kann nämlich noch so weit ausschlagen: wenn sie langsam genug vor sich geht, wird sie nicht gefühlt und richtet keinen Schaden an. Man wird dann trotz der großen Schwingungsweite nicht von einem starken Beben sprechen.

Bei einem starken Beben ist die Bodenbewegung nicht nur groß, sondern auch schnell. Dabei ist die Geschwindigkeit

allein auch nicht maßgebend. Das kann jeder beobachten, der in einem der modernen Schnellverkehrsmittel fährt. Auf gerader Strecke bei glatter, gleichmäßiger Fahrt kann die Geschwindigkeit noch so groß sein: Man wird sie zwar beim Blick durch das Fenster an dem Vorbeihuschen der Landschaft erkennen; aber im Innern des Wagens, bei geschlossenen Vorhängen, wird man sie weder fühlen noch beobachten können. Das geht so weit, daß viele Fluggäste jeden Eindruck von der Geschwindigkeit ihres Flugzeuges verlieren; sie empfinden die Fahrgastkabine als fest und sehen die Landschaft in der Tiefe mit denselben Augen an wie der Kinobesucher das Bild auf der Leinwand. Dieser Zustand ändert sich sofort, wenn sich die Geschwindigkeit ändert, der Wagen bremst oder das Flugzeug zum Gleitflug übergeht. Je unvermittelter die Geschwindigkeitsänderung ist, um so eindrucksvoller wird sie fühlbar. Die Geschwindigkeitsänderung ist also maßgebend für den Eindruck einer Erschütterung; die Geschwindigkeitsänderung in der Zeiteinheit ist das Maß der Erdbebenstärke.

Eine Geschwindigkeitszunahme wird *Beschleunigung* genannt. Eine Geschwindigkeitsabnahme, im gewöhnlichen Sprachgebrauch Verzögerung, wird in der Wissenschaft als negative Beschleunigung aufgefaßt und mit einem Minuszeichen (—) versehen. Man mißt die Geschwindigkeit in Wegeinheiten pro Sekunde (mm/sec, cm/sec, km/sec), vielfach auch in Wegeinheiten pro Stunde (z. B. km/std). Beschleunigung ist die Geschwindigkeitsänderung in der Zeiteinheit. Sie wird in Geschwindigkeitseinheiten pro Sekunde gemessen ($[\text{mm/sec}]/\text{sec} = \text{mm/sec}^2$, cm/sec^2). Nimmt die Geschwindigkeit in einer Sekunde um 1 cm/sec zu, so beträgt die Beschleunigung 1 cm/sec². Dieser Beschleunigung hat man nach dem berühmten Physiker Galilei den Namen „Gal“ gegeben.

Das einfachste Beispiel einer beschleunigten Bewegung ist der freie Fall im luftleeren Raum. Die Anziehungskraft der Erde gibt dem fallenden Körper eine gleichbleibende Beschleunigung von 981 Gal. Der Fall beginnt mit der Geschwindigkeit Null; nach einer Sekunde ist die Geschwindigkeit 981 cm/sec erreicht, zwei Sekunden nach Fallbeginn beträgt sie $2 \times 981 = 1962$ cm/sec, drei Sekunden nach Fallbeginn

$3 \times 981 = 2943$ cm/sec usf. Von Sekunde zu Sekunde wächst die Geschwindigkeit um den gleichen Betrag. Für die *Schwerebeschleunigung* 981 Gal hat man die Bezeichnung g allgemein eingeführt. Mit ihr werden vielfach andere Beschleunigungen verglichen, auch die der Bodenbewegungen bei Erdbeben.

Bei Bodenschwingungen ändern Geschwindigkeit und Beschleunigung des Bodenteilchens periodisch ihre Richtung und Größe. Die Beziehungen zwischen Bewegung, Geschwindigkeit und Beschleunigung sind in Abb. 15 an zwei Beispielen einfacher Schwingungsformen dargestellt. In der obersten Zeile sieht man links eine größere langsamere, rechts eine kleinere schnellere Bodenschwingung so aufgezeichnet, wie sie in den Seismogrammen erscheinen.

Von links nach rechts ist die Zeit aufgetragen, von unten nach oben der jeweilige Abstand von der Ruhelage. Die linke Schwingung hat eine Schwingungsweite von 1 cm, und eine Schwingungsdauer von 1 Sekunde, bei der rechten Schwingung beträgt die Schwingungsweite $1/2$ cm und die Schwingungsdauer $1/4$ Sekunde.

In der zweiten Zeile ist in gleicher Weise die Geschwindigkeit aufgetragen, und zwar nach oben, wenn das Bodenteilchen nach oben schwingt, und nach unten, wenn es sich nach unten bewegt. Die Periode der Geschwindigkeitskurve ist dieselbe wie bei der Bewegung selbst: links 1 Sekunde, rechts $1/4$ Sekunde. Jedoch läuft die Geschwindigkeit der Bewegung um $1/4$ Periode voraus. Die Geschwindigkeit ist dann am größten, wenn das Bodenteilchen durch die Ruhelage schwingt; sie ist gleich Null, wenn das Bodenteilchen den größten Ausschlag erreicht hat.

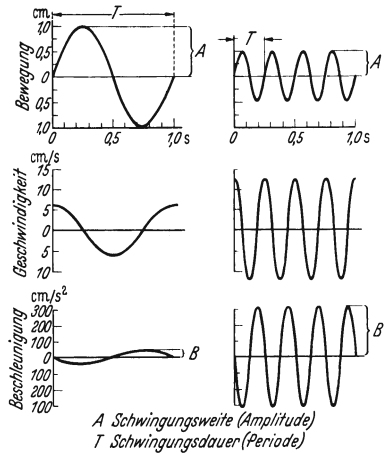


Abb. 15. Bewegung, Geschwindigkeit, Beschleunigung regelmäßiger Schwingungen.

Wie die Geschwindigkeit zur Bewegung, so verhält sich die Beschleunigung zur Geschwindigkeit. Die Beschleunigung ist in den unteren Kurven dargestellt. Sie ist nach oben aufgetragen, wenn die Geschwindigkeit zunimmt, d. h. die nach oben gerichtete Bewegung schneller, die nach unten gerichtete Bewegung langsamer wird. Die Periode ist wieder dieselbe wie bei Bewegung und Geschwindigkeit. Die Beschleunigung hat einen zur Bewegung spiegelbildlichen Verlauf und läuft der Geschwindigkeit um $\frac{1}{4}$ Periode voraus.

Die beiden Beispiele lassen deutlich erkennen, daß Geschwindigkeit und Beschleunigung einer kleinen Schwingung größer sein können als Geschwindigkeit und Beschleunigung einer großen Schwingung, wenn die Schwingungsdauer der kleinen Schwingung kurz genug ist. Die größte Beschleunigung B — in den beiden Beispielen 39 cm/sec^2 und 316 cm/sec^2 — ist maßgebend für die Erdbebenstärke. Diese Beschleunigungen betragen etwa $\frac{1}{25}$ und $\frac{1}{3}$ der Schwerebeschleunigung g . Schon die kleinere kann zerstörende Wirkungen hervorrufen, die größere bedeutet in bewohnten Gegenden eine Katastrophe.

In mühevoller Kleinarbeit ist es gelungen, die größte Beschleunigung B mit den sichtbaren und fühlbaren Wirkungen der Erdbeben in Beziehung zu setzen, so daß man nun in der Lage ist, aus den Erdbebenwirkungen die größte Beschleunigung und aus dieser die Erdbebenstärke zu bestimmen.

Wie die Wetterkunde die Winde nach 12 Windstärken ordnet, so ordnet die sehr gebräuchliche Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala die Erdbeben nach 12 Stärkegraden. Es gibt noch andere Erdbebenskalen. Sie beruhen auf demselben Ordnungsprinzip und unterscheiden sich von der Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala nur in der Anzahl der Stärkegrade und in deren Abgrenzung.

Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala der örtlichen Erdbebenstärken.

I. Grad. *Unmerklich*. Größte Beschleunigung B kleiner als $0,25 \text{ cm/sec}^2$ ($\frac{1}{4000} g$). Nur von Erdbebeninstrumenten aufgezeichnet.

II. Grad. *Sehr leicht*. B zwischen $0,25$ und $0,50 \text{ cm/sec}^2$ ($\frac{1}{4000}$ bis $\frac{1}{2000} g$). Nur ganz vereinzelt von ruhenden, sehr empfindlichen Personen gefühlt, fast ausschließlich in den oberen Stockwerken der Häuser.

- III. Grad. *Leicht*. *B* zwischen 0,50 und 1,00 cm/sec² ($1/2000$ bis $1/1000$ g). Selbst in dichter besiedelten Gegenden nur von einem kleinen Teil der im Hausinneren befindlichen Personen etwa wie die Erschütterung eines schnell vorbeifahrenden Wagens gespürt. Oft erst bei nachträglichem Gedankenaustausch als Erdbeben erkannt.
- IV. Grad. *Mäßig*. *B* zwischen 1,0 und 2,5 cm/sec² ($1/1000$ bis $1/400$ g). Im Freien nur von wenigen Personen gespürt. Im Innern der Häuser von zahlreichen, aber nicht allen Personen an zitternden oder leicht wankenden Bewegungen von Möbelstücken erkannt. Gläser und Geschirre schlagen leise aneinander wie beim Vorüberfahren eines schweren Lastwagens auf holperigem Pflaster. Fenster klirren; Türen, Balken und Dielen krachen, Zimmerdecken knistern. Flüssigkeiten in offenen Gefäßen werden leicht bewegt. Man hat das Gefühl, als falle im Haus ein schwerer Gegenstand um oder als schwanke man samt Stuhl, Bett usw. wie im Schiff auf bewegter See. Schrecken ruft diese Bewegung nicht hervor, es sei denn, daß die Bewohner durch andere Erdbeben bereits empfindlich geworden sind.
- V. Grad. *Ziemlich stark*. *B* zwischen 2,5 und 5,0 cm/sec² ($1/400$ bis $1/200$ g). Selbst während des vollen Tagesbetriebes auf der Straße und im Freien von zahlreichen Personen gespürt. In den Wohnungen allgemein beobachtet. Gewächse, Zweige und schwächere Äste bewegen sich sichtbar wie bei einem mäßigen Winde. Frei hängende Geräte geraten in Pendelbewegungen. Klingeln ertönen, Uhrpendel werden angehalten oder schwingen stärker, Uhrfedern ertönen. Elektrisches Licht zuckt oder versagt infolge gegenseitiger Berührung der Leitungsdrähte. Bilder schlagen klappernd gegen die Wand oder verschoben sich. Geringe Flüssigkeitsmengen werden aus offenen Gefäßen verschüttet. Nippsachen und gegen die Wand gelehnte Gegenstände können umfallen, leichte Geräte etwas verschoben werden. Möbel rasseln, Türen und Fensterläden schlagen auf und zu, Fensterscheiben zerspringen. Die Schlafenden erwachen allgemein. Vereinzelt flüchten Einwohner ins Freie.
- VI. Grad. *Stark*. *B* zwischen 5,0 und 10,0 cm/sec² ($1/200$ bis $1/100$ g). Das Erdbeben wird von jedermann mit Schrecken verspürt; sehr viele flüchten ins Freie; manche glauben umfallen zu müssen. Flüssigkeiten bewegen sich stark; Bilder, Bücher usw. fallen von den Regalen herab. Geschirr wird zerbrochen. Standfeste Hausgeräte, sogar einzelne Möbelstücke, werden von der Stelle gerückt oder fallen um. Kleinere Glöckchen in Kirchen und Kapellen, Turmuhren schlagen an.
- An vereinzelt Häusern solider Bauart leichte Schäden: Risse im Verputz, Abfall von Bewurf. Kräftigere, aber noch harmlose Schäden an schlecht gebauten Häusern. Vereinzelt können Dachpfannen und Kaminschornsteine herunterfallen.
- VII. Grad. *Sehr stark*. *B* zwischen 10 und 25 cm/sec² ($1/100$ bis $1/40$ g). An den Einrichtungsgegenständen der Wohnungen durch Umwerfen und Zertrümmern erheblicher Schaden, selbst bei schweren Gegenständen. Größere Kirchenglocken schlagen an. Wasserläufe, Teiche, Seen werfen Wellen und trüben sich mit dem aufgerührten Schlamm. Vereinzelt Abgleiten von sandigen und kiesigen Uferpartien. Brunnen verändern ihren Wasserstand.

Mäßige Schäden an zahlreichen soliden Häusern: leichte Risse in den Mauern, Abbröckeln größerer Teile des Bewurfes und der Stuckverzie-

rungen, Herabfallen von Ziegeln, allgemeines Heruntergleiten der Dachpfannen. Viele Schornsteine werden durch Risse, Abstürzen der Deckplatte, Herausfallen von Steinen beschädigt; schadhafte Schornsteine brechen bis zum Dach ab und beschädigen es. Vereinzelte Zerstörungen an schlecht gebauten oder schlecht erhaltenen Häusern.

VIII. Grad. *Zerstörend*. *B* zwischen 25 und 50 cm/sec² ($\frac{1}{40}$ bis $\frac{1}{20}$ g). Ganze Baumstämme schwanken lebhaft oder brechen ab. Die schwersten Möbelstücke werden weit verschoben oder umgeworfen. Statuen und Steindenkmäler drehen sich auf ihren Sockeln oder fallen um. Solide steinerne Einfriedigungen werden auseinandergerissen und umgelegt.

An etwa $\frac{1}{4}$ der Häuser schwere Zerstörungen. Vereinzelt stürzen Häuser ein. Viele werden unbrauchbar. Bei Fachwerkbauten fällt die Rahmenfüllung größtenteils heraus. Holzhäuser werden verdrückt oder umgeworfen. Einstürzende Kirchtürme oder Fabrikschornsteine können benachbarte Häuser stärker beschädigen, als es die Bebenwirkung allein getan hätte.

Bodenrisse entstehen an Steilhängen und in nassem Erdreich. Aus nassem Boden tritt Sand und Schlamm führendes Wasser aus.

IX. Grad. *Verwüstend*. *B* zwischen 50 und 100 cm/sec² ($\frac{1}{20}$ bis $\frac{1}{10}$ g). Etwa die Hälfte der Steinhäuser schwer zerstört. Verhältnismäßig viele stürzen ein, die meisten werden unbrauchbar. Fachwerkbauten werden auf dem Steinsockel verschoben, in sich verdrückt und damit die Zapfen mancher Rahmen abgeschert; hierdurch unter Umständen erhebliche Beschädigungen.

X. Grad. *Vernichtend*. *B* zwischen 100 und 250 cm/sec² ($\frac{1}{10}$ bis $\frac{1}{4}$ g). Schwere Zerstörungen an etwa $\frac{3}{4}$ der Gebäude, die meisten davon stürzen ein. Selbst gut konstruierte hölzerne Gebäude und Brücken werden schwer beschädigt, einzelne werden zerstört. Deiche und Dämme können erheblich beschädigt werden; Eisenbahnschienen werden leicht verbogen; Leitungsrohre im Boden abgeschert, zerrissen oder gestaucht. In Pflaster und Asphalt entstehen Risse und durch Stauchung hervorgerufene breite, wellenförmige Falten.

In lockerem, namentlich feuchtem Erdreich entstehen Bodenrisse bis zu mehreren Dezimetern Breite. Nahe an Wasserläufen können die diesen parallel laufenden Risse bis zu 1 m breit sein. Lockerer Boden rutscht von Felsgehängen ab, Felsstürze gehen zu Tal. Größere Steilküstenabbrüche, an Flachküsten gleitende Verschiebungen von Sand und Schlick, hierdurch oft wesentliche Veränderungen des Bodenreliefs. Brunnen ändern häufig ihren Wasserstand. Aus Flüssen, Kanälen, Seen wird Wasser an das Ufer geschleudert.

XI. Grad. *Katastrophe*. *B* zwischen 250 und 500 cm/sec² ($\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ g). Einsturz sämtlicher Steingebäude. Solide Holzbauten und nachgiebige Flechtwerkhütten halten nur noch vereinzelt stand. Selbst große und sicher konstruierte Brücken werden zerstört, hierbei brechen die massiven Steinpfeiler ab und eiserne Pfeiler knicken durch. Deiche und Dämme werden oft auf weite Strecken hin ganz auseinandergerissen, Eisenbahnschienen stark verbogen und gestaucht. Leitungsrohre im Boden werden völlig auseinandergerissen und unbrauchbar gemacht. Im Erdboden mannigfache und recht umfangreiche Veränderungen. Breite Risse, Spalten, erhebliche Setzungen. Schlamm und Sand führendes Wasser tritt in verschiedenen Erscheinungsformen aus. Erdbeben und Felsstürze sind zahlreich.

XII. Grad. *Große Katastrophe*. B größer als 500 cm/sec^2 ($1/2 \text{ g}$). Kein Werk von Menschenhand hält stand.

Die Umgestaltungen des Bodens nehmen die großartigsten Maße an. Oberirdische und unterirdische Wasserläufe werden in mannigfacher Weise verändert. Wasserfälle entstehen, Seen werden aufgestaut oder laufen aus, Flüsse werden abgelenkt usw.

Für Seebeben hat Sieberg eine sechsstufige Stärkeskala aufgestellt:

I. Grad. *Leicht*. Etwa Mercalli-Grad III.

Zittern und leichtes Knirschen an Innenwänden, nur unter Deck und bei ruhiger See bemerkbar.

II. Grad. *Mäßig*. Etwa Mercalli-Grad IV.

Erschütterungen wie bei leichtem Schurren über Grund, beim Streifen eines Bollwerks oder beim schnellen Ausgeben der Ankerkette. Deutliches Knarren der Planken und Einbauten.

III. Grad. *Ziemlich stark*. Etwa Mercalli-Grad V.

Kräftiger Ruck wie beim Auflaufen auf eine Sandbank, felsigen Grund oder ein Riff, wie bei einem Zusammenstoß, als ob auf Deck schwere Lasten geworfen oder Fässer gerollt würden oder als ob Schraubenflügel abgebrochen wären. Ungewöhnliche Schwingungen hängender Gegenstände, Krachen von Wanten, Rumpf und Einbauten.

IV. Grad. *Stark*. Etwa Mercalli-Grad VI.

Wie vorher, jedoch so stark, daß das Schiff ins Schwanken kommt, das Rad in den Händen des Rudergastes stößt, Rahen und Ladebäume klappern, wenig standfeste Gegenstände umfallen.

V. Grad. *Sehr stark*. Etwa Mercalli-Grad VIII.

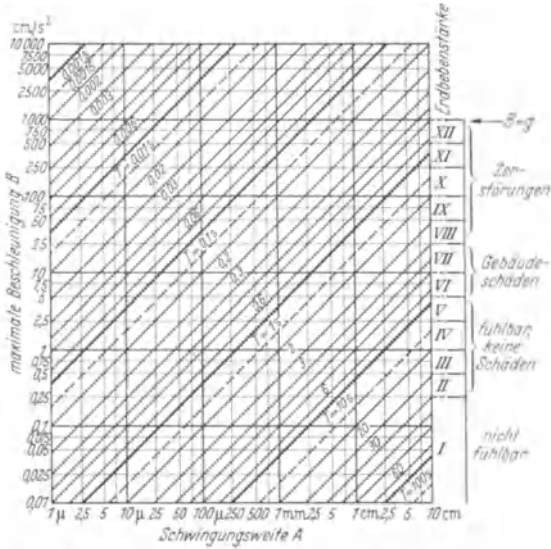
Der Besatzung fällt das Stehen schwer, selbst größere Gegenstände verschoben sich, stürzen um oder springen aus den Ständen. Das ganze Schiff, Masten und Deckaufbauten ächzen schwer. Schwächere Konstruktionsteile lockern sich. Das Schiff kann an Fahrt verlieren.

VI. Grad. *Zerstörend*. Stärker als Mercalli-Grad VIII.

Aufspringen von Fugen, Beschädigung oder Zerstörung von Rahen, Masten, Deckaufbauten. Die Zerstörungen können sich soweit steigern, daß sie unter Umständen den Untergang des Schiffes zur Folge haben.

In Abb. 16 sind alle Beziehungen zusammengefaßt, die zwischen der größten Beschleunigung eines gleichmäßig schwingenden Bodenteilchens, der Schwingungsweite und der Schwingungsdauer bestehen, und am rechten Rand sind die Mercalli-Grade angegeben. In einem rechteckigen Bereich kreuzen sich drei Scharen gerader Linien. Die waagrechten sind Linien gleicher Beschleunigung, die senkrechten sind Linien gleicher Schwingungsweite und die diagonal gerichteten sind Linien gleicher Schwingungsdauer. Durch jeden Punkt des Rechtecks geht je eine ausgezogene oder gedachte Linie von jeder Schar. Ihre Bezifferung gibt an, welche Werte

der Schwingungsweite A , der Schwingungsdauer T und der größten Beschleunigung B zusammengehören. So liest man ab: eine Schwingung mit der Periode 2 Sekunden und der Amplitude $750\mu^1$ hat eine größte Beschleunigung von $0,75 \text{ cm/sec}^2$; ihr entspricht die Erdbebenstärke III, sie bringt fühlbare, aber harmlose Erschütterungen hervor. Weniger



T = Schwingungsdauer (Periode); g = Schwerebeschleunigung.

Abb. 16. Größte Beschleunigung der Bodenteilchen, Schwingungsweite, Schwingungsdauer. Mercalli-Cancani-Skala der örtlichen Erdbebenstärke.

harmlos ist eine Schwingung von gleicher Schwingungsweite mit der kürzeren Periode 0,2 Sekunden. Sie hat eine größte Beschleunigung von 75 cm/sec^2 , fast $1/10$ der Schwerebeschleunigung g , ihr entspricht die Bebenstärke IX, und sie verursacht beträchtliche Zerstörungen.

Aus Abb. 16 läßt sich unmittelbar ablesen, daß die Bebenstärke bei gleicher Schwingungsweite mit abnehmender Schwingungsdauer und bei gleicher Schwingungsdauer mit zunehmender Schwingungsweite wächst. Für die Praxis ist es

¹ μ (griech. Buchstabe My) = $1/1000 \text{ mm}$.

noch wichtig, zu erfahren, welche Perioden und Amplituden der Fühlbarkeitsgrenze ($0,25 \text{ cm/sec}^2$), dem Beginn der Gebäudeschäden (5 cm/sec^2) und dem Beginn der Zerstörungen (25 cm/sec^2) entsprechen. Hierfür liest man die folgenden Werte von T und A aus Abb. 16 ab.

		T								
		Erdbebenschwingungen						Industrie und Verkehrserschütterungen		
		langsame			mittlere			schnelle		
		30	10	3	1	0,3	0,1	0,03	0,01	0,003sec
		A								
		mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Fühlbarkeitsgrenze		50	7	0,5	0,07	0,005	0,0007	0,00005		
Beginn der Schäden		150	10	1,5	0,1	0,015	0,001	0,00015		
Beginn der Zerstörn.			50	7	0,5	0,07	0,005	0,0007	0,00005	

Wie man sieht, sind bei langsamen Erdbebenschwingungen schon große Ausschläge nötig, damit die Bewegungen nur fühlbar sind. Bei schnellen Erdbebenschwingungen genügen bereits kleine Amplituden, um große Wirkungen hervorzurufen. Die Amplituden von Industrie- und Verkehrserschütterungen dürfen $\frac{1}{10000} - \frac{1}{1000}$ mm nicht wesentlich übersteigen, wenn sie ungefährlich bleiben sollen. Fühlbar sind sie schon, wenn sie noch viel kleiner sind.

Nach den Beobachtungen im Gelände zeichnet man eine Karte der Erdbebenstärke. Die Orte, in denen das Beben mit gleicher Stärke auftritt, werden mit Linien gleicher Erdbebenstärke, sogenannten *Isoseisten*¹ verbunden; und die zwischen den Isoseisten gelegenen Flächen werden oft so ausgefüllt, daß sie um so dunkler erscheinen, je größer die Erdbebenstärke ist. Eine solche Karte der Erdbebenstärke zeigt Abb. 17. Hier handelt es sich um das kalifornische Erdbeben vom 18. April 1906, das in San Franzisko schweren Schaden angerichtet hat. Das Herdgebiet zieht sich langgestreckt die San Andreas-Verwerfung entlang. Dort kommen die beschriebenen Blockverschiebungen vor (Abb. 2, Seite 12). Ihre Richtung wird von den dick eingetragenen Pfeilen angegeben.

¹ Iso . . . (griech.) = gleich.

Sehr deutlich ist der Einfluß des Untergrundes zu erkennen. Bei gleichförmig aufgebautem Untergrund wäre zu erwarten, daß die Isoseisten im ganzen Schüttergebiet der Verwerfung parallel laufen und eine regelmäßige Abnahme der Erdbebenstärke nach der Seite andeuten. So ist es im nordwestlichen Teil des Schüttergebietes im großen und ganzen tatsächlich der Fall. In der Mitte und im Südosten jedoch kommen große

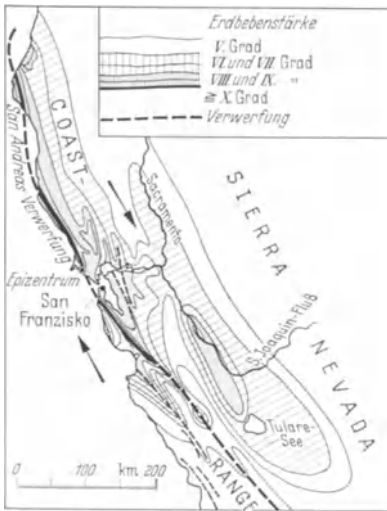


Abb. 17. Kalifornisches Beben vom 18. April 1906. Bebenstärke.

Abweichungen von einer solch einfachen Verteilung der Erdbebenstärke vor. Zunächst zeigt sich an mehreren Stellen an Ausbuchtungen der Isoseisten, daß sich die Erdbebenerschütterungen längs verschiedener Verwerfungen besonders gut fortpflanzen, von den Verwerfungen gewissermaßen geführt werden. Sonst scheinen die Gebirge — Küstenkette (coast range) und Sierra Nevada — im wesentlichen Gebiete normaler Erdbebenausbreitung zu sein. Auffällig aber ist das ausgedehnte

Gebiet unnormal großer Erdbebenstärke in dem zwischen den Gebirgen ausgebreiteten Tal, das den Unterlauf des Sacramento und des S. Joaquin-Flusses sowie den Tulare-See enthält. Das Tal ist mit Lockermassen und Schwemmland ausgefüllt, deren Erdbebengefährlichkeit hier augenfällig in Erscheinung tritt.

Im einzelnen konnte man den Untergrundeinfluß bei dem süddeutschen Beben vom 16. November 1911 sehr deutlich nachweisen. Abb. 18 gibt zwei geologische Schnitte durch das Schüttergebiet. Der eine hält sich in Herdentfernungen von 50—70 km und verläuft in etwa nord-südlicher Richtung von

Buchau am Federsee bis Konstanz; der andere enthält den Herd (bei Balingen-Ebingen im Schwäbischen Jura), erstreckt sich westwärts und quert Schwarzwald, Rheintal und Vogesen. Bei normaler Erdbebenausbreitung müßte die Herdstärke in dem ersten Profil überall ungefähr die gleiche sein, im zweiten

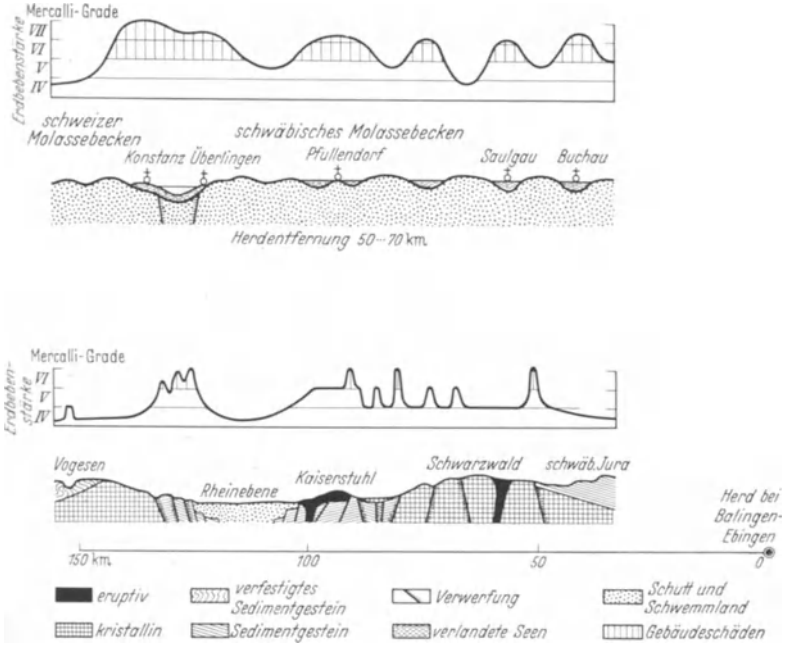


Abb. 18. Süddeutsches Beben vom 16. November 1911. Abhängigkeit der Bebenstärke vom geologischen Aufbau des Untergrundes. Nach A. Sieberg und R. Lais.

Profil müßte sie systematisch von Osten nach Westen abnehmen. Die Verteilung der beobachteten Erdbebenstärke weicht aber bedeutend von dieser Annahme ab. Wie die über den geologischen Schnitten eingezeichneten Kurven zeigen, schwingt das ganze Gebiet mit der Bebenstärke IV—V, und an bestimmten Stellen ist die Erdbebenstärke etwa 2 Grade größer. Dies ist im ersten Profil durchweg bei verlandeten Seen der Fall; im zweiten Profil schwingen das vulkanische Kaiserstuhlgebirge und die westlichen Randstafeln des Rhein-

talgrabens um 1 Grad stärker als ihre Umgebung, und es sind überdies die Verwerfungen besonders wirksam. Die geringe Erdbebenstärke westlich von den Vogesen kann der größeren Herdentfernung zugeschrieben werden; auffallend dagegen ist, daß am rechten Ende des Profils der herdnahe Rand des Schwäbischen Juras keine größeren Erdbebenstärken aufweist. Sehr schön läßt sich auch an der in Abb. 19 eingetragenen



Abb. 19. Süddeutsches Beben vom 16. November 1911. Abhängigkeit der Stoßrichtung vom Aufbau des Untergrundes.

Nach W. Deecke und A. Sieberg.

Richtung des ersten Erdbebenstoßes der erdbebenführende Einfluß der Verwerfungssysteme erkennen.

Aus zahlreichen ähnlichen Untersuchungen in verschiedenen Erdbebengebieten hat man die verschiedenen Bodenarten nach ihrer Gefährlichkeit geordnet und ihre zusätzliche Erdbebenstärke bestimmt. Gefährlich sind vor allem Lockerböden, und zwar um so mehr, je geringer ihre Mächtigkeit ist und je stärker sie durchfeuchtet sind. Bei Gesteinen ist die lockere Verwitterungskruste gefährlich, beson-

ders wenn sie auf dem Felsuntergrund rutschen kann. A. Sieberg gibt folgende Zusammenstellung:

Lockerböden.

*Alluvionen*¹, *Geschiebe*, *Sande*, *Grus*, *Torf*. Zusätzliche Bebenstärke 1—2 Mercalli-Grade. Gefährlichkeit zunehmend mit der Durchwässerung.

Tonböden, *Mergel*, *Löß*, *Lehm*, *Geschiebelehm*. Zusätzliche Bebenstärke 1—3 Mercalli-Grade. In trockenem, kompaktem Zustand wenig gefährlich, bei Durchnässung sehr gefährlich, steigend mit der Zunahme der Plasti-

¹ Alluvium (lat.: das Angeschwemmte): Die jüngste geologische Schicht, deren Ablagerung noch heute vor sich geht. Durchweg lockere Bildungen, wie Torf-, Fluß- und Seeablagerungen, Dünenande, Marschen, Kalktuffe, Gehängeschutt, Gekriech, Schuttkegel, Bergstürze, vulkanische Produkte.

zität oder Breiigkeit. Tone und Mergel können auch als oberflächennahe Einlagerung zwischen dünnen Gesteinsplatten gefährlich werden.

Schuttböden, natürliche und Bauschutt. Zusätzliche Bebenstärke 2—3 Mercalli-Grade. Sehr gefährlich, und zwar um so mehr, je größer die eckigen Brocken und damit die Zwischenräume sind, die entsprechendes Zussammensacken ermöglichen.

Marsch- und Moorböden, verlandete Seen. Zusätzliche Bebenstärke 3—4 Mercalli-Grade. Stets äußerst gefährlich wegen Nachgiebigkeit.

Gesteine.

Quarzite, Kieselchiefer, massige Kalkgesteine, Marmore, Dolomite. Ungefährlich. Keine zusätzliche Erdbebenstärke. Äußerst wenig Verwitterungsboden. Die Kieselgesteine verwittern sehr schwer; reiner Kalk hinterläßt keinen Rückstand, unreiner bloß Beimengungen und Dolomite den Grus aus Bitterspatkristallen.

Sandstein, Brekzien, Konglomerate. Zusätzliche Bebenstärke 1—2 Mercalli-Grade. Verwitterungsboden: loser Sand mit mehr oder minder zahlreichen Gesteinsbrocken.

Granite, Quarzporphyre, Trachyt, Diabase, Gneise. Zusätzliche Erdbebenstärke 1—2 Mercalli-Grade. Verwitterungsboden: Grus von Mineralkörnern, beim Quarzporphyr mehr grobkörnig, beim Diabas mehr lehmig. Letzterer verwittert überaus leicht. Bei dem weit verbreiteten Granit reicht die Verwitterung oft sehr tief von den Klüften mit Zermürbung ausgehend. Wird der Grus ausgeschwemmt, so bleibt ein Blockmeer übrig.

Basalte, Phonolithe, Grauwacken, Tonschiefer, Tuffe. Zusätzliche Bebenstärke 1—3 Mercalli-Grade. Verwitterungsboden: Lehme und Tonböden, bei Tonschiefern und Tuffen besonders tiefgründig.

Läßt man die gefährlichsten Untergrundarten un bebaut, so können die schwersten Erdbebenschäden vermieden werden. Der XI. Grad der Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala ist in historischer Zeit in größeren Städten nicht überschritten worden; man wird also damit rechnen dürfen, daß der alles zerstörende XII. Grad nur äußerst selten erreicht wird und Erschütterungen vom XI. Grad im allgemeinen nur auf besonders gefährlichem Untergrund vorkommen. Danach genügt es, nur den weniger gefährlichen Untergrund zu bebauen und die Gebäude so auszuführen, daß sie Erdbebenstärken vom IX. Grad und dem dem Beginn des X. Grades aushalten. Entsprechend hat man in Tokio nach dem großen Beben von 1923 folgende Hochbauvorschriften erlassen: Allgemein muß eine größte waagrechte Beschleunigung von 0,10 g (= 98 cm/sec²) berücksichtigt werden, bei Schornsteinen, Türmen und turmartigen Gebäuden von mehr als 15 m Höhe sogar 0,15 g (147 cm/sec²). Häuser aus Holz und Mauerwerk sollen nicht

höher als 13,7 m gebaut werden, Häuser aus Stahl und Eisenbeton nicht höher als 30 m. Die besonders wichtigen Brücken, deren Einsturz so zahlreiche Opfer gefordert hat, sollen waagrecht Beschleunigungen von $\frac{1}{3}g$ (327 cm/sec^2) und senkrechte Beschleunigungen von $\frac{1}{6}g$ (164 cm/sec^2) aushalten. Diese Vorschriften dürften im allgemeinen für die notwendige Sicherheit ausreichen.

Andere Erdbebenländer, z. B. Italien, Griechenland und Chile, geben Vorschriften heraus, in denen die unterschiedliche Festigkeit der verschiedenen Bodenarten berücksichtigt wird. Hierbei ist es vielfach üblich, die zulässige Baugrundbeanspruchung als Maß der Bodenfestigkeit zu benutzen. Eine gebräuchliche Vorschrift verlangt, daß die Gebäude bei einer zulässigen Bau-

grundbeanspruchung von $\left\{ \begin{array}{l} \text{weniger als } 2,2 \text{ kg/qcm} \\ 2,2 \text{ bis } 4,4 \text{ kg/qcm} \\ \text{mehr als } 4,4 \text{ kg/qcm} \end{array} \right\}$ waagrechte

Erdbebenbeschleunigungen von $\left\{ \begin{array}{l} 20\% \\ 15\% \\ 10\% \end{array} \right\}$ der Schwerbeschleunigung g aushalten. Alle diese Zahlen entsprechen der Erd-

bebenstärke X.

Die Untersuchungen über Erdbebenstärke, Untergrund und Gebäudeschäden sind noch im Anfangsstadium, insbesondere fehlt es noch an zuverlässigem instrumentellem Beobachtungsmaterial. Man braucht vor allem noch Erdbebenmessungen auf verschiedenen Böden in verschiedenen Stockwerken verschieden konstruierter Gebäude. Die Aufzeichnungen der Erdbebenwarten sind für die bautechnischen Zwecke wenig geeignet, da man die Erdbebenwarten auf möglichst festem Untergrund errichtet, um von dem Einfluß der verschiedenen Bodenarten möglichst frei zu sein. Bei der Untersuchung von Gebäuden auf ihre Schwingungsfähigkeit hat sich auch die Anwendung künstlich erzeugter Schwingungen vielfach bewährt.

Abgesehen von den Unregelmäßigkeiten der Erdbebenstärke, die als Folge des vielseitigen Schollenaufbaues der Erdkruste anzusehen sind, zeigt eine großzügigere Betrachtung der Erdbebenwirkungen in den meisten Fällen, daß die größeren Erd-

bebenstärken in dem Kern des Schüttergebietes auftreten, an den sich außen die Zonen geringerer Erdbebenstärken und das weite Gebiet der Unfühlbarkeit anschließen. Wie zu erwarten, fällt auch bei den meisten Beben das aus den Instrumentenaufzeichnungen berechnete Epizentrum mit dem Kern des Schüttergebietes zusammen. Ein schönes Beispiel dieser Art zeigt die linke Hälfte der Abb. 20.

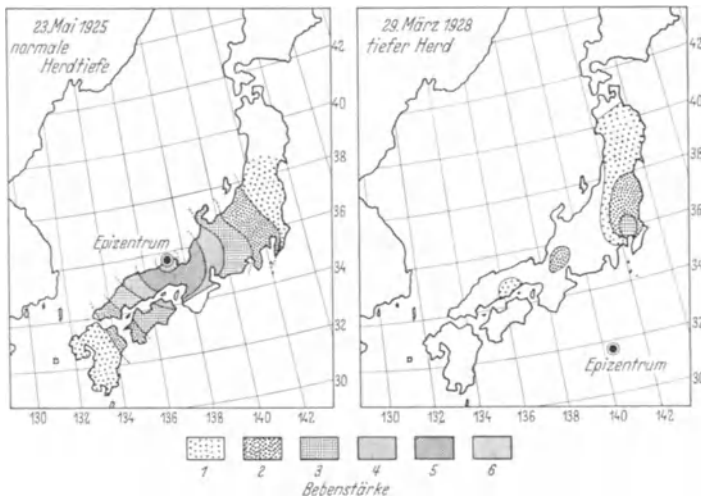


Abb. 20. Schüttergebiet japanischer Beben mit normaler und großer Herdtiefe. Nach K. Wadati.

In den letzten Jahren wurde man darauf aufmerksam, daß eine Gruppe von Erdbeben sich diesem Prinzip nicht unterordnen ließ. Selbst wenn die instrumentellen Aufzeichnungen aus größerer Ferne auf einige Stärke im Herd schließen ließen, so waren bei diesen Beben die fühlbaren Wirkungen unerwartet gering; dabei bestand das Schüttergebiet aus mehreren getrennten, manchmal weit auseinanderliegenden Teilen, und von einem eigentlichen Kern war keine Andeutung vorhanden. Das aus den instrumentellen Beobachtungen berechnete Epizentrum lag oft abseits außerhalb vom Schüttergebiet (Abb. 20, rechte Hälfte). In Übereinstimmung mit den Laufzeiten solcher Beben konnte nachgewiesen werden, daß ihr

Ursprung in ungewöhnlich großer Tiefe liegt. Die aus Tiefen von mehreren Hundert Kilometern aufsteigenden Erdbebenwellen sind infolge ihrer Ausbreitung bei der Ankunft an der Erdoberfläche bereits so geschwächt, daß sie nur an solchen Stellen fühlbar werden, wo der Untergrund besonders leicht schwingt; und es ist dann die Bebenstärke im Schüttergebiet weniger ein Anzeichen für die Herdlage als für die Schwingungsfähigkeit des Untergrundes.

Die Erdbebenstärken im Schüttergebiet sind nicht ohne weiteres ein Maß für die Gewalt des Bebenvorganges im Herd. Ein dicht unter der Erdoberfläche gelegener schwacher Herd kann im Schüttergebiet heftigere Wirkungen ausüben als ein tief gelegener starker Herd. Da nun bei gleich starken Wirkungen die des tieferen Herdes weiter reichen als die des oberflächennahen, ist unter Berücksichtigung der Ausdehnung des Schüttergebietes und mit Heranziehung instrumenteller Beobachtungen eine Abschätzung der Herdennergie größenordnungsmäßig möglich.

Eine rohe Einteilung der Erdbeben nach der Energie des Herdvorganges ist die Unterscheidung von Ortsbeben, Kleinbeben, Mittelbeben, Großbeben und Weltbeben. Ihre Merkmale hat A. Sieberg übersichtlich zusammengestellt:

	Reichweite		Größte Stärke im Schütter- gebiet	Herdlage
	ohne Instrumente km	mit Instrumenten km		
Ortsbeben	unter 200	unter 500	unter VI	oberflächennah
oberflächen- nahe Kleinb.	unter 400	500—5000	VII—X	oberflächennah
tiefe Kleinb.	unter 600	2000—5000	VI—VIII	tief
Mittelbeben	300—1000	5000—10 000	VII—X	von großer Tiefe bis zur Oberfläche
Großbeben	über 500	10 000—18 000	VIII—XII	sehr tief
Weltbeben	1000—2000	18 000—20 000	X—XII	von sehr gr. Tiefe bis zur Oberfläche

In einigen Fällen ist es gelungen, die Energie des Herdvorganges abzuschätzen. Um sich eine Vorstellung hiervon zu machen, denkt man sich, es wäre möglich, die ganze nutzlose und schädliche Erdbebenenergie in nützliche elektrische Energie zu verwandeln. So kann man die Erdbebenenergie in Kilo-

wattstunden angeben. Aus den Beträgen der Blockverschiebung an der San Andreas-Verwerfung hat man berechnet, daß die gesamte Energie des kalifornischen Bebens vom 18. April 1906 etwa 44 Milliarden Kilowattstunden betrug. Dies entspricht rund dem doppelten Jahresverbrauch Deutschlands an elektrischer Energie¹. Eine etwas geringere Energie hatte das große japanische Erdbeben von 1923, und etwa $\frac{1}{10}$ der Energie des kalifornischen Bebens hatte das Erdbeben von Messina 1908. Einige andere Großbeben waren noch gewaltiger.

Man kann auch die Erdbeben mit der Erschütterung vergleichen, die ein senkrecht herabfallendes Gewicht beim Aufschlag an der Erdoberfläche hervorruft. Damit ein Erdbeben in Herdnähe gerade noch von den gebräuchlichen Seismographen aufgezeichnet wird, muß es etwa die Energie von einem Meterkilogramm, d. h. die Wirkung eines aus 1 m Höhe herabgefallenen Kilogrammgewichtes, haben. Um ein fühlbares Erdbeben zu erzeugen, muß das Kilogrammgewicht mit seinem Fall etwa einen Kilometer über der Erdoberfläche beginnen, oder es muß die Masse einer Tonne aus der Höhe von einem Meter herabfallen. Die Energie des kalifornischen Bebens entspricht dem Aufschlag eines aus einer Höhe von 6 km herabgefallenen Granitfelsens von einem Kubikkilometer Rauminhalt und der Masse von 2,6 Milliarden Tonnen.

Geographie der Erdbeben.

Starke Erdbeben, die von allen oder wenigstens von einer größeren Zahl der Erdbebenwarten aufgezeichnet werden, dürften wohl selten den Erdbebenforschern entgehen. Ihre Zahl kennt man recht genau. Sie ist nicht sehr hoch. So hat man in den drei Jahrzehnten von 1904—1935 nur etwa 50 Beben festgestellt, die an Energie dem Messina-Beben von 1908 gleichkommen oder es übertreffen. 10 von ihnen hatten ebensoviel oder mehr Energie als das kalifornische Beben von 1906. Schwieriger ist die Zahl der schwachen Erdbeben anzugeben. Ihr Schüttergebiet ist klein, ihr Schaden ist meist

¹ 25,1 Milliarden Kilowattstunden im Jahr 1927.

gering; und wenn ihr Herd in einer unbewohnten oder unkultivierten Gegend liegt, so bleiben sie häufig unbeachtet. In zahllosen Fällen werden sie nicht einmal von den Erdbebeninstrumenten aufgezeichnet, weil keine Erdbebenwarte ihrem Herd nahe genug liegt. Daher muß man sich mit rohen Schätzungen begnügen.

Verhältnismäßig zuverlässig ist die Aufstellung der in Kyoto gefühlten Beben (Abb. 21). Kyoto war jahrhundertlang die Hauptstadt Japans, und es liegen seit dem Mittelalter recht zuverlässige Notizen über die Erdbeben vor. Es mag sein,

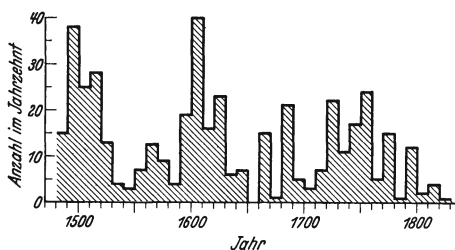


Abb. 21. Zehnjährige Häufigkeit der in Kyoto (Japan) gefühlten Erdbeben von 1480 bis 1830.

daß die nur gerade fühlbaren Beben vom Stärkegrad II oft unbeachtet geblieben sind oder als unerheblich weggelassen wurden; immerhin ist anzunehmen, daß die auffälligeren Erdbeben — etwa von der Stärke III oder IV an — ziemlich voll-

ständig erfaßt sind. Wie man sieht, ist selbst in einem ausgesprochenen Erdbebenland die Anzahl der gefühlten Beben nicht besonders groß. Nur selten werden 40 Beben im Jahrzehnt gemeldet, und in solchen Fällen dürfte es sich zum großen Teil um die Nachbeben stärkerer Erdstöße handeln, die immer aus dem Rahmen der normalen Erdbeben-tätigkeit herausfallen.

Nach einer Abschätzung von A. Sieberg kommen auf der ganzen Erde jährlich etwa 9000 Erdbeben vor, also im Durchschnitt jede Stunde eins. In dieser Zahl sind enthalten: 5000 fühlbare Erdbeben, 107 gefühlte schwere Beben und 114 registrierte schwere Beben. Nach einer anderen Abschätzung gibt es jährlich 10000—100000 Beben, deren Energie eine Million Meterkilogramm (3 Kilowattstunden) oder mehr beträgt.

Von Zeit zu Zeit taucht das Gerücht auf, daß die Erdbebenhäufigkeit in der letzten Zeit zugenommen habe. Wie Abb. 21 an der Erdbebenstatistik von Kyoto zeigt, wechseln allerdings

erdbebenreichere und erdbebenärmere Jahrzehnte ab, aber eine andauernde „säkulare“¹ Zunahme ist nicht zu erkennen, jedenfalls nicht in Kyoto in der Zeit von 1480—1830. Andere Gebiete der Erde dürften sich ähnlich verhalten, es brauchen aber ihre erdbebenreichen Zeiten nicht mit denen von Kyoto übereinzustimmen.

Eine Zunahme der Erdbeben­­tätigkeit hat sich auch in den letzten Jahrzehnten nicht nachweisen lassen. Zugenommen hat aber die Vollständigkeit und die Schnelligkeit der Berichterstattung. In alter Zeit geschah es oft, daß man selbst starke Beben, wenn sie in abgelegenen Gegenden vorkamen, vollkommen übersah oder erst nach Monaten durch reisende Händler oder Karawanen von ihnen erfuhr. Heute wird die Nachricht von viel schwächeren Beben schon nach wenigen Stunden auf dem Radiowege verbreitet, und es kann dadurch der unzutreffende Eindruck von einer Zunahme der Erdbeben­­tätigkeit entstehen.

Es gibt erdbebenreiche und erdbebenarme Gebiete auf der Erde. Als *erdbebenreich* kann man solche Gebiete bezeichnen, in denen durchschnittlich 100 und mehr Erdbeben im Jahr gefühlt werden. Zu ihnen gehören

in Europa die *Apenninen* und *Dinaren*,

in Asien *Java* und *Japan*,

in Afrika die *innerafrikanischen Gräben*,

im australischen Gebiet *Neuguinea*,

im Stillen Ozean das *Tonga-Kermadec-Gebiet* und *Neuseeland*,

in Nordamerika die *kalifornische Kordillere* und das *mexikanische Hochland*,

in Mittelamerika *Guatemala*,

in Südamerika die *nordchilenischen Anden* mit dem *Atacama* (Tiefsee-)­­Graben, die *mittel- und südchilenischen Anden*;

im Atlantischen Ozean ist kein wirklich erdbebenreiches Gebiet bekannt.

Weite Gebiete der Erde sind *erdbebenarm*. Ob man von vollkommen erdbebenfreien Gebieten reden darf, ist fraglich; denn schon mehrmals kam es vor, daß aus einer für erdbeben-

¹ saeculum (lat.) = das Jahrhundert.

frei angesehenen Gegend ein Erdbeben gemeldet wurde, meist allerdings ein schwaches.

Bei der Verteilung der Groß- und Weltbebenherde fällt vor allem auf, daß die wichtigsten Erdbebenzonen die jungen Kettengebirge der Erde begleiten (Abb. 22). Die eine dieser Zonen, der „zirkumpazifische Gürtel“ umrandet den Stillen Ozean, während die „Mittelmeerzone“ sich im wesentlichen west-östlich von den Azoren bis in die Gegend von Neuguinea



Abb. 22. Die Groß- und Weltbebenherde der Erde.

hinzieht. Im Stillen Ozean liegen weitere Großbebenherde, wo Inselketten und Tiefseegräben nebeneinander herlaufen. Auf den Kontinenten sind einige Großbebenherde an geologisch festgestellten Verwerfungssystemen bekannt. Hierzu gehört das Gebiet des Baikalsees in Sibirien und als eines der typischsten Beispiele die Zone der Afrikanischen Gräben (Abb. 23). Im Atlantischen Ozean hebt sich der zentrale Rücken, die Atlantische Schwelle, durch etwas größere Erdbebenaktivität heraus.

Die tiefen Beben liegen in denselben Erdbebenzonen; Abb. 24 aber zeigt, daß sie in ihnen nicht überall vorkommen. Insbesondere die sehr tiefen Beben beschränken sich auf das Gebiet der Sunda-Inseln und einige Teile der Umrandung des Stillen Ozeans. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die Gebiete, in denen besonders tiefgreifende gebirgsbildende Vorgänge noch nicht abgeschlossen sind.

In Mitteleuropa ist kein Groß- oder Weltbebenherd bekannt. Mittelbeben kommen bisweilen vor, und sie können schon nennenswerten Schaden hervorbringen. Lokal- und Kleinbeben jedoch, meist unschädliche Erschütterungen, sind häufiger und verbreiteter als im allgemeinen angenommen wird (Abb. 25). Auch sind einige Bebenschwärme aufgetreten.

Die Erdbeben-tätigkeit in Mitteleuropa ist so vielfältig wie der geologische Aufbau, und es ist kaum möglich, sie mit wenigen Worten zu beschreiben. Als Gebiete häufigerer und stärkerer Erdbeben heben sich heraus die Verwerfungen des Aache-ner Bezirkes, die Verwerfungen des Rheintalgrabens, seiner Randgebirge und seiner Fortsetzungen, der südwestliche Teil des Schwäbischen Jura, vor allem das Gebiet von Balingen-Ebingen und die Hohenzollernalp, das Bodenseegebiet und die angrenzenden Gebiete der Schweiz. In Oberschlesien, besonders im Industriegebiet, kommen leichtere Erschütterungen häufig vor. Im Vogtland, im Mainzer Becken bei Groß-Gerau und an der Donau bei Ingolstadt traten Bebenschwärme auf.

Man könnte vielleicht erwarten, daß die Alpen als Bestand-

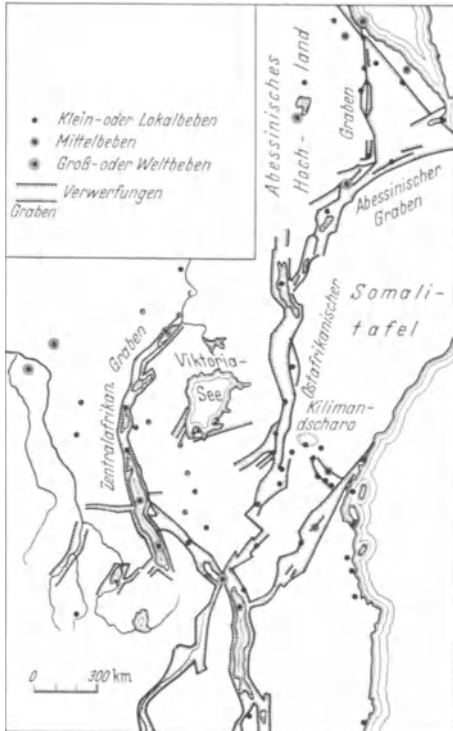


Abb. 23. Erdbebenherde in Ostafrika.
Nach A. Sieberg.

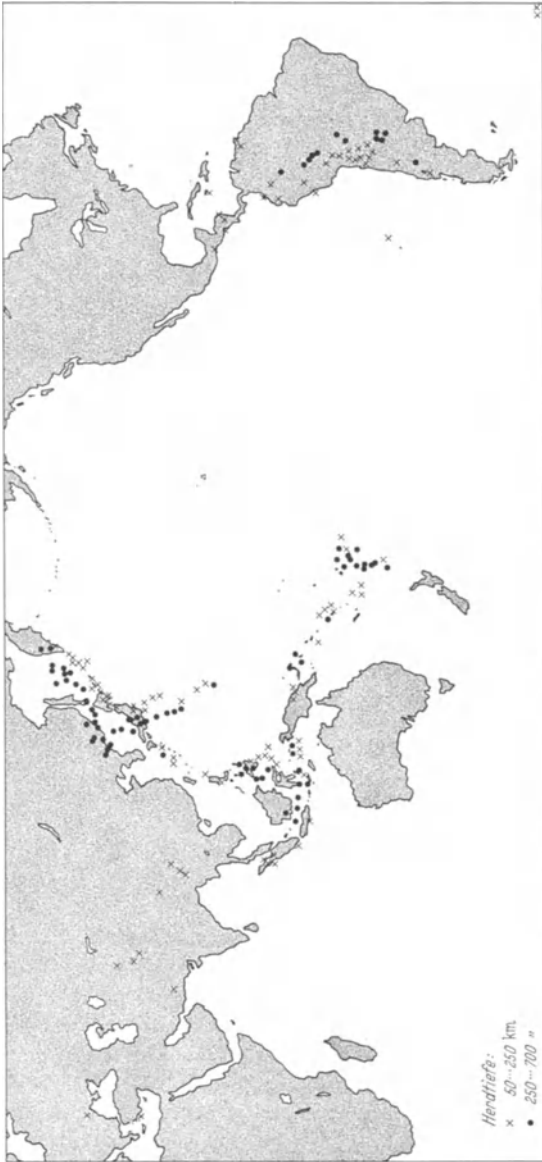


Abb. 24. Herde tiefer Erdbeben. Januar 1918 bis März 1932, einzelne später.
 Nach B. Gutenberg.

teil des großen Kettengebirgsgürtels durch besonders große Erdbeben­­tätigkeit auffallen. In dieser einfachen Weise ist es nicht der Fall. Als ganzes heben sich die Alpen kaum heraus.

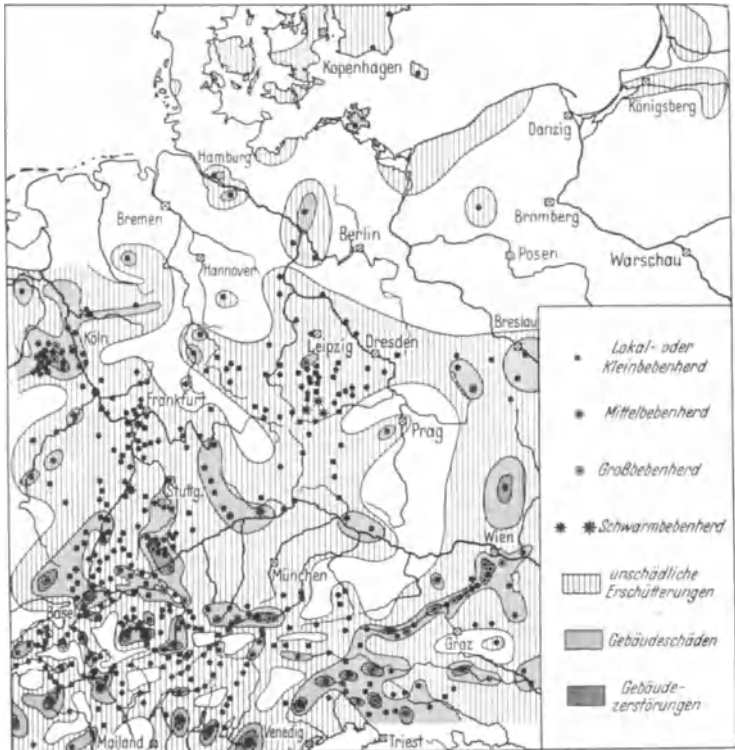


Abb. 25. Erdbebenherde in Mitteleuropa. Zusammengestellt nach A. Sieberg und neuesten Berichten.

Ihre Erdbeben­­tätigkeit ist auf einige Systeme von Bruchlinien beschränkt. Abb. 25 zeigt aneinandergereihte Erdbebenherde längs des Inntales und besonders deutlich auf einer Linie, die sich von Wien aus in südwestlicher Richtung nach dem oberen Tal der Mur hinzieht. Gut ausgeprägt ist auch eine Linie von Erdbebenherden zwischen Innsbruck und dem Gardasee.

Natur und Ursache der Erdbeben.

Erdbeben treten auf, wenn sich Spannungen im Erdinnern plötzlich entladen. Die Natur der gespannten Energie und die Art der Auslösung bestimmen die Erscheinungsform des Bebens.

Eindrucksvoll und augenfällig ist die Auslösung unterirdischer Spannungen bei Vulkanausbrüchen. Gasexplosionen im Magmaherd und im Vulkanschlot bringen Erschütterungen hervor, die als *vulkanische Erdbeben* so bekannt sind, daß man sie in Laienkreisen vielfach für die einzige oder wenigstens die wichtigste Art von Erdbeben hält. Diese Ansicht besteht nicht zu Recht. Vulkanische Beben können an Ort und Stelle sehr heftig sein; sie breiten sich aber nur selten bis in größere Entfernungen aus und bleiben fast stets auf den Aschenkegel des Vulkanes und seine nächste Nachbarschaft beschränkt. Man schätzt, daß nur etwa 7% der Erdbeben vulkanischen Ursprung haben. Groß- und Weltbeben kommen unter ihnen nicht vor, schon vulkanische Mittelbeben sind äußerst selten. Den vulkanischen Beben verwandt sind die erdbebenartigen Erschütterungen großer Explosionskatastrophen. Sie lassen sich bisweilen einige hundert Kilometer weit in den Aufzeichnungen der Erdbebenwarten verfolgen und sind wie Nahbeben für die Erforschung der Erdkruste von Bedeutung. Eine der am besten untersuchten Explosionen ist das „Oppau-Beben“ vom 21. September 1921.

Etwa 3% der Erdbeben sind *Einsturzbeben*. Sie entstehen beim Einsturz unterirdischer Hohlräume, wenn die Gesteinsdecke so zermürbt ist, daß ihre Festigkeit nicht mehr ausreicht, die Last der darüberliegenden Schichten zu tragen. Die Hohlräume entstehen in Kalkgebirgen und im Salz durch die auslaugende Tätigkeit des Wassers. Die Energie der Einsturzbeben ist gering; ganz selten wird die Stärke eines Mittelbebens erreicht. Den Einsturzbeben ähnlich sind die Erschütterungen beim Aufschlag großer Meteorite. Das Aufschlagbeben des großen sibirischen Meteors vom 30. Juni 1908 hat man noch in Hamburg und Jena, über 5200 km von der Aufschlagstelle entfernt, aufgezeichnet.

Die übrigen 90% sind *tektonische Erdbeben*¹. Sie entstehen, wenn gespannte, gepreßte, verdrehte oder sonstwie belastete Teile der Erdkruste über ihre Festigkeitsgrenze hinaus beansprucht werden und unter plötzlichem Bruch eine neue Gleichgewichtslage aufsuchen. Die Erschütterung entsteht zum Teil beim Aufreißen des Bruches, hauptsächlich aber durch die Reibung an den Bruchflächen der gleitenden Schollen. Die meisten Mittelbeben und wohl alle Groß- und Weltbeben haben tektonischen Ursprung. Einen Eindruck von ihrer Bedeutung im Vergleich zu vulkanischen Beben und Einsturzbeben gibt schon die Aufstellung der größten Herdentfernungen, aus denen Fühlbarkeitsmeldungen vorliegen.

Lissabon	2500 km	} tektonische Beben
Mississippi-Tal 1811	1760 „	
Mino-Owari 1891	640 „	
San Franzisko 1906	560 „	
Messina 1908	200 „	
Bandai-Berg (Japan) 1888	50 „	} vulkanische Beben
Ischia (Italien) 1881	3 „	
Thüringen 1926	60 „	größeres Einsturzbeben

Die Energie der vulkanischen Beben und Einsturzbeben läßt sich nur der Größenordnung nach abschätzen. Sie dürfte $\frac{1}{1000}$ der Energie größerer tektonischer Beben nur selten übersteigen.

Wie bei vielen Vorgängen in Natur und Technik hat man zwischen spannungserzeugenden und auslösenden *Erdbebenursachen* zu unterscheiden. Die spannungsauslösenden Ursachen haben ihren Sitz in der Erde und wirken oft aus großer Tiefe; sie schaffen den gespannten, erdbebenbereiten, nach gewaltsamer Entladung drängenden Zustand. Die Auslösung kann dadurch erfolgen, daß bei weiterer Steigerung der spannenden Kräfte die Festigkeitsgrenze des Materials überschritten wird und es hierbei zum plötzlichen Bruch kommt. In sehr vielen Fällen aber wird schon vorher ein von außen einwirkender Vorgang, der mit dem gespannten Zustand der Erdkruste in keiner Beziehung zu stehen braucht, die Auslösung des Erd-

¹ Tektonik: Die Wissenschaft vom Aufbau der Erdkruste und den Bewegungen der Erdkrustenteile.

bebens veranlassen. Nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen scheinen meteorologische Vorgänge wie Luftmassenverschiebungen, Niederschläge und Hochfluten dadurch bebenauslösend zu wirken, daß sie gespannten und gekippten Erdkrustenschollen einseitige Zusatzbelastungen geben. Auch können Erdbeben an der Auslösung weiterer Erdbeben beteiligt

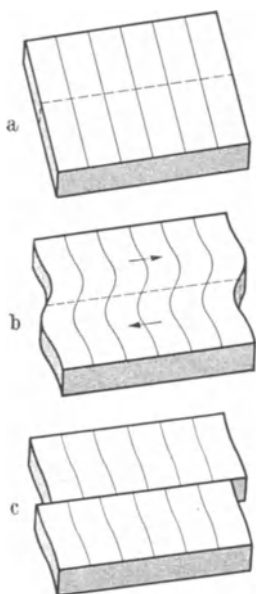


Abb. 26. Schollenverbiegung und Bruch als Ursache tektonischer Beben.

sein. Bisweilen mag der von einem anderen Herd ankommende Erdbebenstoß genügen, die bruchbereiten Schollen zum Brechen zu bringen. Häufiger ist wohl anzunehmen, daß die bei einem Erdbeben auftretende Änderung des Spannungszustandes sich noch in der Ferne auswirkt und dort die Spannungen so verstärkt, daß es nach kurzer Zeit zum Beben kommt.

Schollenverbiegung und Bruch bei einem tektonischen Beben sind in Abb. 26 an dem Beispiel eines Verwerfungsbebens mit waagrechter Versetzung angedeutet¹. Ähnlich mag der Vorgang beim kalifornischen Erdbeben von 1906 gewesen sein (vgl. Abb. 2, S. 12, und Abb. 17, S. 42). Im oberen Teil der Abbildung sieht man einen aus der Erdkruste ausgeschnittenen Block im ursprünglichen Zustand, der Anschaulichkeit wegen in Felder eingeteilt, deren Grenzen senkrecht zur

punktiert eingetragenen späteren Rutschfläche verlaufen. Schubkräfte, deren Ursprung in der Tiefe zu suchen ist, verbiegen die Scholle, wie es der mittlere Teil der Abbildung zeigt. Nach dem Bruch stellt sie sich in die im unteren Teil aufgezeichnete Lage ein. Im Idealfall ist dann die Verwerfung spannungsfrei.

¹ In der Geologie pflegt man von Verwerfungen nur dann zu reden, wenn ein wesentlicher Teil der Schollenverschiebung in senkrechter Richtung vor sich geht. Für die Erdbebenkunde ist die Richtung der Versetzung unwesentlich, und es soll hier jede Versetzung längs einer nahezu ebenen Rutschfläche als Verwerfung bezeichnet werden.

Oft jedoch werden Restspannungen übrigbleiben, die an der aufgelockerten Verwerfung nach kurzer Zeit unter schwächeren Bebenerscheinungen, den *Nachbeben*, ausgeglichen werden.

Die Nachbeben können sehr zahlreich sein; beim Mino-Owari-Beben von 1891 waren es im Anfang mehrere hundert im Tag. Ihre Zahl nahm mit der Zeit ziemlich regelmäßig ab (Abb. 27 links). Gelegentlich wird der Abklingungsvorgang von einem stärkeren Beben und seiner Nachbebenseerie unterbrochen (Abb. 27 rechts).

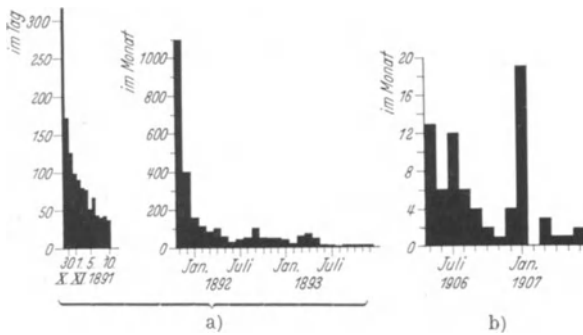


Abb. 27. Zahl der Nachbeben: a) des Mino-Owari-Bebens vom 28. Oktober 1891, b) des kalifornischen Bebens vom 18. April 1906. Nach F. Omori und E. Tams.

Oft kommt es vor, daß ein Bruch nicht mit einem Schläge aufreißt, sondern nach und nach in einer Folge kleinerer Bruchvorgänge vorbereitet wird. Dann können zahlreiche *Vorbeben* mit wachsender Häufigkeit und Stärke das Hauptbeben ankündigen (Abb. 28). Läßt die spannungserzeugende Kraft während dieses Vorganges nach, so ist es möglich, daß es gar nicht zu einem ausgesprochenen Hauptbeben kommt und es bei einer großen Zahl an Häufigkeit erst wachsender, dann abnehmender schwacher Beben bleibt. Diese Erscheinung wird *Erdbebenschwarm* genannt (Abb. 29; Abb. 53, S. 96).

Tektonische Beben können nur auftreten, wo die Anhäufung größerer Spannungen möglich ist, die Gesteine Festigkeit genug besitzen, um in hinreichendem Maße den anwachsenden Kräften standzuhalten und den Spannungsausgleich längere Zeit zu verhindern, bis schließlich die Beanspruchung so groß

wird, daß der Bruch eintritt. Plastisches, fließfähiges Material weicht unter der Kraftwirkung aus; hier kommt es zu keiner

Spannungshäufung, zu keinem Bruch und zu keinem tektonischen Beben.

Vieles Material, das kurz und plötzlich wirkenden Kräften den Widerstand eines festen Körpers entgegensetzt und bei zu starker akuter Beanspruchung scharfkantig bricht, kommt unter Einwirkung selbst schwacher Dauerkräfte zu langsamem, zähem Fließen. Dieser Zustand wird *säkularflüssig*¹ genannt. Manche Stoffe, z. B. Fensterglas, nehmen ihn in deutlich wahrnehmbarer Weise erst bei starker Erhitzung an. Andere, wie Siegellack, zeigen ihn schon bei gewöhnlicher Temperatur; man muß nur etwas warten, bis das sehr langsame Fließen sichtbar wird (Abb. 3o). Hier handelt es sich um Fließgeschwindigkeiten,

die selten mehr als einige Zentimeter im Monat, oft nur etwa einen Zentimeter im Jahr und noch viel weniger betragen.

Es ist möglich, daß die Eigenschaften des säkularflüssigen Körpers allen Stoffen zukommen, die Fließgeschwindigkeit aber bei normaler Temperatur so gering ist, daß man das

¹ saeculum (lat.): das Jahrhundert. Säkularflüssig = flüssig unter Einwirkung jahrhundertelang andauernder Kräfte.

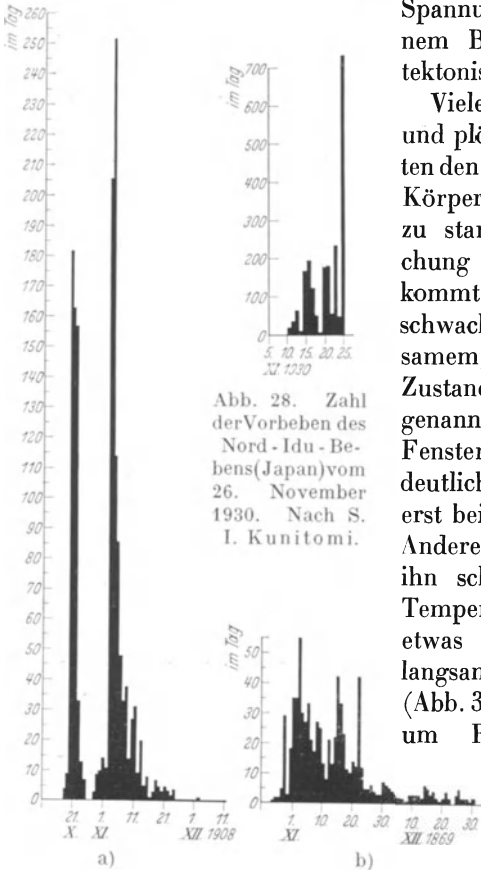


Abb. 28. Zahl der Vorbeben des Nord-Idu-Bebens (Japan) vom 26. November 1930. Nach S. I. Kunitomi.

Abb. 29. Bebenhäufigkeit bei Erdbebenschwärmen. a) Vogtland 1908, b) Groß-Gerau 1869. Nach A. Sieberg und H. Landsberg.

Fließen nur in Ausnahmefällen bemerkt. In den tieferen Schichten der Erde muß das säkulare Fließen allgemein verbreitet sein; anders wäre es nicht möglich, daß mächtige Gesteinsschichten in so großartiger Weise bruchlos gefaltet werden, wie man es an vielen Orten feststellen kann¹. In den Faltungstiefen herrschen Temperaturen von mehreren hundert, vielleicht auch über tausend Grad. Diese hohen Temperaturen bringen säkulare Fließfähigkeit hervor; gerichteter Druck setzt die Massen gegeneinander in Bewegung, knetet und faltet sie; und die lange Zeit bringt es mit sich, daß trotz der geringen Fließgeschwindigkeiten große Wirkungen erzielt werden. In großer Tiefe geht die Faltung ohne Bruch, also auch ohne tektonische Beben, vor sich. Die oberen Schichten der Erdkruste sind nicht faltbar und können nur unter Brucherscheinungen umgestaltet werden. Die Brüche sind von Erdbeben begleitet. In mittleren Tiefen können sich Faltung und Bruch zur *Bruchfaltung* vereinigen.

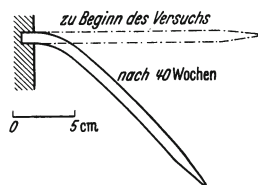


Abb. 30. Fließen einer Siegelackstange.

Grob gesagt, kann man in der Erdkruste eine obere *Bruchzone* und eine untere *Fließzone* unterscheiden. Bruchzone und Fließzone sind nicht scharf getrennt, sie gehen im Gebiet der Bruchfaltung ineinander über.

Faltung und Bruch kommen nicht nur örtlich übereinander vor, sie können sich auch zeitlich nacheinander auswirken. Gelangen gefaltete Schichten im Laufe des erdgeschichtlichen Geschehens aus der Fließzone näher an die Oberfläche, so erweisen sie sich als besonders widerstandsfähig gegen weitere Faltung; man sagt, sie sind „totgefaltet“. Totgefaltete Gesteine können nur noch unter Bruch verformt werden; es sei denn, daß sie im späteren Verlauf der Erdgeschichte wieder in größere Tiefe gelangen, aufgeschmolzen und noch einmal fließfähig werden. Die totgefalteten Gesteine sind in der Erdgeschichte von großer Bedeutung: sie bilden starre Widerlager,

¹ W. von Seidnitz, Bau der Erde, Verständliche Wissenschaft Bd. 17, Abb. 31, S. 76.

die, den Backen eines Schraubstockes vergleichbar, den Rahmen jüngerer Gebirgsfaltung abgeben.

Diese Vorgänge spielen sich in den oberen Erdschichten ab, die man unter der Bezeichnung *Erdkruste* zusammenfaßt. Hauptkennzeichen der Erdkruste ist ihr Schollenaufbau. Sie reicht so tief, wie noch Unterschiede im Aufbau von nebeneinanderliegendem Material vorkommen. Unter der Erdkruste sind diese Unterschiede ausgeglichen: das fließbare Material hat sich so geordnet, daß das Erdinnere aus konzentrischen Kugelschalen¹ besteht, die in sich gleichförmig aufgebaut sind (Abb. 63, S. 119). Die untere Erdkrustenbegrenzung wird *Ausgleichsfläche* genannt.

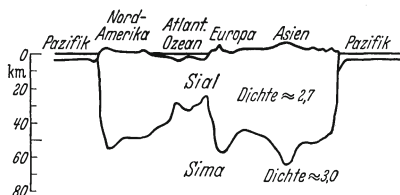


Abb. 31. Die Festlandscholle.

Der Ausgleichszustand im Erdinnern ist nur möglich, wenn die Erdkruste überall mit dem gleichen Druck auf der Ausgleichsfläche lastet. Dies ist nur dann der Fall, wenn über der

Ausgleichsfläche an allen Orten die gleiche Gesamtmasse liegt. Unter den Hochgebieten der Erde, den Festländern, wird also das Gesteinsmaterial weniger dicht als unter den Senkungen, den Weltmeeren, sein. Man kann sich verschiedene Massenverteilungen in der Erdkruste denken, die dieser Bedingung entsprechen. Am wahrscheinlichsten ist es, daß eine große Scholle von Festlandgestein in dichteres, nachgiebigeres Tiefenmaterial eingebettet ist und auf diesem gewissermaßen schwimmt. Die mittlere Dichte des Festlandmaterials beträgt 2,7, die des Tiefenmaterials wahrscheinlich 3,0² (Abb. 31). Die *Festlandscholle* umfaßt auch den Atlantischen und den Indischen Ozean; unter den Ozeanen ist sie dünner als unter den Festländern, und unter den Gebirgen treibt sie mächtige

¹ Genauer: Schalen von Rotationsellipsoiden, wenn man die Abplattung der Erde in Betracht zieht.

² Die Dichte eines Stoffes ist das Verhältnis seiner Masse zu der Masse des gleichen Raumteiles Wasser. Sie gibt das Gewicht eines Quadratmeters in Tonnen oder eines Quadratdezimeters in Kilogramm oder eines Quadratcentimeters in Gramm an.

Wurzeln in die Tiefe. Unter dem Stillen Ozean scheint das Festlandmaterial zu fehlen; oder es ist dort so dünn, daß es bis jetzt noch nicht festgestellt werden konnte. Oft wird der Festlandblock mit einer auf Wasser schwimmenden Eisscholle verglichen. Der Vergleich ist sehr anschaulich; es darf aber nicht vergessen werden, daß alles Material in der Tiefe bei dem dort herrschenden hohen Druck nur säkularflüssig ist. Eine feurige, leichtflüssige Magmaschicht, wie man sie sich früher vorgestellt hat, gibt es nicht. Das Tiefenmagma wird erst dann leichtflüssig, wenn es von dem auf ihm lastenden gewaltigen Druck befreit wird.

Den Schwimmzustand der Festlandscholle bezeichnet man als *Isostasie*¹; die Scholle ist bestrebt, diesen Zustand zu erhalten. Wird das isostatische Gleichgewicht gestört, so treten vertikale *Ausgleichsbewegungen* auf, die zu Bruchbildungen führen und die Ursache tektonischer Erdbeben sein können. Störungen des isostatischen Gleichgewichts gibt es von vielerlei Art. Beim Abschmelzen von Inlandeis und bei der Gebirgsabtragung werden Teile der Scholle entlastet; Belastung dagegen tritt ein, wenn die Schnee- und Eisbedeckung wächst und die Abtragungsprodukte abgesetzt werden. Ein bekannter isostatischer Ausgleichsvorgang ist die säkulare Hebung Skandinaviens, die als Folge der Befreiung vom Inlandeis nach der letzten Eiszeit begonnen hat und im Zentrum noch heute, über 10 000 Jahre nach dem Beginn der Ausgleichsbewegung, Hebungsgeschwindigkeiten von jährlich etwa einem Zentimeter aufweist².

Die Festlandscholle besteht im wesentlichen aus granitartigem Material, während das Tiefenmaterial etwa die Zusammensetzung des Basaltes hat. Der Granit enthält mehr Quarz und andere kieselsäurereichen Bestandteile als der Basalt. Daher werden die granitartigen Gesteine als *saure Gesteine*, die basaltartigen als *basische* bezeichnet. Die Gesteine noch größerer Tiefen, die noch weniger Kieselsäure enthalten, werden *ultrabasisch* genannt.

¹ Iso ... (griech.) = gleich, status (lat.) = Stand, Stellung.

² W. von Seidlitz, Bau der Erde, Verständliche Wissenschaft Bd. 17, Abb. 25, S. 68.

Nach den kennzeichnenden chemischen Bestandteilen Silizium und Aluminium hat man für das granitartige Festlandmaterial die Bezeichnung *Sial* eingeführt und das basaltartige Tiefenmaterial nach den Elementen Silizium und Magnesium *Sima* genannt. In der Geophysik, zu der die Erdbebenkunde gehört, ist es üblich geworden, diese Ausdrücke als bequeme Abkürzungen zu gebrauchen, wenn es sich darum handelt, die weniger dichte Festlandscholle von dem dichteren Material zu unterscheiden, in das sie eingebettet ist. Hierbei hat man allerdings von der strengen geochemischen Bedeutung etwas abgehen müssen. Denn es wird jetzt vielfach angenommen, daß der untere Teil des Festlandblockes auch basaltartiges Material enthält, der isostatische Ausgleich in manchen Gegenden der Erde noch nicht an der Grenze zwischen granitartigem und basaltartigem Material, sondern erst in größerer Tiefe, vielleicht erst an der Grenze zwischen basaltartigem und ultrabasischem Material zustande kommt (Abb. 35, S. 73).

Unter der Erdkruste kommen keine normalen Erdbeben mehr vor. Ihre Herdtiefe kann nicht größer sein als die Dicke der Erdkruste. Man schätzt die Erdkrustendicke zu 50—100 km. In der Tat hat sich gezeigt, daß die meisten Erdbebenherde in den obersten 50 km liegen, und man war lange der Ansicht, daß es keine tieferen Erdbebenherde gibt. In den letzten Jahren jedoch hat es sich gezeigt, daß manche Erdbeben noch tieferen Ursprung haben. Die größte bis jetzt festgestellte Herdtiefe beträgt etwa 700 km.

Diese *tiefen Erdbeben* sind eines der wichtigsten und interessantesten Probleme der Erdbebenforschung, und es ist von ihnen noch mancher Aufschluß über die Natur und den Zustand der tieferen Schichten zu erwarten. Bei vielen Einzelergebnissen ist ihre Untersuchung noch nicht so weit vorgeschritten, daß man endgültige Angaben oder gar eine deutliche Vorstellung von ihrer Entstehung geben kann. Es scheint, daß sie sich auf wenige streifenartige Gebiete der Erde beschränken und mit dem Zug der jungen Faltengebirge und Tiefsee-gräben im Zusammenhang stehen (Abb. 24, S. 54). Augenblicklich neigt man dazu, sie trotz ihrer großen Tiefe als eine Art tektonischer Beben anzusprechen. Man ist dann aber ge-

zungen, entweder der Erdkruste stellenweise eine unwahrscheinlich große Tiefenerstreckung zuzuschreiben oder von der bisherigen Definition der Erdkruste abzugehen und zuzugeben, daß noch weit unter der Erdkruste bruchfähiges Material und unausgeglichenen Spannungen vorkommen.

Man hat auch eine ganz andere Möglichkeit der Entstehung tiefer Beben in Betracht gezogen. Man nimmt an, daß sich das tiefe Erdinnere infolge der hohen Temperatur in geschmolzenem, amorphem¹ Zustand befindet, in dem die Moleküle regellos verteilt und nicht in regelmäßigen Gittern angeordnet sind wie in den Kristallen. Dagegen sind die meisten Bestandteile der Erdkruste im Kristallzustand. Bei Abkühlung gehen die amorphen Stoffe in eine Kristallform über. Kühlt sich nun die Erde langsam ab, wie man im allgemeinen annimmt, so wird die Kristallisation von außen nach innen langsam fortschreiten, und in bestimmter Tiefe wird sie gerade im Gang sein. Bei dem sehr ruhigen Zustand im Erdinnern kann es vorkommen, daß die normale Kristallisationstemperatur unterschritten wird, ohne daß sofort der Übergang in die Kristallform erfolgt. Solche „unterkühlten“ Substanzen sind sehr empfindlich gegen jede Art von Störungen, und es kann eine kleine Erschütterung genügen, um den ganzen unterkühlten Bereich mit einem Schlag zur Kristallisation zu bringen. Da die Kristallisation fast stets mit einer Änderung des Rauminhalts verbunden ist, treten bei diesem Vorgang Erdbebenerschütterungen auf. Man hat sie gelegentlich als *Umsetzungsbeben* bezeichnet. Ob solche Beben tatsächlich vorkommen, ist noch eine offene Frage.

Es soll nun versucht werden, den Ablauf der Gebirgsfaltung und der für die Erdbebenstätigkeit ausschlaggebenden Bruchbildung in großen Zügen anhand einiger schematischer Profile zu beschreiben. Abb. 32 zeigt von oben nach unten einige quer über ein Gebirge gelegte senkrechte Schnitte in aufeinanderfolgenden Entwicklungsstadien. Die zeitlichen Abstände können nur nach rohen Abschätzungen angegeben werden. Sie sind von Fall zu Fall verschieden und mit Millionen und Zehn-

¹ a (griech.) = ohne, morphē (griech.) = Gestalt; amorph = gestaltlos, nicht kristallisiert.

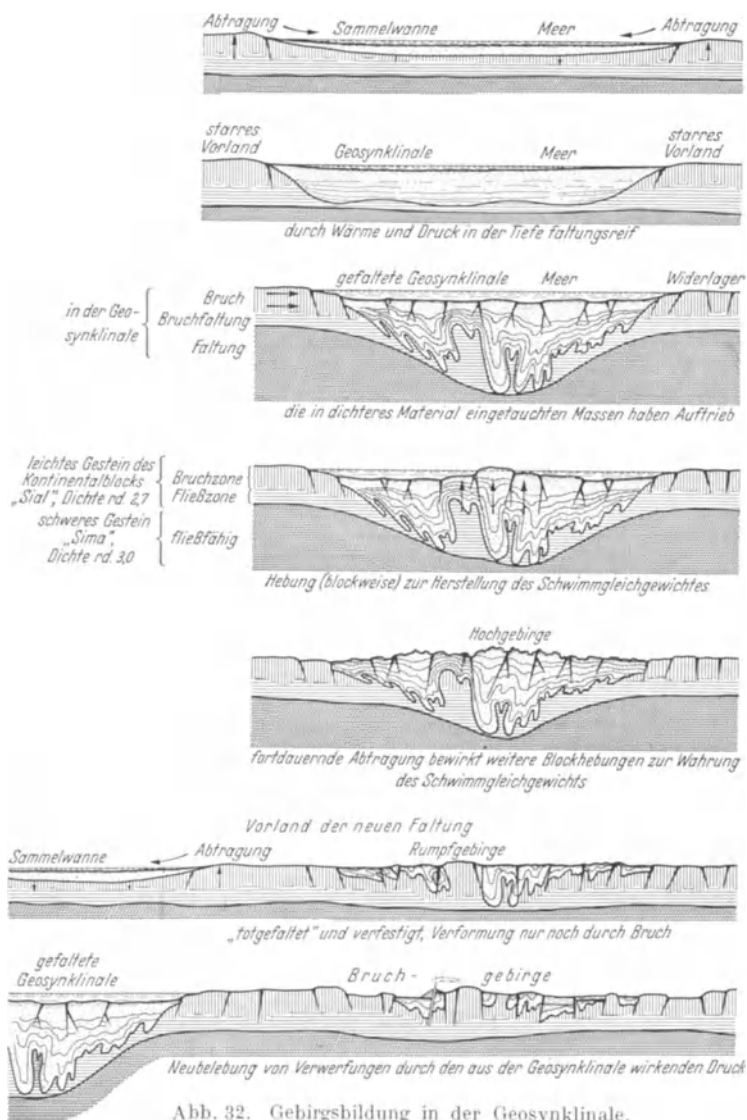


Abb. 32. Gebirgsbildung in der Geosynklinale.

millionen von Jahren zu messen. Die Länge der Schnitte beträgt einige hundert Kilometer, die Tiefe entspricht der Erdkrustendicke. Das Sial ist hell, das Sima dunkler dargestellt. Gefaltete Teile sind leicht zu erkennen, Bruch- und Fließzone durch verschiedene Schraffur unterschieden. Die steilen dicken Striche bedeuten Brüche und Verwerfungen.

Wie die geologische Forschung in mehreren Fällen festgestellt hat, beginnt die Entwicklung mit einer lang dauernden großräumigen Einsenkung einer Mulde, in die meist das Meerwasser eintritt und in der sich die Abtragungsprodukte der benachbarten Festländer sammeln. Diese Sammelmulde, *Geosynklinale*¹ genannt, kann tief absinken; die abgelagerten Schichten können mehrere Kilometer mächtig werden. Geht die Senkung so weit, daß ein großer Teil der Ablagerungen in die Fließzone hinuntergelangt, so wird die Geosynklinale faltungsreif. Die fließfähig gewordenen Schichten können dem seitlichen Druck der gebirgsbildenden Kräfte nicht widerstehen und weichen unter Faltenbildung aus. Über die Ursachen der geosynklynen Senkung und der seitlichen Schubkräfte hat man nur Vermutungen. Man muß sie als gegebene, geologisch gut belegte Tatsachen hinnehmen.

Bei der Zusammenpressung wird die Geosynklinale verengt, die Profile werden verkürzt. Das gefaltete Material hat aber nicht wesentlich andere Dichte wie im ungefalteten Zustand und beansprucht daher denselben Raum wie vor der Faltung. Während der Faltung muß es nach oben oder unten ausgewichen sein. Geht die Faltung in solcher Weise vor sich, daß das isostatische Gleichgewicht erhalten bleibt, so erscheint an der Erdoberfläche ein Gebirge, und es bildet sich eine Wurzel in der Tiefe, deren Mächtigkeit etwa das neunfache der Gebirgshöhe beträgt. Im allgemeinen jedoch dürfte die Faltung so schnell vor sich gehen, daß der Erdkruste keine Zeit zur vollständigen Einstellung in den isostatisch ausgeglichenen Zustand bleibt. Dann wird das Gebirge höher sein oder die Wurzel tiefer hinabreichen, als es einem vollkommen ausgeglichenen Schwimmzustand der Sialscholle entspricht. Bei Messungen

¹ syn . . . (griech.) = zusammen . . . , clinare (lat.) = neigen; Synklinale = Mulde.

der Schwerkraft im Gebiet der ostindischen Inselwelt hat Vening Meinesz einen langen, auffälligen Streifen unnormal kleiner Schwerewerte entdeckt (Abb. 34, S. 70) und hat ähnliches auch in Westindien gefunden. In Übereinstimmung mit geologischen Erwägungen deutet man diese Gebilde als die Achsen großer, in Faltung begriffener Geosynklinalen. Da die Schwerkraft über ihnen zu klein ist, muß es in der Erdkruste an Masse fehlen, und es hat das leichte Sialmaterial in der Tiefe mehr von dem dichteren Sima verdrängt, als die Bildung einer ausgeglichenen Wurzel erfordert. Auch die Tatsache, daß das Erdbodenrelief im Zuge der Geosynklinalen keine besonders auffallenden Erhebungen aufweist und die Streifen kleiner Schwerewerte sogar vielfach mit Tiefseeegräben zusammenfallen, deutet darauf hin, daß wenigstens in diesen Fällen die gefalteten Massen nicht nach der Höhe, sondern in die Tiefe ausgewichen sind. So ist es auch im dritten Schnitt der Abb. 32 dargestellt.

Das Streben des zu tief eingetauchten Faltungskörpers nach dem Schwimmgleichgewicht bringt isostatische Ausgleichsbewegungen hervor, die sich in Hebungen äußern, sobald die seitlichen Druckkräfte nachlassen. Die Hebung geht unter Bildung von Verwerfungen blockweise vor sich und kann so weit führen, daß ein Gebirge entsteht. Wenn der Erdboden über dem Meeresspiegel erscheint, beginnt die Abtragung. Hierdurch wird die Scholle erleichtert und ihr Hebungswille verstärkt. Die von der Abtragung noch nicht erreichten Teile werden im Schollenverband weit herausgehoben, und es können Hochgebirge aus der ehemals vom Meer bedeckten Mulde entstehen. Im Laufe der Zeit bewirkt die Abtragung eine Senkung des Oberflächenreliefs, der eine Hebung des Schollenuntergrundes zur Erhaltung des Schwimmgleichgewichtes entspricht. Das Ergebnis dieser Vorgänge ist ein Rumpfgebirge, dessen Abtragung bei ungestörtem Verlauf bis zur Einebnung gehen kann. Alle diese Vorgänge sind mit Verwerfungsbildung, also auch mit tektonischen Erdbeben verbunden.

Ein ungestörter Ablauf der Abtragung ist wohl selten. Oft tritt neben der alten Geosynklinale noch vor Beendigung der Gebirgsabtragung eine neue Geosynklinale auf, die als Sam-

melmulde die ihr zugeführten Abtragungsprodukte aufnimmt. Nun kann sich der ganze Vorgang aufs neue wiederholen. Bei der Auffaltung wird das alte, noch bruchfähige Rumpfgebirge in Mitleidenschaft gezogen und zu einem Bruchschollenland zerstückelt, wie es mit den europäischen Mittelgebirgen zur Zeit der Alpenfaltung geschehen ist.

Ein eindrucksvolles Beispiel für den Aufbau eines Kontinentes durch Faltengebirgsbildung bietet Europa (Abb. 33). An den schon in alter Zeit verfestigten ureuropäischen Kontinent im Norden haben sich, südwärts fortschreitend, in der Silurzeit¹ die kaledonischen Gebirge Alt-Europas, in der Karbonzeit die varistischen Gebirge des mittleren Europa, in der Kreide- und Tertiärzeit die alpinen Gebirge Neu-Europas angegliedert. Die starke Erdbeben-tätigkeit im Ägäischen Meer deutet vielleicht darauf hin, daß die Gebirgsbildung am Südrand von Europa noch nicht abgeschlossen ist.



Abb. 33. Die Faltenysteme Europas. Aufbau von Norden nach Süden durch mehrmalige Angliederung einer Faltengebirgszone. Nach H. Stille.

Wichtige Aufschlüsse über die Beziehungen zwischen Gebirgsfaltung, Erdbeben und Vulkane sind aus den Forschungen im Bereich der Sundainseln zu erwarten (Abb. 34). Eine Zone sehr starker Erdbeben-tätigkeit, die auch zahlreiche Groß- und Weltbeben aufweist, begleitet den Streifen kleiner Schwerwerte. Sie zieht sich an den West- und Südküsten von Sumatra und

¹ Tabelle der erdgeschichtlichen Formationen: W. von Seidlitz, Bau der Erde, Verständliche Wissenschaft Bd. 17, S. 144.



Abb. 34. Erdbeben- und Vulkane im Bereich der Sundainseln. Nach S. W. Visser, Ch. E. Stehn, P. M. van Riel, F. A. Vening Meinesz.

Java entlang, läuft weiter über die kleinen Sundainseln, biegt nach Norden um und zieht sich nach den Philippinen. Ein Ausläufer berührt Celebes, und es ist möglich, daß auch das Großbebengebiet von Neuguinea mit ihr im Zusammenhang steht.

Das Flachmeergebiet des Sundaschelfs, der zum asiatischen Festlandblock gehört, und der australische Schelf sind auffallend erdbebenarm. Man hat unwillkürlich den Eindruck, daß das Erdbebengebiet eine Schwächezone der Erdkruste bezeichnet, die, zwischen die Festlandblöcke geklemmt und geschleppt, starken Beanspruchungen ausgesetzt ist. Daß auch Zerrungserscheinungen auftreten, beweisen die zahlreichen Vulkane.

Tätige Vulkane geben fast unaufhörlich Anlaß zu Erdbeben. Jeder Ausbruch, jede Magma- und Gesteinsförderung ist von Erderschütterungen begleitet. Diese Erdbeben sind Begleiterscheinungen des oberflächennahen Vulkanismus, sie sind verhältnismäßig schwach und brauchen keine unmittelbaren Beziehungen zu den gebirgsbildenden Vorgängen in der Tiefe zu haben.

Die Tatsache, daß die tätigen Vulkane des Sundagebietes, reihenweise angeordnet, die Zone der kleinen Schwerewerte begleiten, läßt jedoch vermuten, daß auch Zusammenhänge zwischen den gebirgsbildenden Vorgängen und der Vulkan-tätigkeit bestehen. Auf der Achse des Streifens kleiner Schwerewerte liegen keine Vulkane. Das stimmt gut mit der Vorstellung überein, daß hier die Geosynklinale liegt, in der das Sial stark zusammengepreßt und gefaltet weit hinab in die Tiefe reicht. Solche Umstände sind ungünstig für den Aufstieg des Tiefenmagmas. Günstig für die Entstehung von Vulkanen sind die Verhältnisse in Zerrungszonen. Unter der Wirkung zerrender Kräfte, begleitet von tektonischen Beben, reißen Spalten und Klüfte auf, in die das Tiefenmagma gepreßt wird. Unter Aufschmelzung des umgebenden Gesteins arbeitet es sich langsam empor. Je weiter es steigt, um so geringer wird sein Druck, um so leichtflüssiger wird es. Die im Tiefenmagma unter hohem Druck gelösten Gase werden frei und schaffen den explosionsfähigen Zustand, der bei günstiger Gelegenheit zu den Ausbrucherscheinungen des Oberflächen-vulkanismus führt. Die Vulkane im Sundagebiet zeigen eine die Geosynklinale begleitende Zerrungszone an.

Über die tiefsten Ursachen der Gebirgsbildung, der Erdbeben und des Vulkanismus gibt es nur mehr oder weniger begründete Vermutungen, und noch keine Theorie hat auf die

Dauer allgemeine Anerkennung gefunden. Am bekanntesten ist wohl die *Kontraktionstheorie*¹. Sie geht davon aus, daß die Erde dauernd Wärme an den kalten Weltraum abgibt, sich abkühlt und infolge der Abkühlung zusammenzieht. Sie vergleicht die Gebirge mit den Hautrunzeln eines schrumpfenden Apfels. Wenn auch die Zusammenziehung der Erde nicht bewiesen war, so konnte die Kontraktionstheorie doch als eine sehr wahrscheinliche Erklärung der tektonischen Vorgänge gelten, solange man an einer Abkühlung der Erde nicht zu zweifeln brauchte. Seit der Entdeckung der radioaktiven Vorgänge jedoch muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die beim radioaktiven Zerfall frei werdende Wärmemenge größer als die nach außen abgeführte Wärme ist und es im Gegensatz zu der Grundannahme der Kontraktionstheorie zu einer Erwärmung der Erde kommt. Ist dies der Fall, so muß man andere Erklärungen für die Gebirgsbildung suchen. Vorläufig ist das Problem der Abkühlung oder radioaktiven Erwärmung noch nicht gelöst. Sicher jedoch ist, daß der Gehalt an radioaktiven Substanzen in der Tiefe wesentlich geringer sein muß als in der Erdkruste. Andernfalls wäre nämlich die Erwärmung so groß, daß sie sich mindestens in geologischen Zeiten, also an den Gesteinsschichten der Erdkruste, hätte bemerkbar machen müssen.

Das Sial enthält mehr radioaktive Stoffe als das Sima. Es wird sich also in den Festlandschollen mehr Wärme entwickeln als unter den Ozeanen. Dieser Umstand ist die Grundlage verschiedener Theorien geworden. Eine Gruppe dieser Theorien, die der *Unterströmungs-Hypothesen*, hat in der letzten Zeit viel Beachtung gefunden. Sie brauchen nicht gegen die Kontraktionstheorie eingestellt zu sein und können neben dieser zur Deutung mancher Erscheinungen herangezogen werden.

Erwärmung bringt Ausdehnung, Abkühlung bringt Zusammenziehung des Materials hervor. Weniger dichtes Material will aufsteigen, dichteres will sinken. Auf diese Weise kommen Strömungen im säkularflüssigen Sima zustande. Die Strömungsgeschwindigkeit ist sehr gering; man rechnet mit rund einem Zentimeter im Jahr. Um 1000 km weit zu fließen,

¹ Kontraktion = Zusammenziehung.

braucht eine solche Strömung 100 Millionen Jahre, also Zeiten vom Ausmaß großer geologischer Perioden. In diesen Zeiten können große Wirkungen erreicht werden. In Abb. 35 ist dargestellt, wie nach einer solchen Theorie die Entstehung der Sunda-Geosynklinalen zu verstehen ist. Strömungen, die unter der Sialdecke entlang laufen, nehmen diese mit. Sie wird gestaucht und gepreßt, wo sich Strömungen treffen, und zerzt, wo sich Strömungen trennen. Hierbei können sich Einzelheiten der Oberflächengestalt nach ihren eigenen Gesetzen formen und mehr oder weniger unabhängig von den Tiefen-

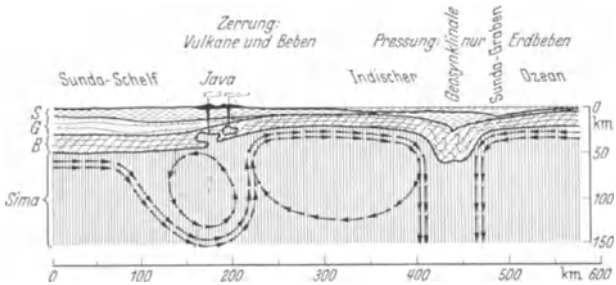


Abb. 35. Nord-Süd-Schnitt durch Java nach einer Unterströmungshypothese. *S* Schichtgesteine, *G* granitartiges, *B* basaltartiges Erdkrustenmaterial. Nach Escher.

vorgängen bleiben. So braucht die Tiefseeerinne nicht mit der Achse der Geosynklinale zusammenzufallen. Erdbeben gibt es überall, wo Brüche, Spalten und Verwerfungen entstehen, im Gebiet der Pressung und im Gebiet der Zerrung. Dagegen treten vulkanische Erscheinungen nur im Zerrungsgebiet auf.

Die engen Beziehungen der Erdbeben zur Bruchtektonik werden sehr deutlich, wenn man nach A. Sieberg die Erdbebentätigkeit der geologischen Großstrukturen zusammenstellt. Es fallen

auf alte totgefaltete und verfestigte Massen und Tafeln	1,7 %	} der tektonischen Erdbeben,
auf paläozoische (alte) Rumpfgebirge	0,1 %	
auf Einbruchsbecken	7,8 %	
auf Bruchschollenländer	23,6 %	
auf normale tertiäre (junge) Faltengebirge	4,5 %	
auf zerstückelte tertiäre Faltengebirge	27,7 %	
auf Landgebiete an Tiefseegräben	34,6 %	

Während die spannungserzeugenden Ursachen der großen Erdbeben unter den gewaltigen Erscheinungen der Gebirgsbildung zu suchen sind, kann die Auslösung reifer Spannungen durch unerwartet kleine Kräfte geschehen. Es genügt, daß eine energiegeladene Erdkrustenscholle eine geeignete kleine Zusatzbelastung erfährt. Im Einzelfall ist es schwer, die auslösende Ursache festzustellen. Die statistische Bearbeitung eines großen Beobachtungsmaterials jedoch vermag zur Erkenntnis von oft recht verwickelten Gesetzmäßigkeiten zu

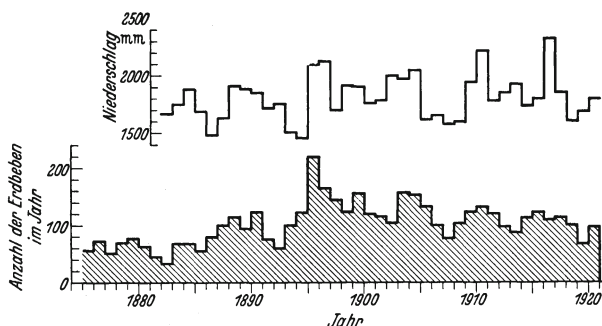


Abb. 36. Niederschlag an der Küste der Japanischen See und Erdbebenhäufigkeit im Kwantobeizirk (Japan) 1875 bis 1921. Nach A. Imamura.

führen. Man untersucht die Häufigkeit der Erdbeben und derjenigen Erscheinungen, von denen man erdbebenauslösende Wirkungen vermutet. Haben die Häufigkeiten gleichen zeitlichen Verlauf, so kann man Zusammenhänge erwarten. Untersuchungen dieser Art sind sehr mühsam und zeitraubend. Jede Erdkrustenscholle folgt ihren eigenen Gesetzen, und ehe man an die Untersuchung dieser Gesetze gehen kann, ist es nötig, die in den meisten Fällen noch unbekanntten Schollengrenzen festzulegen.

Als Beispiel zeigt Abb. 36 die jährliche Erdbebenhäufigkeit im Kwantobeizirk (bei Tokio, Japan) und die Niederschlagsmenge an der Westküste von Nord-Hondo (japanische See). Zunehmender Niederschlag — hauptsächlich Schnee — bedeutet eine Zusatzbelastung im Norden. Die Übereinstim-

mung der Kurven, selbst in Einzelheiten, ist so auffällig, daß man kaum zweifeln kann, daß die Erdbebentätigkeit im Kwantobeizirk auflebt, wenn die Niederschlagsmenge an der japanischen See wächst. Dabei sind die Belastungen im Vergleich zu den erdbebenerzeugenden Spannungen sehr unbedeutend. Der Druck von 1000 mm Wasser beträgt 100 g pro Quadratcentimeter, während die Bruchfestigkeit der Gesteine die Größenordnung von einigen Millionen Gramm pro Quadratcentimeter hat.

Auch Luftdruckunterschiede können erdbebenauslösend wirken. Abb. 37 gibt, nach Monaten geordnet, die Zahl der in Kyoto von 827—1854 aufgetretenen zerstörenden Erdbeben und die Luftdruckzunahme in der Richtung NNW → SSO nach meteorologischen Beobachtungen der letzten Zeit. Diese Zuordnung alter Erdbebenbeobachtungen und neuer Luftdruckmessungen ist zulässig, da man annehmen kann, daß sich die meteorologischen Verhältnisse in den letzten Jahrhunderten nicht wesentlich geändert haben. Die Ähnlichkeit der Kurven ist fast noch überzeugender als im vorigen Beispiel. Auch hier sind die Belastungen sehr klein: nimmt der Barometerstand um 0,5 mm zu, so wächst die Belastung eines Quadratcentimeters der Erdoberfläche um nicht mehr als 0,86 g.

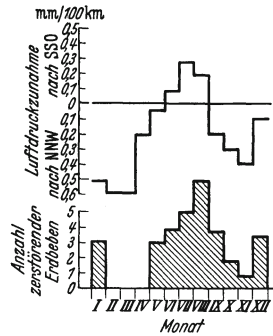


Abb. 37. NNW → SSO-Komponente der Luftdruckzunahme und zerstörende Erdbeben in Kyoto (Japan) nach Monaten geordnet.
Nach A. Imamura.

Untersuchungen über Hebungen, Senkungen und Neigungen des Erdbodens und über die den Erdbeben vorausgehenden Änderungen des Erdmagnetismus, des elektrischen Erdstroms und der Erdtemperatur sollen in Verbindung mit weiteren Forschungen über die auslösenden Erdbebenursachen die Grundlagen künftiger *Erdbebenvorhersagen* schaffen. Noch hat man keine praktischen Erfolge erzielt. Die Forschung ist jung, und die Probleme sind sehr verwickelt. In manchen Erdbebenländern, besonders in Japan, hofft man jedoch, daß man

nach fleißiger Kleinarbeit wenigstens eine Art *Erdbebenwarnung* organisieren kann. Sie wird für die Minderung der Erdbebenschäden von großer Bedeutung sein.

Die Aufzeichnung der Erdbeben.

Um die starken Erdbeben zu erfassen und ihre Ausbreitung zu verfolgen, braucht man eine ausreichende Zahl von Erdbebenwarten, die mit Fernbebeninstrumenten ausgerüstet sind. Es ist am besten, wenn man sie gleichmäßig über die Erde verteilt. Ferner braucht man dichte Netze von Erdbeben-

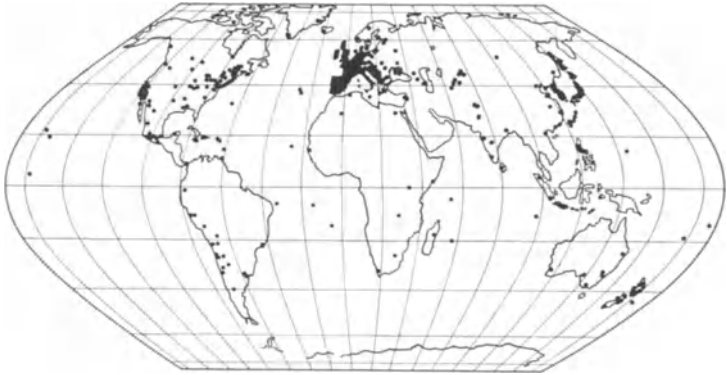


Abb. 38. Erdbebenwarten. Deutschland etwa 20; England mit Schottland und Irland über 20; Italien etwa 40; Holland, Belgien, Schweiz zusammen etwa 10; Frankreich etwa 10; Spanien und Portugal etwa 15; Jugoslawien etwa 10; Japan über 100.

stationen, die etwa 8—12 000 und 15—18 000 km von den wichtigsten Erdbebengebieten entfernt liegen und zur Aufklärung der besonders verwickelten Erdbebenausbreitung in diesen Herdentfernungen dienen. Zur Aufnahme schwacher Beben sind zahlreiche mit Nahbebeninstrumenten versehene Stationen in den Erdbebenländern nötig.

Auf der Erde gibt es zur Zeit rund 450 Erdbebenstationen. Könnte man sie nach Belieben verteilen, so würde man vielleicht 250 auf das gleichmäßige Stationsnetz verwenden, in dem dann der Abstand benachbarter Stationen etwa 2000 km

beträgt. Die übrigen Stationen würde man teils in den Erdbebengebieten selbst, teils in den besonders wichtigen Herdentfernungen aufbauen.

Infolge der geographischen Verhältnisse, des Kulturzustandes und der historischen Entwicklung weicht die wirk-



Abb. 39. Erdbebenwarten in Mitteleuropa. Einige z. Z. außer Betrieb.

liche Verteilung der Erdbebenwarten (Abb. 38, 39) erheblich von diesem Idealzustand ab. Auf der ganzen Südhalbkugel gibt es noch nicht 60 Erdbebenwarten; und in dem weiten Becken des Stillen Ozeans, das 30% der Erdoberfläche umfaßt, liegen noch keine 10. In hohen nördlichen Breiten sind sie spärlich, in hohen südlichen Breiten fehlen sie ganz. Dichte Stationsnetze liegen in Europa in Japan, in den nordöstlichen Teilen der Vereinigten Staaten und den angrenzenden Gebieten von Kanada, in den Erdbebengebieten

von Kalifornien, von Südamerika, Turkestan und in Neuseeland. Wie die folgende Zusammenstellung zeigt, liegen die Stationen von Europa, Nordamerika und Japan recht günstig für die Untersuchung der verwickelten Bebenausbreitung in den Herdentfernungen von 8—12 000 und 15—18 000 km.

Entfernung	Von Europa	Von den nordöstl. Verein. Staaten	Von Japan
8—12 000 km	Kalifornien Mittelamerika Sunda-Inseln Philippinen Japan	Zentralasien Japan Südamerikanische Erdbebengebiete	Neuseeland Afrikanische Gräben Vorderasien Südeuropa Kalifornien Mexiko
15—18 000 km	Neuseeland	Sunda-Inseln Neuseeland	Südamerikanische Erdbebengebiete

Die Erdbebenwarten werden mit *Seismographen* ausgerüstet, aus deren Aufzeichnungen man den Verlauf der Bodenbewegung in allen Einzelheiten ablesen kann. Solche Apparate gibt es noch nicht sehr lange. Erst kurz vor dem Beginn dieses Jahrhunderts ist man vom rein erfahrungsmäßigen Instrumentenbau dazu übergegangen, die Notwendigkeiten und Möglichkeiten vor Ausführung der Konstruktion theoretisch zu erforschen und zu begründen. Hiermit setzt die neue Epoche der Erdbebenforschung ein. Mit seiner „Theorie der automatischen Seismographen“¹ hat E. Wiechert die Grundlage der heutigen Erdbebenmessung geschaffen.

Erdbebenanzeigende Apparate, die selbst in der besten Ausführung nur die Zeit, die Richtung und die Stärke des ersten Erdbebenstoßes mit meist nicht sehr großer Genauigkeit zur Kenntnis brachten, kennt man schon aus alter Zeit. Man nennt sie *Seismoskope*². Das älteste Seismoskop soll der Chinese Chang Heng um das Jahr 130 unserer Zeitrechnung gebaut und in der Hauptstadt Sian aufgestellt haben. Von seiner inneren Konstruktion ist nichts überliefert. Äußerlich soll es einer Glocke ähnlich gesehen haben. Der obere Rand trug gleichmäßig verteilt acht Drachenköpfe, die etwa so aussahen wie die Wasserspeier mittelalterlicher Gebäude.

¹ Siehe Literaturverzeichnis.

² skopo (griech.) = (ich) sehe.

Jeder Drachenkopf hielt eine Kugel im Maul, und unter jedem Drachen war ein Frosch angebracht, dessen offenes Maul die Kugel auffangen konnte, wenn sie herabfiel. Kam ein stärkeres Beben, so hat derjenige Drache seine Kugel ausgespien, der dem Stoß entgegensah. Einmal jedoch, so wird erzählt, fiel eine Kugel aus einem Drachenmaul, ohne daß ein Beben zu bemerken war. Schon fing man an, die Zuverlässigkeit des Apparates anzuzweifeln. Nach 10 Tagen aber kam die Kunde, daß ein schweres Erdbeben die im Westen gelegene Stadt Lung Si erschüttert hat, und es stimmten Zeit und Richtung mit der Anzeige des Seismoskops überein. So hat man erkannt, daß es den menschlichen Sinnen überlegen war.

Mit größerer Genauigkeit gab das am Anfang des 18. Jahrhunderts erfundene Quecksilberseismoskop die Richtung und Stärke der Erdbebenstöße an. Von einer bis zum Rand mit Quecksilber angefüllten Schale gehen sternförmig angeordnete, mit geringer Neigung abwärts führende Rinnen nach allen Seiten aus und endigen in kleinen Gefäßen. Beim Erdbeben fließt Quecksilber durch die in der Stoßrichtung gelegene Rinne ab, und es kann die Bebenstärke aus der abgeflossenen Menge abgeschätzt werden.

Bei den Seismoskopen mit selbsttätiger Zeitangabe wird ein labil aufgestelltes Gewicht umgekippt. Seine Fallrichtung gibt die Stoßrichtung an. Beim Aufschlag betätigt es einen mechanischen Hebel oder einen elektrischen Kontakt, und es wird hierdurch ein Uhrwerk angehalten oder die Hemmung eines Uhrpendels gelöst. Mit solchen Instrumenten hat K. Mack im Jahr 1893 die erste deutsche Erdbebenwarte (Hohenheim) eingerichtet. Ein Jahrzehnt später war die rasche Entwicklung der registrierenden Seismographen im Gang. Sie hat in kurzer Zeit zur Verdrängung der Seismoskope geführt.

Das Grundprinzip der *Seismographen* ist sehr einfach. Eine mehr oder weniger schwere Masse — in den meisten Fällen ein zylinderförmiger oder kugelförmiger Block Eisen — wird so angebracht, daß sie die Erdbebenbewegung möglichst wenig mitmacht. An der Masse setzt ein möglichst leicht gebautes Hebelsystem an, das in eine Schreibspitze ausläuft. Die Schreibspitze zeichnet auf einer mit dem Erdboden fest ver-

bundenen Unterlage ein Bild der Bodenbewegung auf (Abb. 40, linkes Bild). Bei Fernbebeninstrumenten wird das Hebelsystem so eingerichtet, daß es eine 100—200fache Vergrößerung bewirkt. Schwache Nahbeben läßt man mit den gleichen Vergrößerungen aufzeichnen; für starke Ortsbeben werden auch schwächer vergrößernde, in einzelnen Fällen sogar verkleinernde Hebelsysteme verwendet. E. Wiechert hat für besondere Untersuchungen einen 2000000fach vergrößernden Seismographen gebaut.

Man kann die Wirkungsweise eines Seismographen recht eindrucksvoll an sich selbst erfahren, wenn man versucht, in

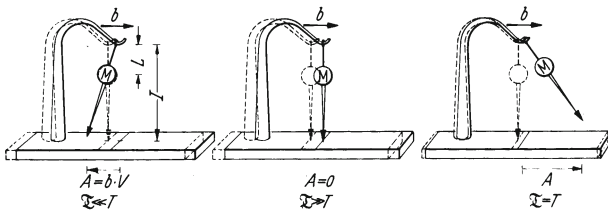


Abb. 40. Wirkungsweise des Seismographen. T_0 Periode der Bodenbewegung; T Eigenperiode des Seismographen; b Bodenbewegung; A registrierter Ausschlag; V Hebelvergrößerung, $V = l/L$; M Masse.

einem stark schüttelnden Fahrzeug einen Brief zu schreiben. Kopf und Körper des Schreibenden machen die Stöße des Wagens nur unvollkommen mit und stellen die Masse eines Seismographen dar. Der rechte Arm entspricht dem Hebelsystem, das Briefpapier dem Registrierbogen, und das Ergebnis wird in den meisten Fällen einer Erdbebenaufzeichnung nicht unähnlich sein.

Die Masse eines idealen Seismographen müßte stets vollkommen in Ruhe bleiben und dürfte von den Bewegungen ihrer Umgebung nicht beeinflußt werden. Ein solcher Apparat wäre nur möglich, wenn man die Masse ohne jede Unterstützung frei im Raum anbringen und bei dem Hebelsystem auf alle Verbindungen mit dem Erdboden verzichten könnte. Mit Verwendung von magnetischen oder elektrostatischen Kräften kann man die Beziehungen des Hebelsystems zu der Erde so lose gestalten, daß es mit großer Annäherung dem

idealen Hebelsystem entspricht. Die Masse aber muß in irgend-einer Weise aufgehängt oder aufgestellt werden, und es ist nicht möglich, Aufhängevorrichtungen oder Stützen ohne Zusammenhang mit dem Erdboden herzustellen. Selbst wenn es gelänge, die Masse durch massenfreie Verbindungen, etwa magnetische Kräfte, in der Schwebelage zu halten, so würden diese Kräfte, weil sie stark sein müssen, eine störende Beziehung zum Erdboden herstellen. Man muß sich also damit begnügen, die Verbindung der Masse mit dem Erdboden so lose wie möglich und so übersichtlich zu gestalten, daß man ihre Wirkung mit der nötigen Genauigkeit theoretisch erfassen und in Rechnung setzen kann. Als einfachste Vorrichtung zur Aufnahme waagrechter Bodenbewegungen hat sich das Fadenpendel, als einfachster Seismograph für vertikale Bodenbewegungen die an eine Spiralfeder angehängte Masse bewährt (Abb. 42, Seite 84, oben und unten ganz links).

Ein idealer Seismograph mit vollkommen freier Masse würde alle Bodenbewegungen mit der ihm eigenen Hebelvergrößerung aufzeichnen. Bei den wirklichen Seismographen dagegen bewirkt die unvermeidliche Verbindung zwischen Masse und Erdboden, daß kurzperiodische Schwingungen mit anderer Vergrößerung aufgezeichnet werden als Schwingungen mit mittleren und langen Perioden. Hierbei ist die Eigenperiode des Seismographen von Bedeutung.

Die Masse des Seismographen bildet mit der Aufhängevorrichtung ein schwingungsfähiges System, das man durch Anstoß in Schwingung versetzen kann. Eine solche Schwingung wird *Eigenschwingung* genannt, ihre Periode wird als *Eigenperiode* bezeichnet. Sind die Perioden der aufzuzeichnenden Bodenbewegung wesentlich kleiner als die Eigenperiode des Seismographen (Abb. 40 links), so hat die Masse keine Zeit, den wechselnden Stellungen des Aufhängepunktes zu folgen, und bleibt in Ruhe. Die Bodenbewegung wird mit der Hebelvergrößerung aufgezeichnet. Bei Bodenbewegungen von sehr langer Periode jedoch kann die Masse dem Aufhängepunkt folgen (Abb. 40 Mitte), und zwar um so vollständiger, je langsamer die Bodenschwingung vor sich geht. Dann wird die Bodenbewegung gar nicht aufgezeichnet. Dazwischen liegt der

Fall der *Resonanz*, in dem die Periode der Bodenbewegung mit der Eigenperiode des Seismographen übereinstimmt (Abb. 40 rechts). Dann schaukelt sich die Masse auf. Die Vergrößerung wird im allgemeinen besonders groß und ihre Abhängigkeit von der Periode besonders verwickelt.

Die geschilderten Beziehungen zwischen der Vergrößerung und den Perioden bewirkt eine Verzerrung der Erdbebenaufzeichnung, da Erdbeben aus Schwingungen von sehr verschiedener Periode zusammengesetzt sind. Andere Störungen können dadurch auftreten, daß die Seismographenmasse nicht nur die ihr von der Bodenbewegung aufgezwungenen Schwingungen ausführt, sondern von Erdbebenstößen auch zu Eigenschwingungen angeregt wird. Um nun zu erreichen, daß stoßartige Bodenbewegungen auch stoßähnlich und nicht als eine Folge von Eigenschwingungen wiedergegeben werden, muß man die Eigenschwingungen mit einer geeigneten Vorrichtung dämpfen.

Man kennt verschiedene Arten der *Dämpfung*. Bei der *Luftdämpfung* schwingt ein an der Masse oder am Hebelsystem angebrachter Kolben mit nur wenig Spielraum in einem abgeschlossenen, mit der Erde fest verbundenen Zylinder (schematisch angedeutet in Abb. 44, Seite 89). Die Spannkraft der vor dem Kolben zusammengedrückten und der Sog der hinter dem Kolben verdünnten Luft wirken der Kolbenbewegung entgegen und dämpfen die Schwingungen ab. Bei der *Flüssigkeitsdämpfung* schwingt eine mit der Masse oder dem Hebelsystem verbundene Platte in einem mit dem Erdboden verbundenen, mit Flüssigkeit gefüllten Gefäß, und die Zähigkeit der Flüssigkeit bringt die Dämpfung hervor (Abb. 50, Seite 92). Am saubersten arbeitet die *magnetische Dämpfung*, bei der sich eine Kupferplatte zwischen den Polen zweier Hufeisenmagnete bewegt (Abb. 48, Seite 90).

Bei gedämpften Seismographen sind die Resonanzerscheinungen weniger ausgeprägt als bei ungedämpften Instrumenten. Durch Anwendung starker Dämpfungen kann man sogar das Resonanzmaximum ganz unterdrücken. Wie Abb. 41 erkennen läßt, erreicht man schon mit mittleren Dämpfungen leidlich verzerrungsfreie Aufzeichnungen aller Bodenbewe-

gungen, deren Periode kleiner als etwa die doppelte Eigenperiode des Seismographen ist.

Man wird also versuchen, die Seismographen so zu bauen, daß die Dämpfung genügend stark ist und die Eigenperiode etwa in der Mitte des Periodenbereiches liegt, von dem eine einigermaßen verzerrungsfreie Wiedergabe verlangt wird. Hieraus folgt, daß die Fernbebeninstrumente möglichst eine Eigenperiode von 10—12 Sekunden haben sollen; bei der Aufnahme von Nahbeben kommt man mit kürzeren Eigenperioden aus. Für die Untersuchung der sehr langen Fernbebenwellen könnte man Seismographen mit Eigenperioden von etwa einer Minute gut gebrauchen. Die Schaffung solch langperiodischer Stationsinstrumente ist eine der wichtigsten Zukunftsaufgaben der messenden Erdbebenforschung.

Die Forderung nach langen Eigenperioden bringt räumliche Schwierigkeiten mit sich. Ein Pendelseismograph von der einfachen, in Abb. 40 dargestellten Art müßte eine Pendellänge L von 25 m und eine Indikatorlänge¹ I von 5 km haben, wenn er bei einer Eigenperiode von 10 Sekunden eine 200fache Hebelvergrößerung haben soll. Es ist nicht möglich, ein solches Instrument zu bauen. Ersetzt man die Zeigerstange durch eine geeignete Hebelkonstruktion, so kann man das vergrößernde System ohne Schwierigkeit auf kleinen Raum bringen. Die große Pendellänge jedoch ist bei dem einfachen Pendelseismographen nicht zu umgehen. Ähnliches gilt von den einfachen Spiralfederseismographen.

Man muß also nach anderen Konstruktionsprinzipien suchen und hat verschiedene Möglichkeiten für die Aufhängung der Pendelmasse gefunden, die ausreichend lange Eigenperioden geben und nur einen Raum von der Größe eines Schrankes

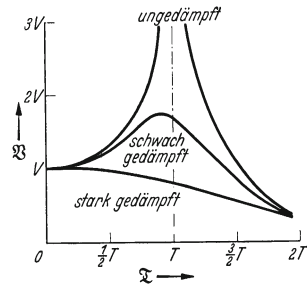


Abb. 41. Vergrößerung mechanischer Seismographen. \mathfrak{B} wahre Vergrößerung; V Hebelvergrößerung; \mathfrak{T} Periode der Bodenbewegung; T Eigenperiode des Seismographen.

¹ Indikator (lat.) = Zeiger.

bis herab zu der eines kleinen Koffers beanspruchen (Abb. 42). Von den *Horizontalseismographen* ist das *Horizontalpendel* dem gewöhnlichen Pendel („Vertikalpendel“) am ähnlichsten. Es entsteht durch Aufrichten der Drehungsachse, bis sie nahezu mit der Lotlinie zusammenfällt, und arbeitet nach dem Prinzip der schief aufgehängten Tür. Sein Gehänge stellt sich in die Ebene ein, die von der Drehungsachse und der Lotrichtung bestimmt ist. Während aber das Vertikalpendel beliebig gerichtete horizontale Bodenbewegungen anzeigen kann,

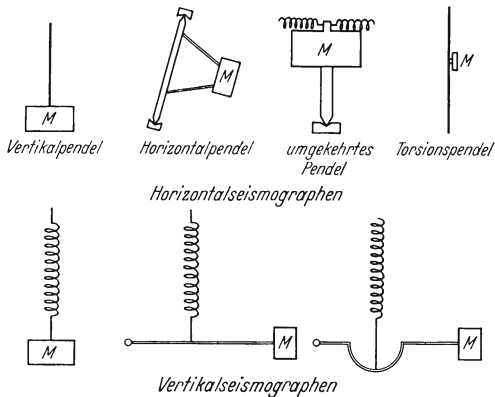


Abb. 42. Die wichtigsten Seismographentypen.

nimmt das Horizontalpendel nur den Teil der Bodenbewegung auf, der senkrecht zur Gehängeebene gerichtet ist. Bodenbewegungen, die in die Gehängeebene fallen, werden nicht angezeigt. Zur vollständigen Aufzeichnung der waagrechten Bodenbewegung sind also zwei Horizontalpendel erforderlich, denen man verschiedene Richtungen zu geben hat. Im allgemeinen ist es üblich, zwei aufeinander senkrechte Richtungen zu wählen, meist Nord—Süd und Ost—West.

In Gestalt des Wiechertschen Horizontalseismographen hat das *umgekehrte Pendel* weite Verbreitung gefunden. Man kann es mit einem auf die Spitze gestellten, mit schwerem Kopf versehenen Nagel vergleichen. Im Hebelsystem sind kleine Federn angebracht, die es im Gleichgewicht halten und die Masse in ihre Ruhelage zurückbringen (die Blattfeder-

gelenke und die um die Winkelhebelachse gewickelten Spiralfedern in Abb. 44, Seite 89). Ein neueres, sehr handliches Instrument ist das *Torsionspendel*¹, ein senkrechter, straff gespannter Faden, der seitlich eine kleine Masse trägt. Das umgekehrte Pendel kann jede waagrechte Bewegung anzeigen, das Torsionspendel nur den senkrecht zur Massenbefestigung gerichteten Teil.

Für die *Vertikalseismographen* ist die Spiralfederaufhängung kennzeichnend. Die einfache Form liefert nur kurze Eigenperioden und ist nur für die Aufzeichnung von Nahbeben geeignet. Längere Eigenperioden erreicht man schon durch Anbringung der Masse an einem einarmigen Hebel. Den besten Erfolg hat man dadurch erzielt, daß man den Hebel nach unten ausgebogen und damit den Angriffspunkt der Spiralfeder in ein unter der Masse gelegenes Niveau verschoben hat. Die Spiralfedern sind sehr empfindlich gegen Temperaturschwankungen und verlangen eine sehr geschützte Aufstellung oder eine selbsttätige Kompensation des Temperatureinflusses.

Eine gute Erdbebenaufzeichnung ist nur möglich, wenn alle Teile des Seismographen mit nur sehr geringer Reibung arbeiten. Diese Forderung hat zur Ausbildung besonderer Gelenkkonstruktionen, den *Blattfedergelenken* und *Spitzen-gelenken*, geführt (Abb. 43; Abb. 44 und 50, Seite 92). Spezialausführungen sind *Kreuzfedergelenke* (Abb. 48, Seite 90) und *kardanische Blattfedergelenke* (Abb. 44, 45, 46, Seite 89). Sie arbeiten so gut, daß Reibung nur noch an den Schreibspitzen der mechanisch registrierenden Seismographen auftritt.

Es gibt verschiedene Arten der *Registrierung* (Abb. 43). Am einfachsten und billigsten ist die rein *mechanische*. Eine feine Schreibspitze ist so gut ausgewogen, daß sie mit dem Gewicht von nur einigen Milligramm auf dem Registrierbogen lastet. Der Bogen ist mit einer dünnen Rußschicht versehen und auf eine Walze aufgespannt, die, von einem Laufwerk angetrieben, sich um ihre Achse dreht und gleichzeitig seitlich verschiebt. Die Schreibspitze kratzt in die Rußschicht eine feine Kurve ein, die bei unbewegtem Boden die Gestalt einer

¹ Torsion: Verdrillung, von (lat.) *torquere* = verdrehen.

Spirallinie hat. An jedem Tag wird der vollgeschriebene Bogen abgenommen und die Walze neu beschickt. Der abgenommene Bogen wird einige Sekunden lang in eine Fixierflüssigkeit getaucht, die aus einer Lösung von weißem Schellack in Alkohol besteht. Ist der Bogen herausgenommen, so verdunstet der Alkohol aus der haftengebliebenen Lösung sehr

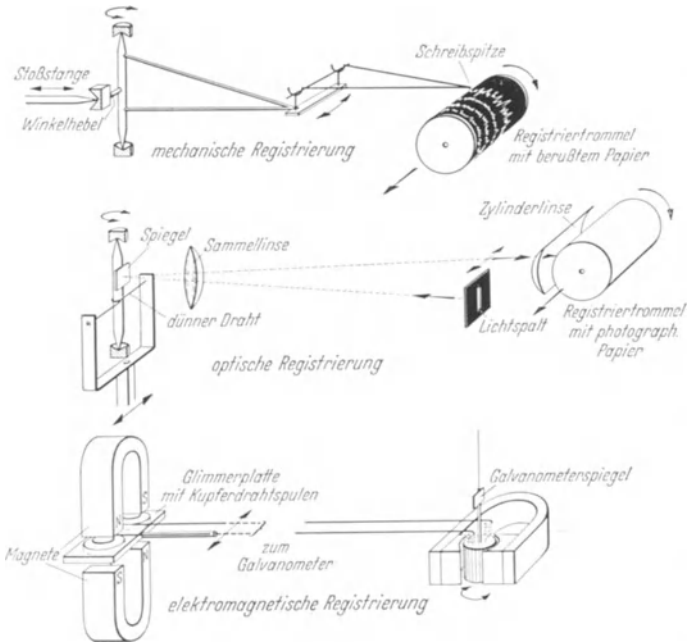


Abb. 43. Arten der Registrierung.

rasch, und es bleibt eine dünne, durchsichtige Schellackschicht übrig, auf der man schreiben und sogar mit einem weichen Bleigummi radieren kann, ohne der Rußschicht zu schaden. Zum Schluß werden die noch zusammengeklebten Schmalseiten des Bogens auseinandergeschnitten, und es kann die Bearbeitung der Seismogramme beginnen. Aufzeichnungen dieser Art sind in den Abb. 53, 54 und 68 (Seite 96, 98, 129) wiedergegeben.

Nachteile der Rußregistrierung sind die Reibung an der Schreibspitze und die Trägheit des langarmigen Hebelsystems. Beide wirken der Bewegung entgegen. Um sie zu überwinden, ist eine große Masse nötig, und es nehmen die zur Aufnahme von Fernbeben bestimmten rein mechanischen Seismographen einen erheblichen Raum ein (z. B. Wiecherts Horizontalseismograph, Abb. 50, Seite 91). Beide Nachteile vermeidet die *optische Registrierung*. Hier wird der lange Schreibhebel durch einen Lichtstrahl ersetzt. Der Lichtstrahl hat keine Masse und ist daher ohne Trägheit, er zeichnet reibungslos auf photographischem Papier. Das Prinzip der optischen Registrierung ist sehr einfach. Durch eine spaltförmige Blende wird das Licht einer Lampe auf den an einer drehbaren Achse befestigten Spiegel gerichtet und von diesem zurückgeworfen. Der zurückgeworfene Strahl wird von der mit photographischem Papier bespannten Registriertrommel aufgefangen. Eine Sammellinse vor dem Spiegel sorgt für ein scharfes Bild des Lichtspaltes, das von einer Zylinderlinse zu einem kleinen, hellen Lichtpunkt zusammengezogen wird. Die Walze wird wie bei der mechanischen Registrierung bewegt. Dreht sich die Achse des Spiegels, so nimmt sie den Spiegel mit, und der zurückgeworfene Lichtstrahl bewegt sich hin und her. Es gibt verschiedene Methoden, um die Bewegung des Seismographen auf die Spiegelachse zu übertragen. Die einfache, in Abb. 43 dargestellte Fadenkonstruktion hat sich oft bewährt. Bei der optischen Registrierung kommt man mit kleinen Massen aus, und man kann den ganzen Apparat handlich gestalten. Eine optische Aufzeichnung ist in Abb. 80 (Seite 141) wiedergegeben. Für den Dauerbetrieb der Erdbebenwarten sind nur die verhältnismäßig hohen Kosten nachteilig.

Ihrer besonderen Eigenschaften wegen wird auch die *elektromagnetische Registrierung* viel gebraucht. Eine mit der Seismographenmasse verbundene Glimmerplatte trägt Spulen von dünnem Kupferdraht und schwingt zwischen den Polen zweier mit dem Erdboden verbundener Magnete. Man kann diese Einrichtung mit der magnetischen Dämpfung koppeln, wie es bei den Seismographen von Galitzin geschehen ist

(Abb. 48, Seite 90). Die Spulen liegen in einem geschlossenen Kreis, der außerhalb des Seismographen ein Spiegelgalvanometer enthält. Ist der Erdboden in Ruhe, so ist der Kreis stromlos. Bei der Aufnahme eines Bebens kommt es zu Schwingungen der Spulen zwischen den Magneten, es werden in den Spulen Induktionsströme erregt und von dem Spiegelgalvanometer nach der optischen Methode registriert. Die Induktionsströme sind stark, wenn sich die Spulen schnell bewegen, und schwach, wenn die Spulen langsam schwingen. Der Ausschlag des Galvanometers hängt also von der Geschwindigkeit der Bodenbewegung ab, und es wird die Geschwindigkeit, nicht die Größe der Bodenbewegung aufgezeichnet. Daher sind die elektromagnetisch registrierenden Seismographen zur Aufnahme kleiner, kurzperiodischer Schwingungen und stoßartiger Bewegungen besonders geeignet. Sie können klein und handlich gebaut werden. Sehr vorteilhaft ist es auch, daß man das Galvanometer nicht unmittelbar neben dem Seismographen aufzustellen braucht. Man kann den Seismographen an einem schwer zugänglichen Ort aufbauen, in Wasser tauchen und in Bohrlöcher versenken (Abb. 75, Seite 137) und an bequemem Ort registrieren. Auch ist es möglich, gleichzeitige Aufzeichnungen mehrerer Seismographen auf denselben Registrierbogen zu bringen (Abb. 81, Seite 142).

Die beschriebene elektrische Registriermethode ist nicht die einzige geblieben. So vielseitig wie die Möglichkeiten der Stromerzeugung und Stromsteuerung sind die Möglichkeiten der elektromagnetischen Seismographen. Man kann die Spulen durch einen Anker aus Weicheisen ersetzen und die Magnete mit Drahtwindungen umgeben, so daß bei den Bewegungen des Ankers der Kraftfluß in den Magneten geändert wird und hierdurch ein Strom entsteht. Man kann die eine Platte eines Kondensators am Erdboden, die andere an der Masse anbringen und die bei den Schwingungen auftretenden Kapazitätsänderungen messen. Man hat auch das Prinzip des Hitzdrahtamperemeters in der Weise angewandt, daß eine schwingende Membran in abgeschlossenem Raum einen kühlenden Luftstrom hervorruft und noch viele andere Verfahren mit

Erfolg ausprobiert. Die Wandlungsfähigkeit des elektromagnetischen Prinzips bringt es mit sich, daß elektromagnetische Seismographen und Erschütterungsmesser in der industriellen Praxis sehr beliebt sind und auch bei der Bodenforschung mit künstlichen Erdbeben weitgehende Verwendung finden.

In den Abb. 44 bis 49 sind einige der bekanntesten

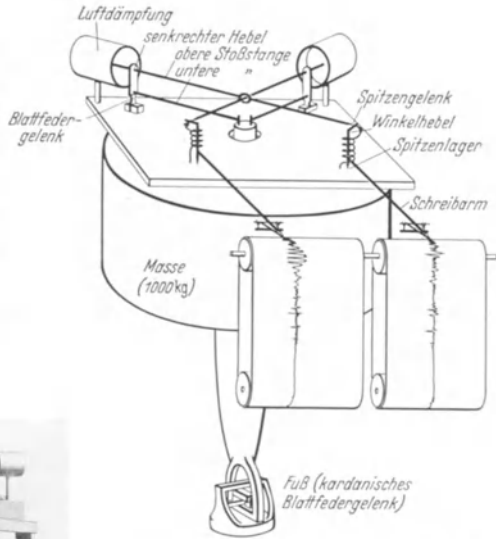


Abb. 44. Schema des Horizontal-seismographen von Wiechert.

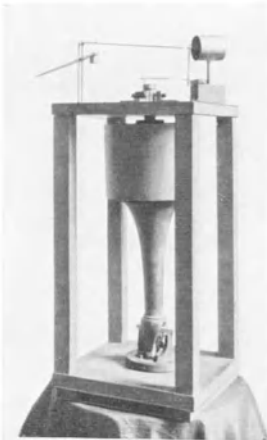


Abb. 45. Holzmodell des Horizontal-seismographen von Wiechert.

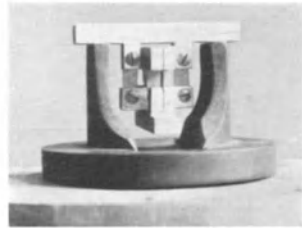


Abb. 46. Fuß des Holzmodells des Horizontal-seismographen von Wiechert.

Seismographen dargestellt. Abb. 44 zeigt das Prinzip des schon mehrfach erwähnten Horizontal-seismographen von Wiechert. Die Abb. 45 und 46 sind Ansichten eines im Geodätischen Institut zu Potsdam hergestellten und bei

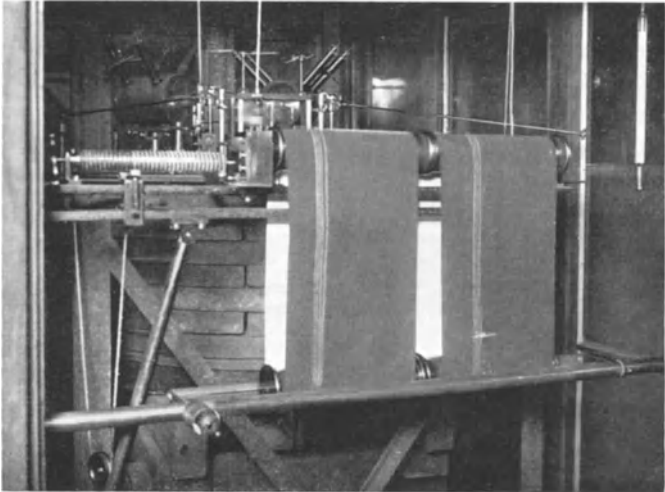


Abb. 47. Registriereinrichtung des Horizontalseismographen von Wiechert.
(Presse Photo.)

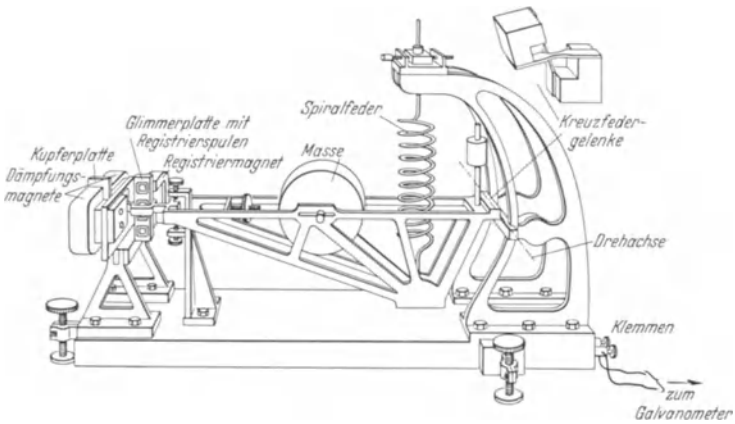


Abb. 48. Vertikalseismograph nach Galitzin mit elektromagnetischer
Registrierung. (Der vordere Registriermagnet ist weggelassen.)

Führungen viel benutzten Holzmodells desselben Seismographen. Besonders schön ist in Abb. 46 das kardanische Blattfedergehänge zu erkennen, an dem der Fuß der 1000 kg schweren Masse reibungslos aufgehängt ist. Eine Ansicht der

Registriervorrichtung gibt Abb. 47. Abb. 48 ist eine Umrißzeichnung des elektromagnetischen Vertikalseismographen von Galitzin. In ihr ist der eine der Registriermagnete weggelassen, um einen Blick auf die Spulenplatte zu ermöglichen. Abb. 49 zeigt den Seismographenraum der Potsdamer Erdbebenwarte. In einer Art Museumsschrank steht der Wiechert-

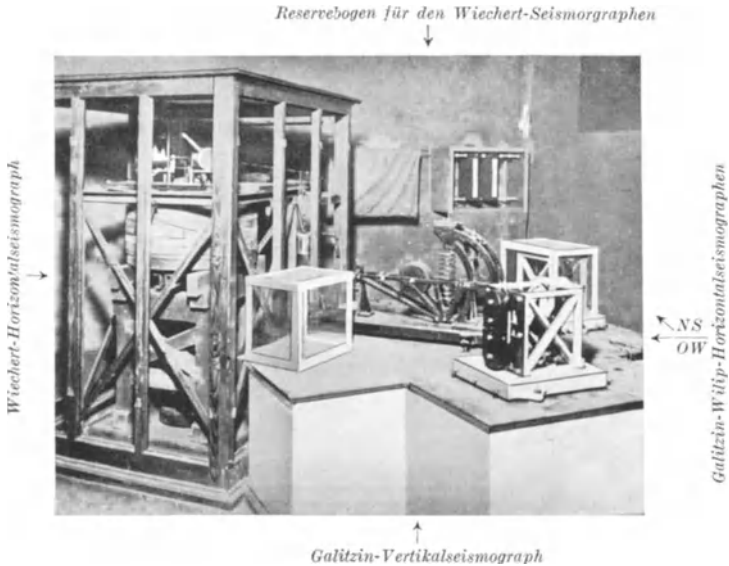


Abb. 49. Seismographenraum im Erdbebenhaus des Geodätischen Instituts Potsdam.

sche Horizontalseismograph, der seit über 35 Jahren in Betrieb ist. In der Mitte des Sockels steht der Vertikalseismograph von Galitzin, und rechts auf dem Sockel sind zwei Horizontalpendel nach Galitzin-Wilip zu sehen. Kürzlich wurde der Vertikalseismograph durch ein modernes Instrument nach Galitzin-Wilip ersetzt, dessen wichtigste Teile aber derart von Schutzhüllen umgeben sind, daß man auf einer Abbildung das Konstruktionsprinzip nicht erkennen könnte. Die Galvanometer sind in einem anderen Raum untergebracht.

Der kleine Horizontalseismograph nach I s h i m o t o (Abb. 50) ist kein fest aufgebautes Stationsinstrument, sondern soll un-

mittelbar nach einem großen Beben im Herdgebiet aufgestellt werden, um die stärkeren Nachbeben aufzunehmen. Als Nahbebeninstrument braucht er keine besonders lange Eigenperiode zu haben; zur Befestigung der Masse genügt daher das einfache Blattfedersystem. Bei der übersichtlichen Bauart läßt er die wichtigsten Konstruktionsteile des mechanisch registrierenden Seismographen gut erkennen. In der Zeichnung

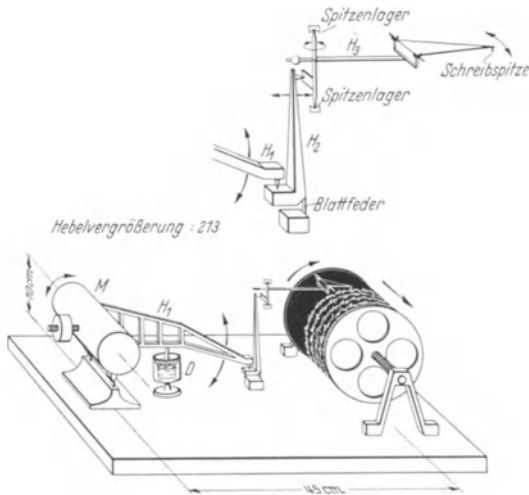


Abb. 50. Kleiner Horizontalseismograph von Ishimoto.

sind lediglich einige Stützen, eine für den Transport notwendige Klemmvorrichtung und das Laufwerk der Registrierwalze weggelassen.

Eine vollständige Erdbebenaufzeichnung muß Zeitangaben enthalten. Jeder Seismograph hat also eine Vorrichtung zur *Zeitmarkierung*. Das Prinzip der Zeitmarkierung ist sehr einfach. Die Uhr der Erdbebenstation gibt jede volle Minute einen kurzen, jede volle Stunde einen etwas längeren Kontakt. Während des Kontaktes wird ein Stromkreis geschlossen, in dem die Spule eines neben dem Hebelsystem angebrachten Elektromagneten liegt. Solange der Strom fließt, zieht der Magnet einen Anker an, und der Anker betätigt eine Vorrichtung, die bei mechanisch schreibenden Seismographen die

Schreibspitze abhebt oder ablenkt und bei optischer Registrierung den Lichtstrahl auslöscht oder unterbricht. Hiermit ist eine kleine Störung der Aufzeichnung verbunden, und solche Nebeneinsätze, die in die Zeitmarke fallen, werden nicht registriert. Man kann die Störung vermeiden, wenn man die Zeitmarkierung einer besonderen Schreibspitze oder einem besonderen Lichtstrahl überträgt, so daß neben der Erdbebenaufzeichnung eine eigene Zeitmarkierung herläuft. Liegen die beiden Schreibspitzen oder Lichtstrahlen nicht genau auf gleicher Höhe, so können Fehler in der Zeitbestimmung vorkommen. Aus diesem Grund ist man auf den meisten Stationen bei der Unterbrechungsmethode geblieben.

Für die Untersuchung der Erdbebenausbreitung wäre es sehr lästig, wenn jedes Land seine eigene Zeit benutzt, englische und französische Erdbebenwarten in westeuropäischer Zeit, holländische in Amsterdamer Zeit und deutsche in mitteleuropäischer Zeit registrieren. Daher hat man sich geeinigt, auf der ganzen Erde die Zeit des Nullmeridians (westeuropäische oder Greenwicher Zeit) zu verwenden. Man nennt sie auch *Weltzeit*.

Keine Uhr geht absolut genau, auch die Kontaktuhren der Erdbebenwarten haben ihre Fehler. Deshalb ist es nötig, sie häufig zu kontrollieren. Die Kontrolle wird jetzt allgemein dadurch vorgenommen, daß man den Stand der Uhr an jedem Tag mit dem Zeitsignal einer der großen Funkstationen vergleicht. So wird die erforderliche Genauigkeit von einer Sekunde erreicht. Es ist nicht zweckmäßig, die Zeigerstellung jedesmal zu ändern, wenn ein Standfehler festgestellt wird, da dieser Eingriff den gleichmäßigen Lauf des Uhrwerkes stören kann. Pendeluhren kann man dadurch regulieren, daß man kleine Gewichte an einer hierzu hergerichteten Stelle des Pendels vorsichtig auflegt oder abnimmt. Die aus den Uhrvergleichen berechnete Zeitkorrektur wird den Seismogrammen in der Form „Weltzeit = Uhrangabe + Korrektur“ beigegeben, wie es an den Seismogrammen der Abb. 54 (Seite 98) gezeigt ist.

Wie die fertigen Seismogramme aussehen, lassen die Abb. 51, 52, 53 erkennen. Abb. 51 ist die Nachzeichnung eines der vom Wiechertschen Horizontalseismographen in

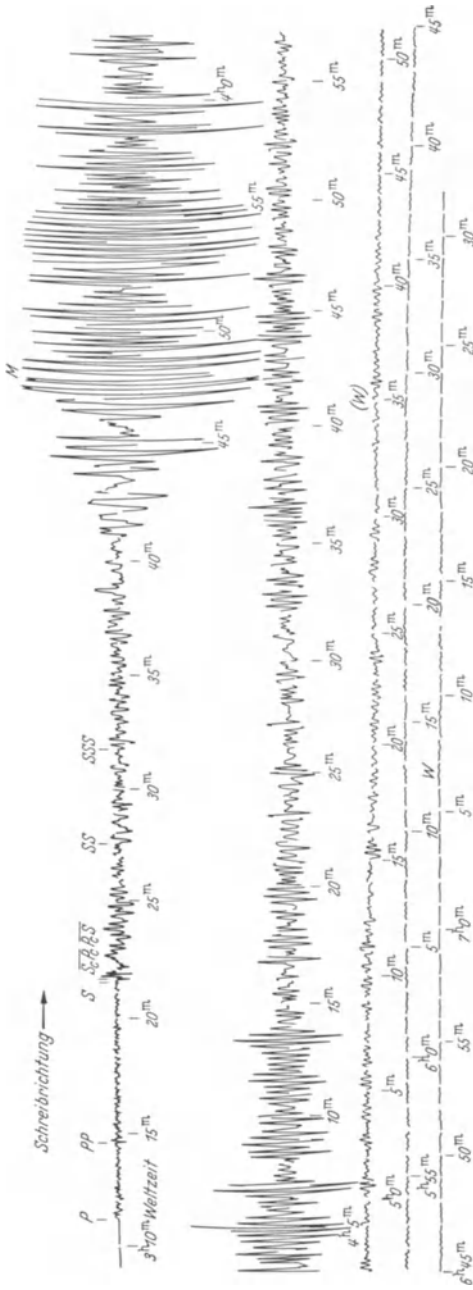


Abb. 51. Japanisches Beben vom 1. September 1923. Herd: Sagami-Bai, etwa 100 km südwestlich von Tokio (38,5° N, 139,4° O). Herdentfernung: 82,8° = 9190 km. Aufgezeichnet in Göttingen. Wechert-Horizontalseismograph, Ost-West-Komponente. Nachzeichnung der Rußregistrierung. ($\frac{3}{10}$ der nat. Größe.)



Abb. 52. Tiefes Beben vom 20. Februar 1934. Herd: 300 km nordöstlich von Wladiwostok (44,3° N, 135,5° O). Herdtiefe: 360 km. Aufgezeichnet in Potsdam. Galitzin-Wilip-Vertikalseismograph mit elektromagnetischer Registrierung. Nachzeichnung.

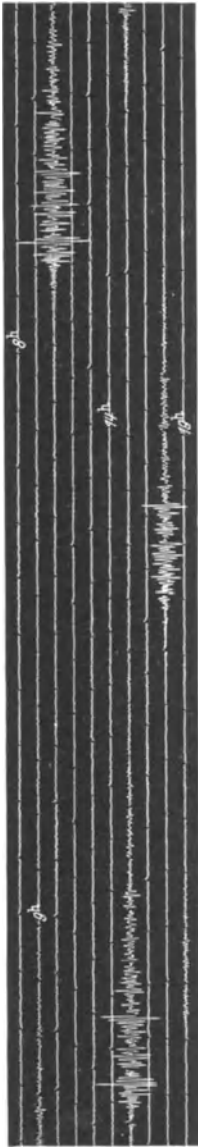


Abb. 53. Erdbebenschwarm aus dem Gebiet des Adriatischen Meeres. Aufgezeichnet in Potsdam. Wiechert-
 Horizontalseismograph. Ausschnitt aus der Rußregistrierung.

Göttingen gelieferten Seismogramme des großen japanischen Erdbebens vom 1. September 1923, ein hervorragendes Beispiel eines Bebens mit normaler Herdtiefe. Abb. 52 zeigt die Nachzeichnung einer mit einem elektromagnetischen Horizontalseismographen erhaltenen Aufzeichnung eines Tiefherdbebens und Abb. 53 einen Ausschnitt der Rußregistrierung von einem Erdbebenschwarm aus dem Gebiet des Adriatischen Meeres.

Im Aussehen der Seismogramme prägt sich alles aus, was die Bodenbewegung beeinflussen kann: die Herdentfernung, der Aufbau der Erdkruste im Herd, der durchlaufene Weg, der Stationsuntergrund. Es hängt vom Einzelfall ab, welcher dieser Einflüsse überwiegt. So können die Aufzeichnungen benachbarter Stationen bei ein und demselben Beben sehr verschieden aussehen, und oft weisen die auf derselben Station aufgezeichneten Bodenbewegungen sehr verschiedenartiger Erdbeben unverkennbare Ähnlichkeiten auf. Bei gleicher Herdlage und gleicher Station hat man häufig weitgehende Übereinstimmungen festgestellt.

Unter diesen Einwirkungen hebt sich der Einfluß der Herdentfernung in streng gesetzmäßiger Weise heraus und ermöglicht die Untersuchung der Erdbebenausbreitung mit den Methoden der exakten Naturwissenschaften. Auch auf diesem Gebiet sind die Arbeiten von E. Wiechert und seinen Schülern grundlegend gewesen.

Gut ausgebildete Seismogramme (Abb. 51, 52 und 54) gliedern sich in zwei voneinander deutlich unterschiedene Teile: Vorläufer und Hauptphase. Die *Vorläufer* sind Schwingungen mit verhältnismäßig kurzen Perioden von einigen Sekunden. In der Regel beginnen sie mit einem stoßartigen Einsatz, und es heben sich mehrere solcher Einsätze aus der Reihe der etwas regelmäßigeren Schwingungen heraus. Die *Hauptphase* taucht allmählich mit *langen Wellen* (*L*) gegen Ende der Vorläufer auf. Hier kommen die längsten Perioden vor; gelegentlich hat man solche von einer bis zwei Minuten festgestellt, und es ist wohl möglich, daß noch längere unter den Vorläufern verborgen sind. Die Schwingungen werden kürzer und leiten in das *Maximum* (*M*) über. Perioden von 12 und 18 Sekunden sind im Maximum der Fernbebenaufzeichnungen häufig. Die Schwingungen können mehrmals nachlassen und wieder anwachsen, schließlich fallen sie im Bereich der *Nachläufer* endgültig ab. Beim Maximum ist zu beachten, daß es sich um die am größten aufgezeichneten Schwingungen handelt, die nicht mit den größten Bodenbewegungen zusammenzufallen brauchen. Da die langperiodischen Wellen mit geringerer Vergrößerung aufgezeichnet werden als die kürzeren, kommt es häufig vor, daß die größte Bodenbewegung unter den langen Wellen, weit vor dem Maximum der Aufzeichnung, zu finden ist. Bei tiefen Beben ist die Hauptphase nur schwach ausgebildet und kann fehlen.

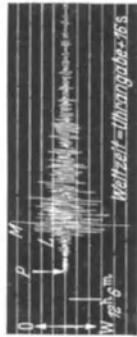
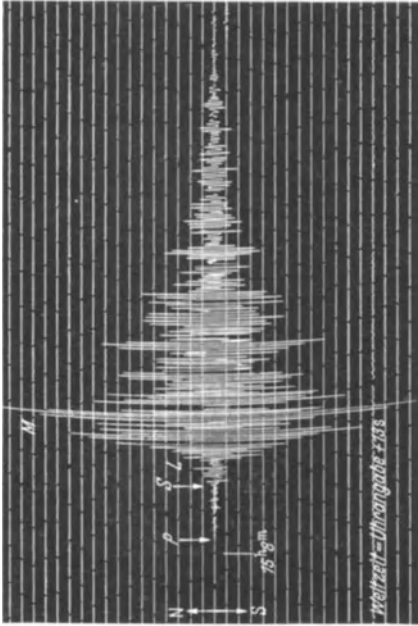
Ordnet man die Seismogramme nach der Herdentfernung (Abb. 54), so fällt als erstes auf, daß die Bewegung um so länger andauert, je weiter man vom Herd entfernt ist. Im Schüttergebiet dauert ein Beben höchstens wenige Minuten, in weiter Ferne einige Stunden.

Der zeitliche Abstand zwischen den Einsätzen der Vorläufer nimmt nach ganz bestimmten Gesetzen mit der Herdentfernung zu, und es werden die Zeitunterschiede zwischen den Einsätzen dazu benutzt, die Herdentfernung zu bestimmen. Bis zu einer Herdentfernung von etwa 9000 km treten zwei Einsätze besonders deutlich hervor: der Beginn des Bebens, den man allgemein mit P^1 bezeichnet, und eine etwa in der

¹ $P = primae undae$ (lat.) = erste Wellen.

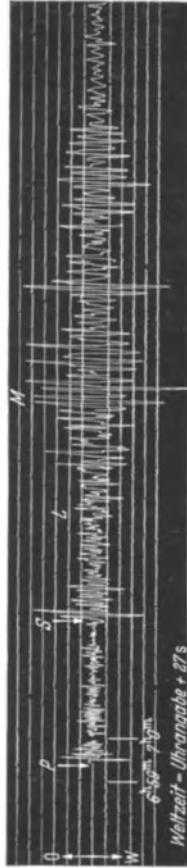
Abb. 54. Erdbebenaufzeichnungen des Geodätischen Instituts Potsdam. Wiechert-Horizontalseismograph, Rufregistrierung.

- a) Schwabische Alb, Süddeutschland, 20. Juli 1913. Herdentfernung: $\Delta = 550$ km.
 b) Toskana, Italien, 29. Juni 1919. $\Delta = 1000$ km.
 c) Taurus, Kleinasien, 24. Jan. 1916. $\Delta = 2400$ km.
 d) Kansu, China, 22. Mai 1927. $\Delta = 6700$ km.
 e) Celebes, 14. Mai 1932. $\Delta = 11600$ km.

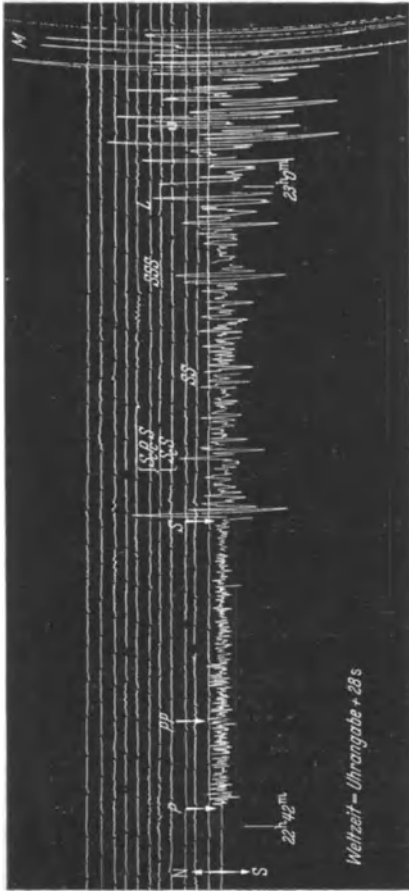


a)

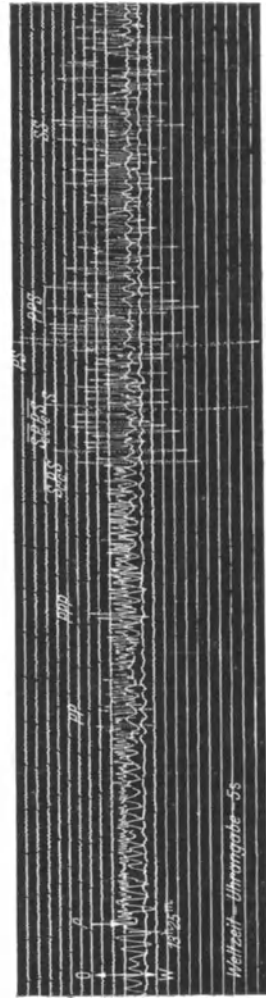
b)



c)



d)



e)

Mitte der Vorläufer einsetzende Bewegung, der man die Bezeichnung S^1 gegeben hat. In größeren Herdentfernungen wird zunächst die S -Phase in eine Gruppe von Einsätzen aufgespalten, dann treten noch andere Erscheinungen auf, die auf kompliziertere Vorgänge bei der Erdbebenausbreitung schließen lassen.

In Herdentfernungen von etwa 2000 km werden zwischen den Einsätzen von P und S und hinter dem S -Einsatz noch weitere Einsätze deutlich. Sie können größer sein als die P - und S -Einsätze, sind aber meist nicht so scharf ausgeprägt. Man hat ihnen Bezeichnungen wie PP , SS , PS , PPP , SSS , PPS gegeben, die erst verständlich sind, wenn man die Natur der P -Bewegung und der S -Bewegung kennt.

Bereits die beschriebenen Gesetzmäßigkeiten der Erdbeben-einsätze weisen darauf hin, daß man es mit Bewegungen von verschiedener physikalischer Natur zu tun hat, die gleichzeitig den Herd verlassen und auf verschiedenen Wegen mit verschiedenen Geschwindigkeiten zu den Erdbebenstationen gelangen. Man kann diese Vorgänge mit einem Rennen oder einer Regatta vergleichen, in denen die Kämpfer den Startplatz gleichzeitig verlassen, das Ziel aber mit um so größeren Abständen erreichen, je weiter es vom Start entfernt liegt.

Ausbreitung der Erdbebenwellen.

Von dem in der Tiefe gelegenen Herd breiten sich die Erdbeben wellenartig nach allen Seiten aus. Ist das Gestein, das den Herd umgibt, gleichförmig aufgebaut, so daß alle Stellen und alle Richtungen physikalisch gleichwertig sind, so geht die Ausbreitung nach allen Richtungen gradlinig mit überall gleicher Geschwindigkeit vor sich (Abb. 55, links, herdnahe Teil). Man spricht dann von *Kugelwellen*, weil die *Wellenfront* eine sich ausdehnende Kugel bildet. Zeichnet man in gleichen Zeitabständen die jeweilige Lage der Wellenfront auf, so erhält man ein Bild, das den Wellenringen ähnlich sieht, die sich um den Aufschlagsort eines ins Wasser geworfenen

¹ S = secundae undae (lat.) = zweite Wellen.

Steines bilden. Die Ausbreitung erfolgt in Richtung des *Stoßstrahles*. Der Stoßstrahl hat für die Erdbebenwellen dieselbe Bedeutung wie der Lichtstrahl für die Lichtwellen. Die Analogie geht so weit, daß man die Gesetze der geometrischen Optik auch auf die Stoßstrahlen anwenden kann. Der Stoßstrahl steht senkrecht auf der Wellenfront und ist bei der Kugelwelle radial nach außen gerichtet.

Tritt die Erdbebenwelle in ein Medium über, in dem die Fortpflanzungsgeschwindigkeit eine andere ist, so werden Wellenfront und Stoßstrahlen gebrochen, die Stoßstrahlen genau wie Lichtstrahlen nach dem auf der Trennungsfäche zu errichtenden Einfallslot hin, wenn die Geschwindigkeit im zweiten Medium kleiner ist als im ersten (Abb. 55, rechter Teil), und vom Einfallslot weg, wenn sie im zweiten Medium größer ist.

Sind die Medien nicht scharf getrennt und ändert sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit allmählich, so wird die Wellenfront verbogen, und es werden die Stoßstrahlen gekrümmt. Jede solche Unregelmäßigkeit prägt sich in der *Laufzeitkurve* aus (Abb. 55, oberer Teil). Hierauf beruhen die Laufzeitverfahren der Erdbebenforschung, nach denen der Aufbau des Erdinnern aus den Eigentümlichkeiten der Laufzeitkurven erschlossen werden kann.

Wenn die vom Herd ausgehenden *Raumwellen* auf eine Grenzfläche treffen, so wird nicht die ganze Energie durchgelassen. Von dem Rest wird ein Teil zurückgeworfen (re-

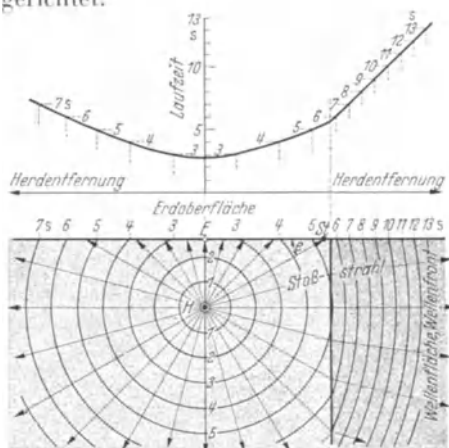


Abb. 55. Grundbegriffe der Erdbebenausbreitung. H = Hypozentrum; E = Epizentrum; St = Station, Beobachtungsort; $\sphericalangle e$ = Emergenzwinkel; EH = Herdtiefe; Est = Herdentfernung (Epizentralentfernung); $1, 2, 3, \dots$ Laufzeit.

flektiert), der andere Teil in eine Grenzflächenwelle verwandelt. An der Erdoberfläche tritt nur die sehr geringe Energie des Erdbebenschalles in die Luft aus, so gut wie alle Energie wird teils zurückgeworfen, teils in eine Oberflächenwelle umgesetzt.

Die *Reflexion* geschieht wie in der Optik in solcher Weise, daß der Abgangswinkel dem Ankunftsinkel gleich ist, wenn die Welle ihre Natur beibehält. Bei der Reflexion und bei der Brechung von Erdbebenwellen kommt es aber vor, daß eine andere Wellenart mit anderen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten entsteht. In diesen Fällen gilt das allgemeinere Gesetz, daß die Laufgeschwindigkeit erhalten bleibt, mit der die Wellenfront an der Grenzfläche entlang streicht.

Grenzflächenwellen und *Oberflächenwellen* werden von den Flächen geführt, sie werden daher auch *geführte Wellen* genannt. Ihre Schwingungsweite nimmt schnell ab, wenn man sich von der führenden Fläche entfernt. Sie breiten sich nur in zwei Dimensionen aus, während die Raumwellen ein dreidimensionales Gebilde durchdringen. So kommt es, daß Energie und Schwingungsweite von geführten Wellen viel langsamer mit der Herdentfernung abnehmen als die der Raumwellen.

Man kennt zwei Arten von Raumwellen: Verdichtungswellen und Scherungswellen, und man kennt zwei Arten von Oberflächenwellen, die man als Rayleigh-Wellen¹ und Querschwingungen (auch Love-Wellen¹) bezeichnet. Man kann die Natur dieser Wellen auf verschiedene Weise veranschaulichen. Entweder zeichnet man auf, welchen Weg die einzelnen Bodenteilchen während einer Schwingung zurücklegen und in welcher Lage sich die Teilchen in bestimmten Augenblicken befinden, oder man stellt an Augenblicksbildern dar, wie sich ein aus würfelförmigen Elementen zusammengesetzter Gesteinsblock beim Durchgang der Wellen verbiegt. In Abb. 56 ist durchweg die zweite Darstellungsart verwendet und die erste nur bei der Scherungswelle und der Rayleigh-Welle beigefügt.

Verdichtungswellen werden auch *longitudinale Wellen* genannt. Bei ihnen schwingen die Bodenteilchen in der Fort-

¹ Genannt nach den Physikern, die sie zuerst theoretisch untersucht haben.

pflanzungsrichtung hin und her, und es folgen Verdichtungen und Verdünnungen aufeinander. Verdichtungswellen kommen in allen Körpern vor. Die Verdichtungswellen in Gasen und Flüssigkeiten werden *Schall* genannt, und es wird dieser Ausdruck auch häufig auf die Verdichtungswellen in festen Körpern übertragen.

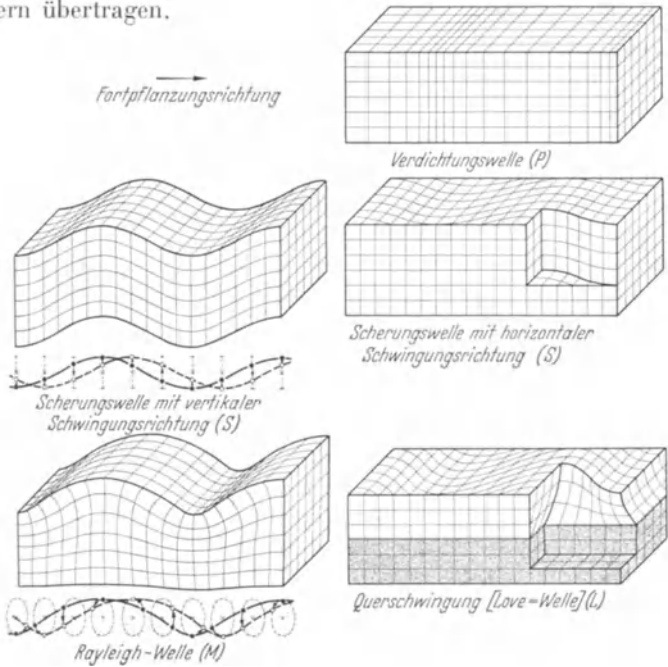


Abb. 56. Augenblicksbilder der verschiedenen Arten von Erdbebenwellen.

In den *Scherungswellen*, die man auch als *transversale Wellen* bezeichnet, schwingen die Bodenteilchen senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung. Es ist jede Schwingungsrichtung möglich, die auf der Fortpflanzungsrichtung senkrecht steht, und jede Kombination solcher Schwingungen. Beim Vorübergang einer Scherungswelle treten keine Verdichtungen und Verdünnungen auf; es folgen verschieden gerichtete Verbiegungen aufeinander, deren Gesamtheit man als Scherung bezeichnet. Scherungswellen kommen nur in den festen Körpern vor, die der Formänderung einen Widerstand entgegensetzen. Umge-

kehrt ist das Auftreten von Scherungswellen ein sicheres Anzeichen dafür, daß der von ihnen durchdrungene Körper in festem Zustand ist.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Verdichtungswellen hängt von dem Widerstand gegen Zusammenpressung, dem Widerstand gegen Formänderung und der Dichte des tragenden Mediums ab, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Scherungswellen nur von dem Widerstand gegen Formänderung und der Dichte. Die Geschwindigkeiten beider Wellenarten wachsen mit den Widerständen und nehmen ab, wenn die Dichte wächst. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Verdichtungswellen ist größer als die der Scherungswellen.

Rayleigh-Wellen werden von einer bestimmten Herdentfernung an erregt, wenn Verdichtungswellen oder Scherungswellen aus der Tiefe an die Oberfläche gelangen. In ihrer Erscheinungsform — nicht ihrer physikalischen Natur — ähneln sie den Wasserwellen. Die Bodenteilchen schwingen in elliptischen Bahnen, die in der durch die Fortpflanzungsrichtung gelegten Vertikalebene liegen. In den Rayleigh-Wellen kommen Verdichtungen und Scherungen vor. An der Erdoberfläche pflanzen sie sich mit einer Geschwindigkeit fort, die etwa $\frac{9}{10}$ der Geschwindigkeit der Scherungswellen beträgt.

Querschwingungen sind Oberflächenscherungswellen mit nur horizontalen, auf der Fortpflanzungsrichtung senkrechten Schwingungen. Sie können nur dann auftreten, wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Scherungswellen in der Tiefe größer als an der Oberfläche ist, insbesondere dann, wenn die Geschwindigkeit an einer Grenzfläche sprunghaft zunimmt. Querschwingungen sind ein sicheres Anzeichen dafür, daß sich die Eigenschaften des Mediums in diesem Sinn mit der Tiefe ändern. Die Zusammenhänge zwischen der Periode und der Geschwindigkeit, zwischen der Schwingungsweite und der Tiefe sind sehr verwickelt und lassen sich nur anhand theoretischer Untersuchungen vollständig beschreiben. Geht man von der Oberfläche in die Tiefe, so kann die Schwingungsweite mehrmals ab- und zunehmen, schließlich nimmt sie endgültig ab. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Querschwingungen liegt zwischen der Geschwindigkeit von Scherungswellen unter

der Oberfläche und der größeren Geschwindigkeit von Scherungswellen in der Tiefe. Langperiodische Querschwingungen tauchen tief ein und laufen schneller als die kurzperiodischen, deren Bewegungen sich im wesentlichen auf die oberen Gebiete beschränken. Ist die Unterschicht verhältnismäßig starr, so wird auf sie nur wenig Bewegungsenergie übertragen. Dann kann man die Querschwingungen mit den Bewegungen eines Puddings auf fester Schüssel vergleichen.

Alle diese Schwingungsarten sind in den Erdbebenwellen vorhanden. Der *P*-Einsatz zeigt die Ankunft der Verdichtungswelle, der *S*-Einsatz die Scherungswelle an. Die langen Wellen enthalten im wesentlichen Querschwingungen, und vor dem Maximum tritt eine Art von Rayleigh-Wellen auf.

An der Deutung des *P*-Einsatzes ist kaum zu zweifeln, hat man doch in zahllosen Fällen aus den Registrierungen nachgewiesen, daß die Bodenbewegung des ersten Einsatzes in der Fortpflanzungsrichtung vor sich geht. Die Schwingungsrichtung im *S*-Einsatz läßt sich nicht so sicher ermitteln. Denn der Einsatz ist von noch nicht vollständig abgeklungenen Verdichtungswellen überlagert, und es ist nicht immer sicher, ob die erste deutlich sichtbare Schwingung im *S*-Einsatz tatsächlich die erste *S*-Bewegung darstellt. Entscheidend für die Deutung als Scherungswellen sind die Laufzeiten, die ganz der aus ihrer Theorie abgeleiteten Erwartungen entsprechen.

Aus den Laufzeiten ist mit Sicherheit nachgewiesen, daß die Schwingungen der Hauptphase Oberflächenwellen sind. Hiermit stimmt auch überein, daß sie mit wachsender Herdentfernung nicht so schnell abnehmen wie die Vorläufer. Es ist jedoch schwierig, die Querschwingungen und Rayleigh-Wellen in den Aufzeichnungen zu unterscheiden. Der Unterschied ist augenfällig, wenn die Seismographen zufällig so aufgestellt sind, daß die eine Horizontalkomponente der Registrierung nahezu in die Ankunftsrichtung fällt und die andere Horizontalkomponente auf ihr senkrecht steht (Abb. 57). Dann ist die Querschwingung *Qu* daran zu erkennen, daß sie keine Vertikalkomponente und nur eine horizontale Querkomponente hat, während der Rayleigh-Welle *R* gerade diese Komponente fehlt.

Die Raumwellen gehen vom Herd nach allen Richtungen aus und dringen in die Tiefe des Erdkörpers ein. Da die Erdoberfläche gekrümmt ist, müssen sie je nach der Abgangsrichtung in mehr oder weniger großer Herdentfernung wieder an der Erdoberfläche auftauchen. An der Erdoberfläche werden sie zurückgeworfen und beginnen ihren Weg in die Tiefe von neuem. Das kann mehrmals geschehen. Bei der Reflexion können die Wellen ihre Natur ändern. So kann aus einer ankommenden Verdichtungswelle außer einer zurückgeworfenen Verdichtungswelle auch eine Scherungswelle entstehen, und eine

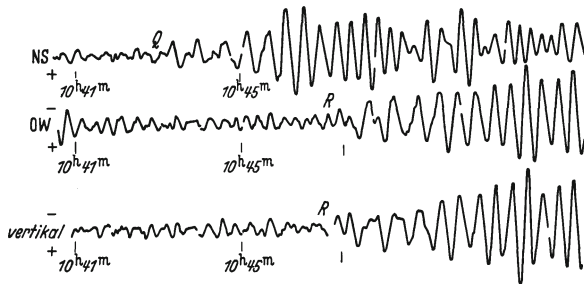


Abb. 57. Oberflächenwellen des mittelamerikanischen Bebens vom 4. März 1924. Aufgezeichnet in Straßburg. Herdentfernung 9300 km, Ankunftsrichtung W 8° N. Q = Einsatz der Querschwingungen; R = Einsatz der Rayleighwellen.

ankommende Scherungswelle kann Anlaß zur Aussendung einer zurückgeworfenen Scherungswelle und einer Verdichtungswelle sein. Hierbei folgt jeweils nur die der einfallenden Welle gleichartige Welle dem optischen Reflexionsgesetz vom gleichen Ankunfts- und Abgangswinkel; stets liegt der Weg der ausgesandten Scherungswelle ein wenig tiefer als der Weg der zugleich ausgesandten Verdichtungswelle. Erdbebenbewegungen, die ihren Weg teils als Verdichtungswelle, teils als Scherungswelle zurückgelegt haben, werden *Wechselwellen* genannt.

Den reflektierten Erdbebenwellen entsprechen die mit mehreren Buchstaben P und S bezeichneten Einsätze der Vorläufer im Seismogramm. PP ist die einmal reflektierte reine Verdichtungswelle, SS die einmal reflektierte reine Scherungswelle, PS eine einmal reflektierte Wechselwelle, die auf dem ersten Teil ihres Weges eine Verdichtungswelle, auf dem zwei-

ten Teil eine Scherungswelle gewesen ist. Es ist auch eine Wechselwelle SP möglich; sie muß aber mit der PS -Bewegung gleichzeitig eintreffen und kann daher in den Aufzeichnungen nicht von ihr unterschieden werden. Zweimal reflektierte Erdbebenwellen treten in den Einsätzen PPP , SSS , PPS (PSP , SPP) und PSS (SPS , SSP) auf. In den sehr starken Beben werden auch dreimal reflektierte Bewegungen festgestellt.

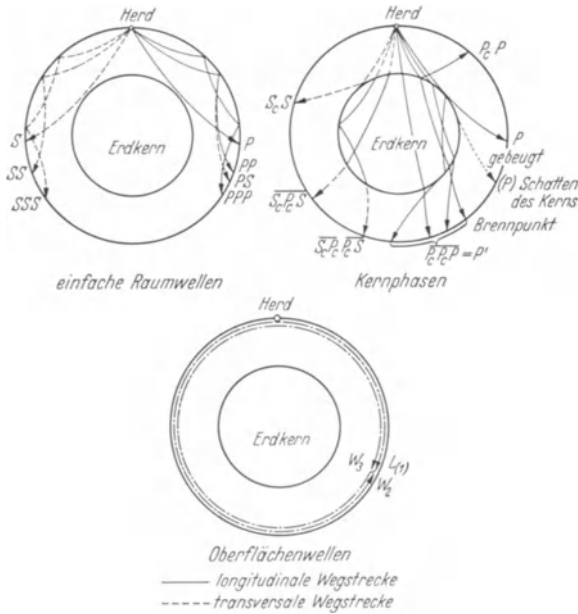


Abb. 58. Die Wege der Erdbebenwellen.

An einem durch den Erdkörper gelegten Schnitt zeigt Abb. 58 die Wege der Erdbebenwellen im Erdinnern. Links oben sind die Wege der einfachen Raumwellen aufgezeichnet. Aus den beobachteten Laufzeiten hat man berechnet, daß die Wege nicht ganz geradlinig, die Wellen also nicht genau Kugelwellen sind. Die Stoßbahnen sind gekrümmt, ihr Scheitel liegt in der Tiefe. Daher tauchen die Bewegungen etwas früher an der Erdoberfläche auf, als es bei geradliniger Fortpflanzung der

Fall wäre. Hiervon abgesehen, wären dieselben Ausbreitungserscheinungen auch bei Kugelwellen zu erwarten.

Die Aufspaltung der S-Phase, die in Herdentfernungen von etwa 9000 km beginnt, ist die Wirkung einer ausgeprägten Grenzfläche des tiefen Erdinnern, die den *Erdkern* umschließt (Abb. 58 rechts oben). An der Kerngrenze können die ankommenden Erdbebenwellen zurückgeworfen und gebrochen werden, sowohl außen als innen. Erdbebenwellen, die an die Kerngrenze gelangt sind oder sie überschritten haben, werden *Kernphasen* genannt, und es wird jedes Zusammentreffen mit der Kerngrenze durch den Index *c* im Buchstabensymbol hervorgehoben¹. Oft ist es noch üblich, Brechungen an der Kerngrenze mit einem durchgehenden Querstrich über den Buchstaben zu bezeichnen und diesen Querstrich zur Kennzeichnung innerer Reflexionen zu unterbrechen.

Aus den Laufzeiten hat man festgestellt, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Verdichtungswellen im Kern erheblich geringer als in den darüberliegenden Schichten ist. Daher wirkt der Kern ähnlich wie eine Sammellinse und sammelt die ihn durchdringenden Bewegungen in den herdfernen Gebieten. Hierbei tritt in den mittleren Entfernungen eine von den Erdbebenwellen freie Zone auf, der *Schatten des Erdkerns*. Nur eine schwache Bewegung, die wahrscheinlich ein Stück weit von der Kerngrenze geführt wird, kann in die Schattenzone gelangen. Sie wird als *gebogene Welle* bezeichnet.

Für die Verdichtungswelle, die ohne Reflexionen den Kern durchdringt und bei den Antipoden² des Herdes die Erdoberfläche erreicht, hat man statt $\overline{P_c}P_cP$ die kürzere Bezeichnung P' eingeführt. Im Kern und hinter dem Kern ist die Ausbreitung dieser Bewegung recht verwickelt. Wie in Abb. 58 (rechts oben) zu sehen ist, kreuzen sich ihre Stoßstrahlen, und es treffen an der Erdoberfläche zwei Stöße nacheinander ein. Sie werden mit P'_1 und P'_2 bezeichnet. An der inneren Grenze des P' -Gebietes kommen diese beiden Stöße gleichzeitig an, addieren sich und bringen dort eine besonders auffallende

¹ *c* von englisch „core“ = Kern.

² Antipoden („Gegenfüßler“): Die Bewohner des Gegenpunktes, der an dem anderen Endpunkt des Erddurchmessers liegt.

Bodenbewegung hervor. In Analogie mit ähnlichen optischen Erscheinungen spricht man von einem *Brennpunkt*¹.

In den Aufzeichnungen mancher Beben sind Schatten, Brennpunkt und Aufspaltung der *P'*-Phase deutlich zu er-

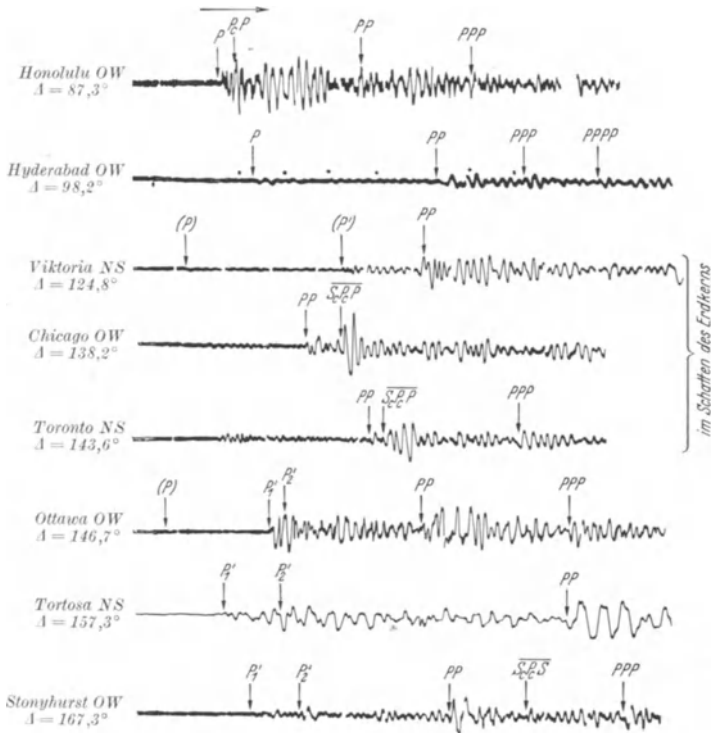


Abb. 59. Schatten des Erdkerns und Brennpunkt. Beginn des süd-pazifischen Erdbebens vom 26. Juni 1924 (Herd: $59,9^\circ$ S, $115,6^\circ$ O) in verschiedenen Herdentfernungen Δ .

kennen, wenn man die Stärke des *P*- bzw. *P'*-Einsatzes mit dem dem vom Erdkern noch unbeeinflussten *PP*-Einsatz vergleicht. Eines der am besten bekannten Beispiele bringt Abb. 59. In den Herdentfernungen von $87,3^\circ$ und $98,2^\circ$ (9790 und 10910 km) ist noch nichts Auffälliges zu bemerken. Aber

¹ Genauer wäre „Brennkreis“, denn die Begrenzung des *P'*-Gebietes wird von einem Kreis gebildet. Der übliche Ausdruck „Brennpunkt“ bezieht sich auf die Schnittfigur.

in der Herdentfernung $124,8^\circ$ (13 870 km) ist der P -Einsatz wesentlich schwächer geworden als PP , und es zeigt sich hiermit der Schatten des Erdkerns an. Die etwas stärkere Bewegung zwischen (P) und PP ist schwer zu deuten, vielleicht handelt es sich um eine gebeugte Abzweigung von P' . Ähnlich liegen die Verhältnisse $138,2^\circ$ (15 360 km) vom Herd entfernt. Den Brennpunkt zeigen die nächsten Seismogramme an, die in den nicht sehr verschiedenen Herdentfernungen $143,6^\circ$ (15 950 km) und $146,7^\circ$ (16 300 km) aufgenommen wurden. Im ersten sind die Verhältnisse noch wie im Schattengebiet; im zweiten aber trifft vor PP die auffällige P' -Bewegung ein, bereits in zwei Einsätze gespalten, da man sich schon etwas hinter dem Brennpunkt befindet. Mit weiter wachsender Herdentfernung rücken die P' -Einsätze auseinander und nehmen in normaler Weise ab. So sind sie in den Herdentfernungen $157,3^\circ$ und $167,3^\circ$ (17 480 und 18 590 km) zu sehen.

Die Oberflächenwellen kommen aus dem Herdgebiet und pflanzen sich längs der Erdoberfläche nach allen Richtungen hin fort. Sie können den Beobachtungsort auf einem nahen Weg und auf einem weiten Weg erreichen (L und W_2 , Abb. 58 unten), sogar die Erdoberfläche mehrmals umlaufen (W_3). Die mit W bezeichneten Oberflächenwellen werden *Wiederkehrwellen* genannt. In den Seismogrammen sehr starker Erdbeben heben sie sich als gelinde Anschwellungen aus den abklingenden Nachläufern heraus (Abb. 51, S. 94). Sie können leicht mit der Hauptphase schwächerer Nachbeben oder auch mit schwachen Beben verwechselt werden, die gar nichts mit dem großen Beben zu tun haben. Meist ist eine Entscheidung an Hand der Laufzeiten möglich.

Würden sich die Oberflächenwellen ganz gleichmäßig und ungeschwächt ausbreiten, so müßten sie im Gegenpunkt des Herdes wieder zusammenlaufen und dort ein starkes Beben erzeugen. Ein solches Gegenpunktbeben hat man nicht festgestellt. Man darf daher annehmen, daß die Oberflächenwellen im Schollenmosaik der Erdkruste in vielfältiger Weise gespalten, abgelenkt, auf verschiedene Umwege geleitet und geschwächt werden, so daß es zu einer Energiesammlung im Gegenpunkt nicht mehr kommt.

Die Stoßbahnen zwischen Herd und Station liegen in der Ebene, die den Herd, die Station und den Erdmittelpunkt enthält. Diese Ebene schneidet die Erdoberfläche in einem Großkreis, der — von den kleinen Unregelmäßigkeiten abgesehen — den Weg der Oberflächenwellen darstellt. Der kurze Teil des Großkreises ist die nächste Verbindung von Herd und Station auf der Erdoberfläche; seine Richtung an der Station gibt die Himmelsrichtung an, aus der die Beben eintreffen. Als Bei-

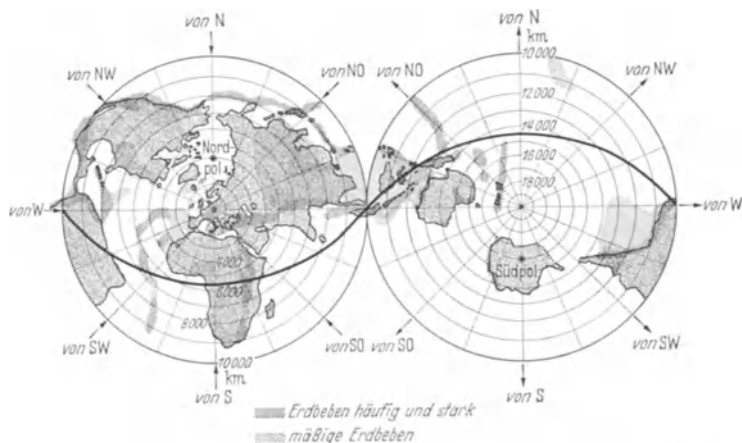


Abb. 60. Entfernungen und Ankunftsrichtungen für die Station Potsdam.

spiel sind in Abb. 60 die Großkreise der Erdbebenwarte Potsdam in Gestalt sternförmig angeordneter gerader Linien dargestellt¹, und die konzentrischen Kreise geben die längs der Großkreise gemessenen Entfernungen von Potsdam in Kilometern an. Man kann dieses Liniensystem auch als ein Gradnetz deuten, dessen Pole in Potsdam und bei den Antipoden der Potsdamer liegen. Um das Bild nicht zu verwirren, sind von dem gewöhnlichen geographischen Gradnetz nur die Pole und der Äquator eingetragen.

Grundlage der wissenschaftlichen Erforschung der Erdbebenausbreitung sind die schon mehrfach erwähnten *Laufzeiten*. Sie werden in der Form von *Laufzeitkurven* zu-

¹ Stereographische Kartenprojektion mit Potsdam als Mittelpunkt.

sammengestellt, deren wichtigste in Abb. 61 zu sehen sind. Die Laufzeitkurven werden aus den Aufzeichnungen solcher Beben abgeleitet, bei denen die Herdlage und die Zeit des Herdvorgangs bekannt sind oder sich aus Aufzeichnungen herdnaher Stationen genau genug bestimmen lassen. Wie alle Erfahrungsergebnisse, müssen auch die Laufzeitkurven von Zeit zu

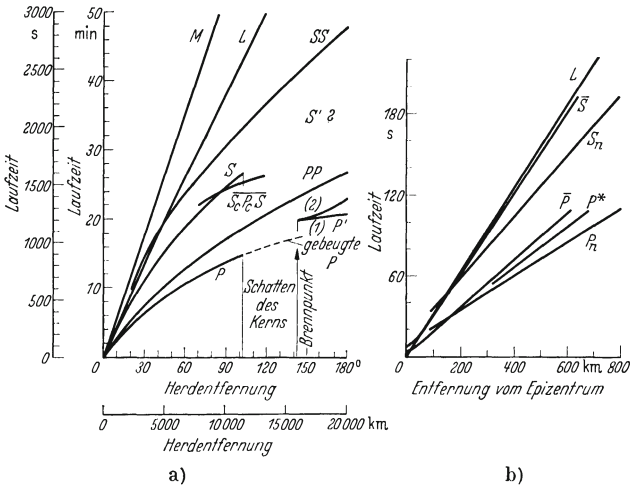


Abb. 61. Laufzeitkurven. a) Fernbeben mit oberflächennahem Herd. b) Nahbeben (süddeutsche Beben, 16. November 1911 und 20. Juli 1913).

Zeit nachgeprüft und, wenn nötig, den neueren Beobachtungen angepaßt werden.

Die Darstellungsart der Laufzeitkurven dürfte verständlich sein. Auf den waagrechten Rändern („Achsen“) ist die Herdentfernung aufgetragen, auf den senkrechten Rändern die Laufzeit. Um die Laufzeit einer der Erdbebenwellen für eine bestimmte Herdentfernung zu finden, sucht man auf einer der waagrechten Achsen den mit dieser Herdentfernung bezifferten Punkt, geht von dort in senkrechter Richtung bis zu der mit dem Buchstabensymbol der zu untersuchenden Erdbebenwelle bezeichneten Kurve und von dem hiermit angeschnittenen Punkt in waagrechter Richtung bis zu einem bezifferten senkrechten Rand. Hier wird die Laufzeit abgelesen.

Die Abplattung der Erde bringt es mit sich, daß die Laufzeiten der Fernbebenvorläufer eine kleine Abhängigkeit von der geographischen Lage des Herdes und der Station zeigen. Diesen Einfluß kann man rechnerisch erfassen und berücksichtigen. Andere Abhängigkeiten der Laufzeit von dem durchlaufenen Weg hat man bei den Fernbebenvorläufern nicht feststellen können. Man darf also annehmen, daß das tiefe Erdinnere aus in sich gleichförmigen Kugelschalen¹ aufgebaut ist und die Materialeigenschaften sich nur mit der Entfernung vom Erdmittelpunkt ändern. In den Nahbebenvorläufern dagegen prägt sich die ganze Vielseitigkeit der Erdkruste aus. Während man aus zahlreichen Fernbeben, wenn ihre Herde in einigermaßen gleichen Tiefen liegen, mittlere Laufzeiten ableiten und diese für die Untersuchung des Erdinnern verwenden kann, muß jedes Nahbeben für sich behandelt werden, und es sind die aus dem einen Erdteil gewonnenen Erkenntnisse vom Aufbau der Erdkruste nicht ohne weiteres auf andere Erdteile übertragbar. Zunächst sollen die Ergebnisse der weniger verwickelten Fernbebeneseismik betrachtet werden.

Als erstes kann man mit den Laufzeitkurven die *Herdentfernung* eines neuen Bebens bestimmen. Kommt es nicht auf große Genauigkeit an, so geht die Bestimmung sehr schnell vonstatten, und die den Pressenotizen beigegebenen Herdentfernungen sind nicht als besondere wissenschaftliche Leistung des Bearbeiters anzusehen.

Am einfachsten geht man in der folgenden Weise vor. Man nimmt einen langen Papierstreifen und legt ihn so auf den fixierten Registrierbogen, daß er der Erdbebenaufzeichnung parallel läuft. Sodann werden alle Zeitmarken und alle auffallenden Einsätze in Form von Strichmarken auf den Papierstreifen übertragen. Die Marken auf dem Papierstreifen haben den Zeitmaßstab des Seismogramms. Sie werden schnell auf einen kleineren Streifen übertragen, so daß sie im Maßstab der Zeitachse der Laufzeitkurve erscheinen. Diesen kleinen Streifen legt man auf das Laufzeitkurvenblatt und bringt ihn in die der Zeitachse parallele Lage. Unter Wahrung seiner Richtung schiebt man ihn nun solange nach allen Seiten hin

¹ Genauer: Schalen von schwach abgeplatteten Rotationsellipsoiden.

und her, bis sich die auf ihm angebrachten Marken mit den unter dem Streifenrand verschwindenden Laufzeitkurven decken. Wo der Streifenrand die Entfernungsachsen schneidet, kann jetzt die Herdentfernung abgelesen werden.

Nicht immer wird vollständige Übereinstimmung der Strichmarken mit den Laufzeitkurven zu erzielen sein. Dann bleibt es der Erfahrung des Bearbeiters überlassen, welche Einsätze er als zuverlässig ansieht und welche nicht. Stets ist ausgeprägten, scharfen Einsätzen der Vorzug zu geben. Möglichkeiten zu Irrtümern bestehen bei großen Herdentfernungen, z. B. im Schatten des Erdkerns, wo die gebeugten P -Wellen häufig nicht erkennbar sind, so daß man PP mit P , $\overline{S_c P_c S}$ mit PP verwechseln und dadurch zu kleine Herdentfernungen erhalten kann. Oft bietet die Gesamtlänge des Bebens eine Möglichkeit zur richtigen Entscheidung; in sehr schwierigen Fällen sind die Ergebnisse von anderen, günstiger gelegenen Erdbebenwarten abzuwarten. Es wird dem Leser nicht schwer fallen, an Hand dieser Anleitung die in den Abb. 51 und 54 (S. 94 und 98/99) angegebenen Herdentfernungen mit Hilfe der Abb. 61 nachzuprüfen, soweit es bei dem kleinen Maßstab der Abbildungen und Laufzeitkurven möglich ist.

Eine einzelne Herdentfernung gibt noch nicht den Herd des Bebens, nur als ersten geometrischen Ort den mit der berechneten Herdentfernung um die Station beschriebenen Kreis. So kann ein in Potsdam aufgezeichnetes, aus einer Entfernung von 10000 km gekommenes Beben seinen Ursprung in Mexiko, in Kalifornien, auf den südlichen Philippinen, auf Sumatra und in den nördlichen Anden haben, wenn man nur die wichtigsten Erdbebengebiete in Betracht zieht (Abb. 60, S. 111). Bisweilen gibt das Aussehen der Aufzeichnung einen Anhalt für die Herdlage, zeichnen sich doch die Oberflächenwellen, die unter einem Ozean hergelaufen sind, häufig durch besondere Klarheit vor den auf rein kontinentalen Wegen gelaufenen Oberflächenwellen aus. Ist der P -Einsatz in beiden Horizontalkomponenten deutlich ausgeprägt, so kann man aus dem Größenverhältnis dieser Komponenten die Richtung zum Herd oder ihre Gegenrichtung erhalten und braucht dann nur noch zwischen diesen beiden Möglichkeiten zu wählen.

Diese beiden Möglichkeiten bleiben auch, wenn man zur Herdbestimmung zwei Stationen und ihre Herdentfernungen benutzt, denn die Kreise um beide Stationen schneiden sich in zwei einander gegenüberliegenden Punkten. Erst die Hinzunahme der senkrechten Komponente im ersten Fall oder einer dritten Station mit ihrer Herdentfernung im andern Fall kann die Entscheidung bringen. In der Praxis verwendet man möglichst viele Stationen und Herdentfernungen, die in verschiedenen Kombinationen wegen der unvermeidlichen Ungenauigkeiten und Ablesefehler etwas verschiedene Herdlagen geben. Das Mittel dieser Herdangaben kann als der wahrscheinlichste Herd angesehen werden. Seine Bestimmung gelingt um so genauer, je mehr zuverlässige Beobachtungen zur Verfügung stehen. Günstiger liegen die Verhältnisse, wenn man eine größere Zahl von Aufzeichnungen aus dem Schüttergebiet oder seiner Umgebung verwenden kann.

Außer der Herdentfernung kann der *Emergenzwinkel*¹ unmittelbar aus der Laufzeitkurve bestimmt werden. Hierunter versteht man den Winkel, den der auftauchende Stoßstrahl mit der Erdoberfläche bildet (e in Abb. 55, S. 101). Das Verfahren ist nicht schwierig, seine Ableitung verlangt aber schon einige mathematische Kenntnisse, und es ist daher nicht möglich, es im Rahmen dieser Darstellung zu entwickeln. Das gleiche gilt in noch höherem Maß von den sehr interessanten und geistvollen Methoden, nach denen man aus Herdentfernungen und Emergenzwinkeln nicht nur den ganzen *Verlauf der Erdbebenstrahlen* bestimmen kann, sondern auch die *Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Tiefe* erhält.

Diese exakten Verfahren lassen sich nur so weit anwenden, wie die Laufzeitkurven nicht unterbrochen sind, also nur bis zum Beginn der Schattenzone. Zur Bestimmung der Wege und Geschwindigkeiten im Erdkern ist man auf systematisches Probieren angewiesen. Hierbei versucht man zunächst, sich durch Abschätzung einen angenäherten Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu verschaffen. Mit diesem Wert rechnet man theoretische Laufzeiten aus. Diese Laufzeiten stimmen im allgemeinen nicht gleich mit den beobachteten Laufzeiten

¹ emergere (lat.) = auftauchen.

überein. Die Abweichungen geben Hinweise für die Verbesserung der angenommenen Geschwindigkeiten, und mit den verbesserten Geschwindigkeiten werden neue Laufzeiten berechnet. Entspricht jetzt die Übereinstimmung immer noch nicht der Beobachtungsgenauigkeit, so muß man noch eine Verbesserung der angenommenen Geschwindigkeiten vornehmen und das Verfahren so lange wiederholen, bis man mit dem Ergebnis zufrieden sein kann. Da ausgeprägte Registrierungen sehr entfernter Beben selten sind, das Beobachtungsmaterial also spärlich und unsicherer ist als bei näheren Beben, muß man sich mit entsprechend geringerer Genauigkeit begnügen. Daher kommt es auch, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im Erdkern viel seltener zum Gegenstand nachprüfender Untersuchungen wird als die Geschwindigkeiten in den höheren Schichten des Erdkörpers.

Bereits mit ganz einfachen Rechenmethoden kann man eine Abschätzung der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten vornehmen, die schon einen guten Eindruck von den Größenordnungen gibt. Hierzu nimmt man vereinfachend an, daß die Ausbreitung in Gestalt von Kugelwellen mit geradlinigen Stoßstrahlen vor sich geht. Herdentfernungen und zugehörige Laufzeiten sind gegeben. Die Längen der geradlinigen Stoßstrahlen und ihre größten Eintauchtiefen lassen sich leicht berechnen; man braucht nur die Tabellen der „Sehnen des Kreisbogens“ und der „Höhen des Kreisbogens“ in den Logarithmentafeln aufzuschlagen und die dort angegebenen Zahlenwerte mit dem Erdradius (6371 km) zu multiplizieren. Dividiert man nun die auf diese Weise berechneten Weglängen durch die entsprechenden Laufzeiten, so erhält man die mittleren Geschwindigkeiten auf den gradlinig angenommenen Bahnen. Als Beispiel wurde die Rechnung für die Verdichtungswelle durchgeführt. (Tabelle siehe nächste Seite.)

Wäre die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im ganzen Erdinnern überall dieselbe, so wäre dieses Verfahren exakt, und es müßten in der letzten Spalte überall dieselben mittleren Geschwindigkeiten stehen. Wie man sieht, ist das nicht der Fall. Zunächst wachsen die mittleren Geschwindigkeiten mit zunehmender Herdentfernung und Eintauchtiefe deutlich an,

nehmen dann ziemlich plötzlich ab und steigen später noch ein wenig. Hieraus kann man schließen, daß sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe ähnlich verhalten. Da bei Mittelbildungen manche Einzelheiten ver-

Herdentfernung		Laufzeit	Auf geradem Wege		
			Weglänge	Größte Tiefe	Mittl. Geschwindigk.
km	°	sec	km	km	km/sec
2000	18	257	1993	78	7,8
4000	36	442	3937	312	8,9
6000	54	572	5785	694	10,1
8000	72	688	7490	1217	10,9
10000	90	795	9010	1866	11,3
12000	108	888	10308	2626	11,6
14000	126	1154	11353	3479	9,8
16000	144	1185	12118	4402	10,2
18000	162	1214	12585	5375	10,4
20000	180	1220	12742	6371	10,4

wischt werden, ist sogar anzunehmen, daß Anstieg und Abfall der wirklichen Geschwindigkeiten noch ausgeprägter sind. Der starke Abfall ist in einer Tiefe von rund 3000 km zu erwarten.

Nach diesem Ergebnis können die Stoßbahnen keine geraden Linien, die Wellenflächen keine Kugeln sein, und man muß zur Bestimmung von Geschwindigkeit, Wellenflächen und Stoßbahnen die exakten Methoden heranziehen. Immerhin lohnt es sich, noch eine Abschätzung der wirklichen Geschwindigkeiten dadurch zu versuchen, daß man von den mittleren Geschwindigkeiten ausgeht und bei der Annahme geradliniger Stoßbahnen bleibt. Wie man aus der folgenden Gegenüberstellung sieht, ist das Ergebnis gar nicht einmal so schlecht. (Tabelle siehe nächste Seite.)

Die beiden letzten Spalten und Abb. 62 geben die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten im Erdinnern nach zwei neueren Berechnungen an, die mit den exakten Methoden ausgeführt wurden. Gutenbergs Kurve wird sehr häufig in der Literatur angeführt, die Kurve von Witte beruht auf neuem Material. Witte verwendet nur die von Jeffreys aus Beobachtungen abgeleiteten Laufzeitkurven, während Gutenberg zur Feststellung von Einzelheiten auch Beobachtungen der

Tiefe km	Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Verdichtungswellen		
	Abschätzung km/sec	genauere Berechnung	
		Gutenberg 1930 km/sec	Witte 1932 km/sec
unter Erdkruste	$7\frac{1}{2}$	7	$7\frac{1}{2}$
500	$10\frac{3}{4}$	9	$9\frac{1}{4}$
1000	$11\frac{3}{4}$	$10\frac{3}{4}$	$11\frac{1}{2}$
1500	12	$12\frac{1}{2}$	$12\frac{1}{4}$
2000	$12\frac{1}{4}$	$13\frac{1}{4}$	$12\frac{1}{2}$
2500	$12\frac{1}{4}$	$13\frac{1}{2}$	$13\frac{1}{4}$
3000	8	$8\frac{3}{4}$	
3500	$9\frac{3}{4}$	9	
4000	10	$9\frac{1}{2}$	
4500	$10\frac{1}{4}$	$9\frac{3}{4}$	
5000	$10\frac{1}{2}$	10	
5500	$10\frac{3}{4}$	$10\frac{1}{4}$	
6000	11	$10\frac{1}{2}$	
Erdmittelpunkt	$11\frac{1}{4}$	11	

Schwingungsweite heranzieht. Es ist möglich, daß die kleinen Spitzen der Gutenbergschen Kurve wirkliche Verhältnisse andeuten. Da sie aber bisher noch von keinem anderen Bearbeiter

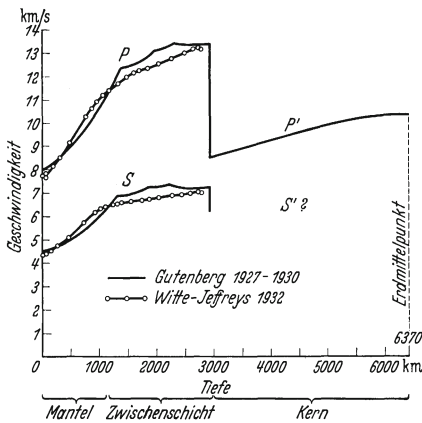


Abb. 62. Geschwindigkeit der Erdbebenwellen im Erdinnern.

bestätigt wurden und vielfach die Ansicht vertreten wird, daß die Genauigkeit der Beobachtungen zur sicheren Festlegung solcher Feinheiten gar nicht ausreicht, müssen sie wohl mit etwas Kritik betrachtet werden. Ein Vergleich beider Ergebnisse läßt erkennen, daß die Größenordnung der Geschwindigkeiten und die Grundzüge ihrer Abhängigkeit von der Tiefe

zweifelloos erfaßt sind, im einzelnen aber noch manche Unklarheit besteht. Zu demselben Schluß kommt man auch beim Vergleich mit etwas älteren, hier nicht wiedergegebenen Untersuchungen.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in der Tiefe weisen darauf hin, daß man das Erdinnere, von der Erdkruste abgesehen, in drei Hauptschichten einteilen kann. Man bezeichnet sie als *Mantel*, *Zwischenschicht* und *Kern* (Abb. 63). Der Mantel reicht bis in eine Tiefe von etwa 1200 km hinab, die Kerngrenze wird meist 2900 km tief angenommen. Nach Witte scheint auch die Möglichkeit zu bestehen, daß sie etwas höher, 2700 km tief, liegt. In Mantel und Zwischenschicht nehmen die Geschwindigkeiten beider Raumwellen mit der Tiefe zu. An der Kerngrenze nehmen sie plötzlich ab. Im Kern wächst die Geschwindigkeit der Verdichtungswellen mit der Annäherung an den Erdmittelpunkt noch etwas an.

Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Scherungswellen im Erdkern ist nichts Sicheres bekannt, denn man hat noch keine sicheren Einsätze von Scherungswellen gefunden, die den Kern durchlaufen haben. Man weiß nur, daß auch die Geschwindigkeit der Scherungswellen an der

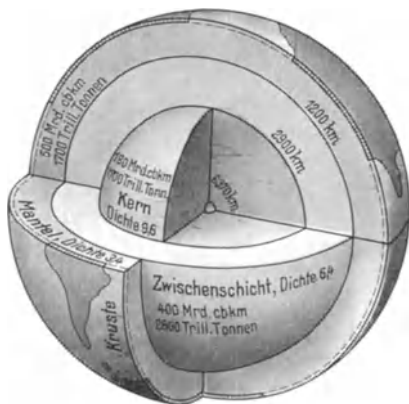


Abb. 63. Der Schalenbau des Erdkörpers. Schichtgrenzen aus Erdbebenmessungen, Dichte und Masse aus Schwerkraftmessungen bestimmt.

Kerngrenze plötzlich stark abnehmen muß und die S' -Einsätze, wenn sie vorhanden sind, bereits im Bereich der langen Wellen liegen, überlagert von mehrfach reflektierten Wellen und späten Kernphasen. Bis vor einigen Jahren war man allgemein der Ansicht, daß der Erdkern die Scherungswellen gar nicht durchläßt. Diese Ansicht ist auch heute noch am weitesten verbreitet. In den letzten Jahren jedoch haben einige Forscher ein paar Einsätze entdeckt, die vielleicht als S'_1 - und S'_2 -Wellen gedeutet werden können, und so muß man mit der Möglichkeit rechnen, daß auch Scherungswellen im Erdkern vorkommen können. Das Problem ist noch nicht gelöst.

Ganz sicher dringen die Scherungswellen bis zur Kern-
grenze vor. Da Scherungswellen nur in festen Körpern mög-
lich sind, kann man sagen, daß sich Mantel und Zwischen-
schicht bei der Ausbreitung von Erdbebenwellen wie feste
Körper verhalten. Daß sich das Material der Erde dagegen
lang andauernden Kräften gegenüber wie eine sehr zähe Flüs-
sigkeit benimmt, wurde in einem früheren Kapitel bei
der Beschreibung des säkularflüssigen Zustandes bereits dar-
gelegt (S. 60/61).

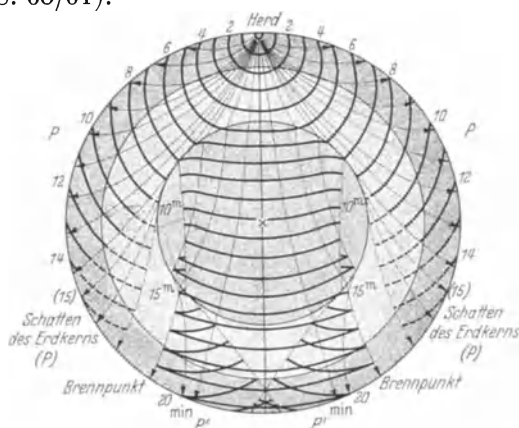


Abb. 64. Ausbreitung der Verdichtungswellen im Erdinnern. Lage der
Wellenfront von Minute zu Minute und Stoßstrahlen.

Aus den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten kann man Weg
und Ausbreitung der Raumwellen in allen Einzelheiten be-
rechnen. Als Beispiel zeigt Abb. 64 an einem Schnitt durch
die Erde, wie der erste Bebenstoß, die Verdichtungswelle,
von Minute zu Minute im Erdinnern vordringt, vom Kern ge-
sammelt wird, sich in die beiden P' -Äste teilt, und wie
Schatten und Brennpunkt entstehen. Etwas später als 10 Mi-
nuten nach dem Ausgang im Herd ist der Erdmittelpunkt er-
reicht, und in gut 20 Minuten ist die ganze Erde durch-
drungen. Außer der fortschreitenden Wellenfront sind zahl-
reiche Stoßstrahlen eingetragen.

Die Verhältnisse im tiefen Erdinnern weichen so erheblich
von den an der Erdoberfläche und im Laboratorium bekannten

Zuständen der Materie ab, daß es kaum möglich ist, sich eine Vorstellung von dem physikalischen Zustand des Erdinnern zu machen. Ein anschaulicher Vergleich läßt sich nicht durchführen. Man muß sich mit einer Anzahl von Zahlenangaben zufrieden geben.

Die wichtigsten physikalischen Zustandsgrößen sind Dichte, Druck und Temperatur. Die *Dichte* im Erdinnern kennt man verhältnismäßig gut. Die mittlere Dichte der ganzen Erde beträgt 5,5, die mittlere Dichte der Erdkruste 2,7. Für den Mantel hat man eine Dichte von 3,4, für die Zwischenschicht eine Dichte von 6,4 und für den Kern eine Dichte von 9,6 berechnet, wenn man annimmt, daß sich innerhalb jeder dieser Schichten die Dichte mit der Tiefe nicht ändert. Diese Zahlen stimmen mit der bekannten Gesamtmasse der Erde überein, sie vertragen sich mit den zahlreichen Messungen des Schwerefeldes und führen mit der bekannten Rotationsgeschwindigkeit der Erde auf den richtigen Wert der Abplattung. Es ist auch möglich, daß die Dichte im Mantel und in der Zwischenschicht ähnlich wie die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen mit der Tiefe ansteigt und an der Kerngrenze auf einen neuen, nun allerdings größeren, Wert springt. Unter dieser Voraussetzung hat man verschiedene Dichteverteilungen berechnet, von denen sich die wahrscheinlichsten zwischen den folgenden beiden Grenzen halten:

Mantel	Zwischenschicht	Kern
2,7 ansteigend bis 4,2	4,2 ansteigend bis 8,8	9,2
2,7 „ „ 4,7	4,7 „ „ 5,2	11,3.

Aus der Dichte kann der *Druck* im Erdinnern berechnet werden, wenn man annimmt, daß der Druck in irgendeiner Tiefe gleich dem Gewicht der über diesem Niveau liegenden Masse ist. Dieser als *hydrostatisch*¹ bezeichnete Zustand dürfte wohl von der unteren Erdkrustengrenze an vorhanden sein. Man hat den Druck unter verschiedenen möglichen Annahmen der Dichteverteilung berechnet. Die Ergebnisse weichen nur wenig voneinander ab und zeigen übereinstimmend, daß der Druck mit der Tiefe zunimmt, an der Kerngrenze etwa

¹ hydor (griech.) = Wasser.

$1\frac{1}{2}$ Millionen Atmosphären und im Erdmittelpunkt etwa 3 Millionen Atmosphären beträgt. Die in Laboratorien hergestellten höchsten Drucke erreichen noch nicht $\frac{1}{100}$ dieses Betrages.

Am wenigsten weiß man von der *Temperatur*. In den obersten drei Kilometern der Erdkruste nimmt sie mit der Tiefe zu, und zwar um $10-25^\circ$ pro Kilometer. Würde diese Zunahme bis zum Erdmittelpunkt anhalten, so müßte dort die Temperatur mehr als 60000° betragen. Eine einigermaßen verlässliche Abschätzung gibt es nicht und ist bei den heutigen Kenntnissen auch nicht möglich. Alle Berechnungen beruhen darauf, daß ein unter gewöhnlichen Zuständen zutreffendes physikalisches Gesetz auf die ganz anderen Zustände im tiefen Erdinnern angewandt wird, und es hängt das Ergebnis ganz davon ab, welchem Gesetz man am ehesten zutraut, daß es auch in der tiefen Erde Gültigkeit besitzt, und mit welchen Abänderungen man glaubt, den Zuständen der Tiefe gerecht werden zu können. Nach den meisten Abschätzungen hält die starke Temperaturzunahme nur in der Erdkruste an, so daß bis zur Kerngrenze höchstens etwa 10000° erreicht werden. Über die Temperatur im Erdmittelpunkt weiß man nichts. Nach E. Wiechert spricht man vielfach aus, daß sie auch dort noch keine 10000° beträgt. Diese Angabe kommt der verständlichen Abneigung gegen Annahme extremer Zustände entgegen. Sie verträgt sich auch gut mit einer Theorie der Planetenentstehung, nach der die Erde aus dem Material der Sonnenoberfläche hervorgegangen sein soll, dessen Temperatur aus Strahlungsmessungen zu etwa 6000° bestimmt ist. Da man aber erhebliche radioaktive Erwärmung im Erdinnern ansetzen kann, ohne mit Beobachtungen in Konflikt zu geraten, und die Erdentstehung aus der Sonne durchaus nicht sicher ist, erscheint die Abschätzung von Wiechert nicht zuverlässiger als jede andere, die auf begründeten physikalischen Gesetzen beruht.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen hängt von der Dichte und den elastischen Widerständen gegen Zusammenpressung und Formänderung ab (S. 104). Den Widerstand gegen elastische Formänderung nennt man

auch *Starrheit*. Da man die Dichteverteilung in großen Zügen kennt und nur noch zwei Unbekannte in Gestalt der elastischen Widerstände bleiben, kann man diese aus den beiden Raumwellengeschwindigkeiten bestimmen. Im Kern allerdings, wo man die Geschwindigkeit der Scherungswellen nicht kennt, ist eine eindeutige Bestimmung der elastischen Widerstände nicht möglich. Die beiden Widerstände nehmen im Mantel und in der Zwischenschicht mit der Tiefe zu und nehmen wahrscheinlich an der Kerngrenze plötzlich ab. Es kann sein, daß der Widerstand gegen Formänderung im Kern verschwindend klein ist. In Übereinstimmung mit Beobachtungen der Polschwankung und mit den Gezeiten der festen Erde hat man festgestellt, daß die Erde als ganzes den kurzperiodischen Kräften etwa so viel Starrheit entgegengesetzt wie eine gleich große Kugel aus Stahl.

Über den *stofflichen Aufbau* des tiefen Erdinnern hat man nur Vermutungen, allein der stoffliche Bestand der Erdkruste ist bekannt. Sie enthält hauptsächlich kieselsaure Verbindungen (Silikate) der Leichtmetalle; in größeren Tiefen dürften auch die kieselsauren Verbindungen der Schwermetalle häufiger sein und im Mantel vorherrschen. Im Kern wird allgemein gediegenes Eisen mit Zusatz von gediegenem Nickel als Hauptbestandteil angenommen, so daß man geradezu von einem Eisen-Nickelkern spricht. Über die Zwischenschicht gehen die Ansichten auseinander. Teils nimmt man an, daß sie hauptsächlich Sauerstoffverbindungen (Oxyde) und Schwefelverbindungen (Sulfide) des Eisens und anderer Schwermetalle enthält, teils vermutet man kieselsaure Verbindungen der Eisenmetalle und eine mit der Tiefe zunehmende Beimengung von gediegenem Eisen. Die wichtigste Stütze für diese Vermutungen ist der Stoffbestand der Meteorite, den man als kennzeichnend für das Innere aller Planeten ansieht. Auch geochemische Untersuchungen und die Erfahrungen beim Erkalten der metallischen Hochofenschmelzen haben zum Aufbau dieses Bildes beigetragen.

Bei den Aufzeichnungen stark vergrößernder Nahbebeninstrumente hat sich gezeigt, daß der *P*-Einsatz in Herdnähe nicht einheitlich ist (Abb. 65). Ähnliches hat man auch beim

S-Einsatz festgestellt, nur sind hier die Ergebnisse infolge der Überlagerung durch abklingende P -Wellen nicht so genau. Man hat die am häufigsten auftretenden Einsätze mit \bar{P} , P^* und P_n bzw. \bar{S} , S^* und S_n bezeichnet und festgestellt,

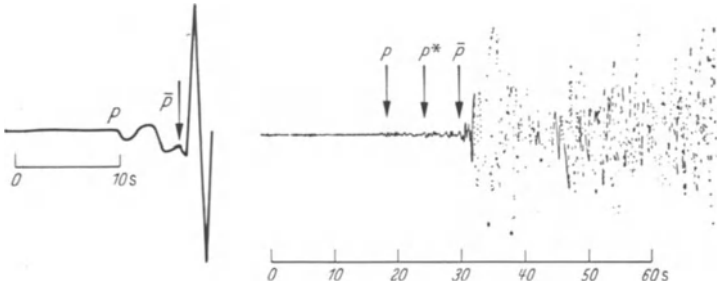


Abb. 65. Süddeutsches Beben vom 16. November 1911. Beginn der Aufzeichnung (vergrößert). a) Neuchâtel, Herdentfernung 225 km. b) Göttingen, Herdentfernung 365 km.

daß nur P_n und S_n in die P - und S -Einsätze der Fernbeben übergehen, die andern Einsätze aber nur bis zu bestimmten Herdentfernungen vorkommen. Die Laufzeiten dieser Einsätze sind in der rechten Hälfte der Abb. 61 (S. 112) nach Bearbeitungen der viel untersuchten

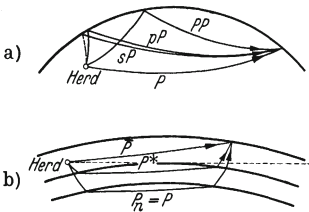


Abb. 66. Aufspaltungen der P -Phase. a) Herdnahe Reflexionen bei tiefen Erdbeben. b) Wirkung der Erdkruste bei Nahbeben.

süddeutschen Beben von 1911 und 1913 aufgezeichnet. Wie die Einsätze zu deuten sind, ist an Hand ihrer Stoßstrahlen im unteren Teil der Abb. 66 erklärt. Man sieht hier den Einfluß einer Schichtung der Erdkruste, vielleicht ist hier der Unterschied zwischen der granitartigen und der basaltartigen Schicht ausgeprägt. Die

\bar{P} -Bewegung breitet sich in der obersten Schicht aus, ihre Stoßstrahlen können hier mit großer Annäherung als gerade Linien dargestellt werden. Aus rein geometrischen Gründen, wegen der Krümmung der Erdoberfläche und der Schichtgrenzen, kann die \bar{P} -Bewegung nicht tiefer eindringen, als bis ihr Stoßstrahl die untere Grenze der Oberschicht berührt. Wo

dieser Stoßstrahl die Erdoberfläche wieder erreicht, hört die \bar{P} -Bewegung auf. Steile Stoßstrahlen steigen zur Schichtgrenze hinab. Hier werden sie beim Durchgang nach oben gebrochen; denn die Geschwindigkeit in der tieferen Schicht ist größer als in der Oberschicht. Wo die Stoßstrahlen die Schichtgrenze wieder erreichen, tritt eine zweite, zur ersten symmetrische Brechung auf, die Stoßstrahlen dringen wieder in die Oberschicht ein und rufen an der Erdoberfläche den mit P^* bezeichneten Einsatz hervor. Die P^* -Bewegung findet ähnliche geometrische Grenzen wie \bar{P} . Erst die unter der Erdkruste durchlaufende P_n -Bewegung¹ bleibt bis in größere Herdentfernungen ungestört. Ihre Unregelmäßigkeiten beginnen erst an der Kerngrenze. Gleiche Erscheinungen treten bei den Scherungswellen auf.

Es besteht noch die Möglichkeit zu weiteren Aufspaltungen der Raumwellen in der Erdkruste durch Reflexionen an den Schichtgrenzen und Bildung von Wechselwellen. Diese Fälle sind sehr verwickelt und noch nicht abschließend untersucht. Es soll daher bei der kurzen Erwähnung bleiben.

Die Laufzeitkurven der \bar{P} - und \bar{S} -Bewegung sind nur dann gerade Linien und gehen nur dann durch den Nullpunkt des Achsensystems, wenn der Herd an der Erdoberfläche liegt, denn nur dann entspricht der Herdentfernung (Epizentralentfernung) Null auch die Laufzeit Null. Liegt der Herd in der Tiefe, so sind die Laufzeitkurven hyperbelartig gekrümmt und schneiden die Laufzeitachse in einem Punkt, der die Zeit angibt, in der die Bewegung vom Hypozentrum zum Epizentrum gelangt. Diese Krümmung der Laufzeitkurven ist in Abb. 61 gut zu erkennen und noch deutlicher in Abb. 55 (S. 101) dargestellt. Sie kann zur Bestimmung der Herdtiefe verwendet werden.

Die Einsätze von P und P_n treten im allgemeinen nicht gleichzeitig auf. In Herdnähe kommt \bar{P} zuerst an wegen des kürzeren Weges, in größerer Entfernung ist P_n früher als \bar{P} wegen der größeren Geschwindigkeit in der Tiefe. Dazwischen liegt eine bestimmte Herdentfernung, in der die Einsätze von \bar{P} und P_n gleichzeitig ankommen, die Laufzeitkurven sich

¹ $n = \text{„normal“}$.

schneiden. Ähnlich fügt sich die P^* -Kurve zwischen die Kurven der \bar{P} - und P_n -Bewegungen ein. Welche dieser Kurven sie in welcher Herdentfernung schneidet, hängt von den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten, der Herdtiefe und den Grenzflächentiefen ab. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in den einzelnen Schichten kann unmittelbar aus den Neigungen der Laufzeitkurve im herdferneren Teil abgelesen werden, und die Herdentfernungen der Schnittpunkte sind in hervorragender Weise zur Bestimmung der Schichtgrenztiefen geeignet. Gleiches gilt für die Laufzeiten von \bar{S} , S^* , S_n .

Der Aufbau der Erdkruste ist sehr vielseitig, wie man schon aus den Ergebnissen der geologischen Forschung weiß. Das prägt sich auch in der Ausbreitung der Nahbeben aus. Es ist schwer, ein allgemeines Schema von dem Schichtenaufbau der Erdkruste zu geben, und daher wohl am besten, wenn man die Hauptergebnisse einiger Einzeluntersuchungen bringt (Zahlen: Geschwindigkeiten in km/sec). (Siehe Übersicht nächste Seite.)

Über den Aufbau der Erdkruste unter den Ozeanen ist wenig Sicheres bekannt. Jedenfalls sind unter dem Stillen Ozean die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten größer als in gleicher Tiefe unter den Kontinenten, und es scheint unter dem Stillen Ozean keine scharf ausgeprägte Grenze zwischen der Erdkruste und dem Mantel zu bestehen. Dieses Ergebnis paßt gut zu den Vorstellungen vom isostatischen Aufbau der Erdkruste und dem Schwimmgleichgewicht der Festlandschollen (S. 62/63). Aus Untersuchungen der Oberflächenwellen hat man ähnliche Schlüsse gezogen.

Es sind noch einige Besonderheiten der *tiefen Erdbeben* zu beschreiben. In ihren Aufzeichnungen (Abb. 52, S. 95) fällt als erstes auf, daß die Oberflächenwellen ungewöhnlich schwach sind oder fehlen. Das ist verständlich. Denn Oberflächenwellen werden erregt, wenn Raumwellen aus der Tiefe an die Erdoberfläche gelangen. Die aus großer Tiefe eintreffenden Raumwellen sind aber schon weitgehend ausgebreitet und dadurch geschwächt; sie sind nicht mehr fähig, starke Oberflächenwellen zu erregen. Als zweites zeigt sich eine Verdoppelung oder Verdreifachung vieler Einsätze. Man hat diese Erscheinung als Folge herdnaher Reflexionen er-

kannt (Abb. 66 oben), bei denen auch Wechselwellen auftreten können. In leicht verständlicher Weise werden sie mit aus kleinen und großen Buchstaben zusammengesetzten Symbolen wie pP und sP bezeichnet. Die Zeitunterschiede zu-

Umgebung von Göttingen:

———— 0 ————
———— 2 km ————
$P : 5,9-6,1$
———— 10 km ————
$P : 6\frac{3}{4}$

Süddeutschland:

———— 0 ————
$P : 5,5-5,6$
$S : 3,2$
———— 30 km ————
$P : 6\frac{1}{4}$
———— 45 km ————
$P : 7,8-8,1$

Donauniederung:

———— 0 ————
$P : 5,6$
$S : 3,3$
———— 40 km ————
$P : 6,5$
$S : 3,6$
———— 50 km ————
$P : 8,1$
$S : 4,3$

Japan:

———— 0 ————
$P : 5,0-5,6$
$S : 3,2$
———— 20 km ————
$P : 6-6\frac{1}{4}$
$S : 3\frac{3}{4}$
———— 40 km ————
$P : 7\frac{1}{2}-8$
$S : 4,5$

Europa (vielleicht alle Kontinente):

———— 0 ————
<u>Schichtgesteine</u>
$P : 5,0-5,6$
$S : 3,2$
———— 20—30 km ————
(in den Alpen tiefer)
$P : 6-6\frac{1}{4}$
$S : 3\frac{3}{4}$
———— 45 km ————
(von den Alpen kaum gestört)
$P : 7\frac{1}{2}-8$
$S : 4,5$

sammengehörender Einsätze werden zur Bestimmung der Herdtiefe gebraucht.

Ein weiteres Kennzeichen für tiefe Erdbeben ist der Zeitunterschied zwischen P - und S -Einsatz im Epizentrum. Bei normalen Beben ist der S - P -Unterschied im Epizentrum klein und wächst mit der Herdentfernung ziemlich schnell an. Bei tiefen Beben jedoch ist er im Epizentrum bereits ziemlich

groß, wie es dem langen Weg vom Hypozentrum bis zur Erdoberfläche entspricht, und nimmt mit der Epizentralentfernung nur langsam zu. In Abb. 67 sind die *S-P*-Unterschiede zweier japanischer Erdbeben dargestellt, die gleiches Epizentrum, aber sehr verschiedene Herdtiefe haben.

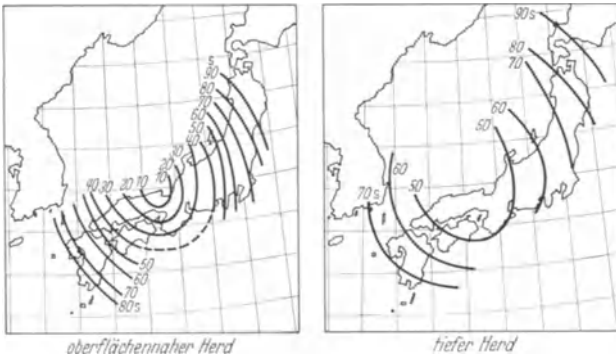


Abb. 67. Laufzeitunterschiede *S-P* bei normalem und tiefem Beben mit gleichem Epizentrum (Japan). Nach K. Wadati.

Die Bodenruhe.

Die nicht von Erdbeben oder erdbebenartigen Erscheinungen hervorgerufene *Bodenunruhe* wird im allgemeinen als Störung der Erdbebenaufzeichnungen aufgefaßt. Daher ist es üblich, die Sockel der Erdbebeninstrumente möglichst auf festen Fels zu gründen, denn der Felsuntergrund zeigt erfahrungsgemäß nur geringe Bodenunruhe. In den Aufzeichnungen der auf Sandboden errichteten Erdbebenwarten kann die Bodenunruhe mit beträchtlichen Schwingungen hervortreten.

Jede nicht erdbebenartige Erschütterungsquelle ruft Bodenunruhe hervor. Man kann also sehr verschiedene Ursachen der Bodenunruhe unterscheiden. Es gibt natürliche Ursachen der Bodenunruhe, hauptsächlich meteorologische Vorgänge wie die Reibung des Windes am Erdboden, der Anprall des Windes an Bäumen, Dämmen und Wänden, der Aufschlag dicker Regentropfen und Hagelkörner, schnelle Luftdruckschwan-

kungen und die plötzliche Ausdehnung des in den Bodenkapillaren eingeschlossenen Wassers beim Gefrieren. Mit meteorologischen Vorgängen im Zusammenhang stehen als wichtige Quellen der Bodenunruhe die Küstenbrandung und die wechselnde Belastung des Meeresbodens durch vorüberziehende Meereswellen. Künstliche Ursachen der Bodenunruhe sind alle Erschütterungen der Industrie und des Verkehrs.

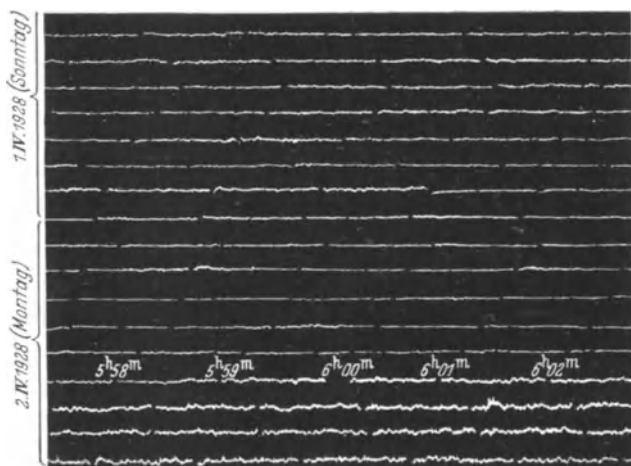


Abb. 68. Arbeitsunruhe in Potsdam. Beginnt Montagmorgen zwischen 5 Uhr 59 Min. und 6 Uhr (Weltzeit). Rußregistrierung des Wiechert-Horizontalseismographen.

Die Bodenunruhe von natürlichen Ursachen hat verhältnismäßig lange Schwingungsdauern, meist kommen Perioden von einigen Sekunden vor. Hierin drückt sich wahrscheinlich auch die Eigenperiode der tragenden Gesteinsschicht aus. Die künstliche Bodenunruhe bleibt fast immer auf die Nähe der Erschütterungsquelle beschränkt, ihre Perioden sind sehr klein. Infolge der sehr kurzen Perioden ist die Verkehrsunruhe so unangenehm fühlbar, auch wenn sie sehr kleine Schwingungswerten hat (S. 40/41, Abb. 16).

Die Verkehrs- und Arbeitsunruhe ist in den Seismogrammen oft sehr schön zu erkennen, wenn man die Aufzeichnungen von

Arbeitstagen und Feiertagen mit schwacher natürlicher Bodenunruhe miteinander vergleicht. Die Arbeitsunruhe bildet sich in den Aufzeichnungen nicht in Form von Schwingungen ab,



Abb. 69. Brandungsunruhe in Potsdam. Aufgezeichnet vom elektromagnetischen Galtzin-Wilip-Seismographen.

sondern als Strichverdickung, denn die kurzen Schwingungen werden bei der ziemlich langsamen Drehgeschwindigkeit der Registrierwalze nicht aufgelöst. Am eindrucksvollsten zeigt sich die Arbeitsunruhe am Montagmorgen. In Abb. 68 ist zu sehen, wie sie innerhalb einer Minute beginnt, angeregt durch eine zu dieser Zeit anlaufende Maschine.

Sehr auffällig, besonders in den Wintermonaten, tritt eine Form der Bodenunruhe auf, die aus ziemlich regelmäßigen, an- und abschwellenden Schwingungen besteht (Abbildung 69). Sie kann tagelang anhalten. E. Wiechert hat sie als Folge der Steilküstenbrandung gedeutet, und es ist zweifellos auf ein-

gen norddeutschen Stationen ein enger Zusammenhang mit der norwegischen Küstenbrandung vorhanden (Abb. 70), während der Einfluß der viel näheren Flachküstenbrandung an den deutschen Küsten erheblich geringer ist. Der Zusammenhang ist nicht ganz eindeutig, denn es tritt bisweilen auch stärkere

Bodenunruhe auf, wenn die Brandung an der norwegischen Küste schwach ist. Dann kann die Brandung an anderen Steilküsten oder es können meteorologische Ursachen wirksam sein. Zur endgültigen Aufklärung dieser Zusammenhänge sind umfangreiche statistische Untersuchungen nötig. Solche Arbeiten sind sehr mühsam und versprechen erst nach mancher vergeblichen Anstrengung einen späten Erfolg.

Aus der Schwingungsdauer läßt sich schließen, daß diese Art der Bodenunruhe wahrscheinlich unter der Decke der Schichtgesteine fortgeleitet wird und etwa 15–25 km tief eindringt. In diesen Tiefen macht sich die Schollenstruktur der Erdkruste bemerkbar. Daher ist von einer umfassenden Bearbeitung zu erwarten, daß sie wichtige Kenntnisse über die großtektonischen Zusammenhänge vermittelt. So weist die enge Beziehung der Bodenunruhe in Potsdam und Hamburg zu der Brandung an der norwegischen Küste darauf hin, daß höchstwahrscheinlich eine

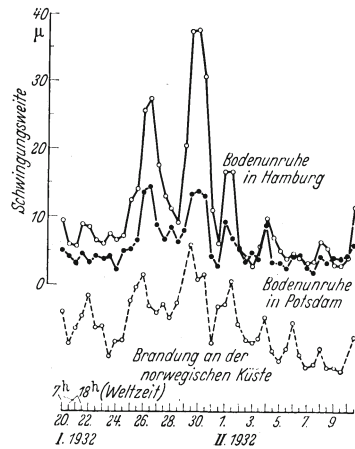


Abb. 70. Bodenunruhe und Brandung. Nach E. Tams und K. Jung.

feste Verbindung des Untergrundes von Norwegen mit dem von Hamburg und Potsdam besteht. Von welcher Art diese Verbindung ist, kann man nach den bisher ausgeführten Untersuchungen nicht sicher sagen. R. Schwinner erörtert die Möglichkeit, daß die kaledonischen Gebirge Skandinaviens (Abb. 33, S. 69) sich nicht, wie meist angenommen, in der Richtung auf Schottland fortsetzen, sondern unter der Nordsee nach Südosten umbiegen und den tiefen Untergrund des die Elbe entlanglaufenden Ziffels von Alt-Europa bilden.

Anwendungen der Erdbebenkunde.

Seismische Aufschlußmethoden.

Unter *seismischen Aufschlußmethoden* versteht man die vielseitigen Verfahren zur Untersuchung der geologisch und bergmännisch wichtigen obersten Erdschichten mit künstlich erzeugten Erdbebenwellen. Diese *angewandte Seismik* ist aus der Nahbebenforschung hervorgegangen und hat sich schnell zu einem wissenschaftlich und wirtschaftlich wichtigen Zweig der Untergrundforschung entwickelt, nachdem L. Mintrop, ein Schüler Wiecherts, die aus der seismischen Wissenschaft bekannten Laufzeitverfahren auf den kleinen Maßstab der Sprengseismik übertrug. Die methodische und instrumentelle Entwicklung ist noch nicht abgeschlossen, und ihr wirtschaftlicher Nutzen beginnt sich in noch nicht abzusehender Weise zu offenbaren, seitdem man von verstreuten und gelegentlichen Einzeluntersuchungen zur programmäßigen seismischen Erforschung ganzer Länder übergegangen ist. Gute Erfolge hat die deutsche *geophysikalische Reichsaufnahme* aufzuweisen, die unter Leitung der Preußischen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1934 begann und den Untergrund Deutschlands mit allen physikalischen Methoden nach Bodenschätzen untersucht.

In der Praxis verwendet man vorzugsweise die Laufzeit der Verdichtungswellen, ihrer Aufspaltungen und ihrer Reflexionen. Später eintreffende Einsätze, auch die der Scherungswellen, sind nur in Ausnahmefällen so scharf ausgeprägt, daß sie mit Vorteil zur Bestimmung der Untergrundsichtung herangezogen werden können. Eine besondere Rolle spielt noch der von der Luft getragene Explosionsschall: aus seiner Laufzeit können die Herdentfernungen bestimmt werden, wenn man durch Messung der meteorologischen Elemente dafür sorgt, daß eine ausreichend genaue Berechnung der Schallgeschwindigkeit möglich ist. In Urwald, Sumpf und anderem unwegsamem Gelände ist dieses Verfahren sehr nützlich.

Die Instrumente für seismische Feldarbeiten sollen transportierbar, handlich, einfach zu bedienen, robust und allen

Zufällen eines rauhen Feldbetriebes gewachsen sein. Sie sollen die wichtigen Einsätze möglichst scharf mit starker Vergrößerung wiedergeben; auf Verzerrungsfreiheit der Aufzeichnung wird meist geringer Wert gelegt. Im Prinzip weichen diese Apparate nicht wesentlich von den Instrumenten der wissenschaftlichen Erdbebenforschung ab. Im allgemeinen sind sie einfacher gebaut; denn die künstlichen Erd-

bebenwellen haben kurze Schwingungsdauern, und es sind daher die langen Eigenperioden der Stationsinstrumente nicht nötig. Auf Dämpfung kann man vielfach verzichten. Notwendig ist aber eine genaue Zeitmarkierung, mit der man Zeitunterschiede von Hundertstel Sekunden erfassen kann, und eine Vorrichtung zur Aufzeichnung des Sprengmomentes. Die einfachste Zeitmarkierung besteht in einem

Lichtstrahl, der in das photographische Aufnahmegerät fällt und von einer Zinke einer Stimmgabel rhythmisch abgedeckt und freigegeben wird. Man kann auch die ganze Stimmgabelschwingung aufzeichnen. Zur Übertragung des Sprengmomentes kann man den Draht eines elektrischen Stromkreises durch die Sprengmasse legen, den stromdurchflossenen Kreis bei der Sprengung zerreißen und diesen Vorgang mittels eines Elektromagneten, eines Ankers und einer optischen Registriereinrichtung auf das Seismogramm übertragen. Hierbei ist aber die Notwendigkeit langer Drahtleitun-

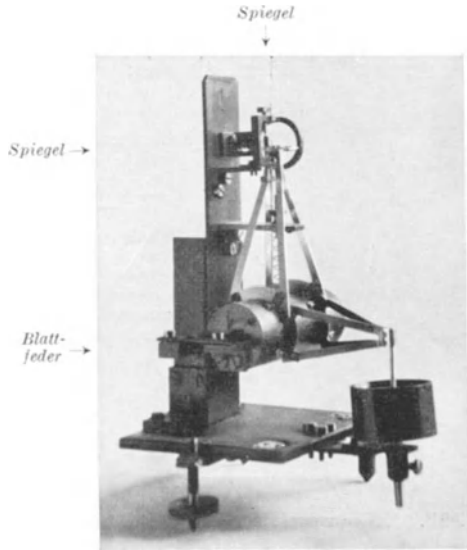


Abb. 71. Vertikal-Erschütterungsmesser von G. Angenheister. Gebaut im Geodätischen Institut Potsdam.

gen zwischen dem Sprengort und den Stationen sehr unbequem. Diesen Nachteil vermeidet die moderne funkentelegraphische Übertragung des Sprengmoments.

Der im Geodätischen Institut, Potsdam, gebaute sehr einfache Erschütterungsmesser (Abb. 71) hat sich trotz seiner primitiven Ausführung bei zahlreichen Untersuchungen von Sprengungen und Verkehrserschütterungen bewährt. Er ist ein einfacher Vertikalseismograph. Die Masse hat die Form eines liegenden Zylinders, sie wird von einer Spiralfeder und zwei

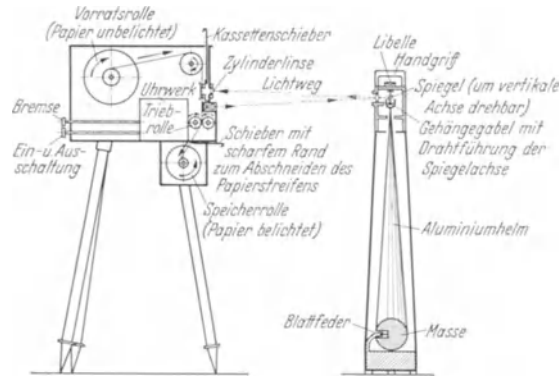


Abb. 72. Transportabler Vertikalseismograph von L. Mintrop und Schema eines Registrierapparats.

Blattfedern getragen. An der Masse ist eine Flüssigkeitsdämpfung angebracht. Die optische Aufzeichnung wird von einem Spiegel mit senkrechter Achse vermittelt, die Drehung des Spiegels mit der einfachen Fadenkonstruktion (Abb. 43, S. 86) besorgt. Mit einem 2—3 m langen Lichtzeiger kann man leicht Vergrößerungen bis zu etwa 50 000 erreichen. In den letzten Jahren wurde das Instrument im Geophysikalischen Institut, Göttingen, weiterentwickelt und erfüllt auch die weitergehenden Anforderungen, die man bei der wissenschaftlichen Untersuchung künstlicher Bodenschwingungen stellt.

Der transportable Seismograph von Mintrop (Abb. 72) ist eines der ersten und wohl das bekannteste Instrument dieser Art. Es ist in der Entwicklungszeit der angewandten Seismik

das Vorbild der meisten Apparatkonstruktionen gewesen. Die starke mechanisch-optische Vergrößerung wird mit dem sehr leicht gebauten kegelförmigen Hebel, der Fadenschlinge und dem Spiegel erreicht. Das Schema eines Registrierapparates ist der besseren Übersichtlichkeit wegen stark vereinfacht dar-



Abb. 73. Mintrop-Seismograph im Zelt. 1. Registrierapparat („Lichtschreiber“). 2. Vorrichtung zur photographischen Aufzeichnung des Sprengmoments (Oszillograph). 3. Schallempfänger (zur Messung des Sprengpunkt- abstandes). 4. Transportabler Seismograph von Mintrop. 5. Empfänger für die funkentelegraphische Übertragung des Sprengmomentes (und Verständigung mit Schießmeister am Sprengort). 6. Stromquelle für Registrierlampen und Empfänger.

gestellt, Stimmgabel und Sprengzeitmarkierung sind weg- gelassen.

Bei den Feldarbeiten werden die Instrumente zum Schutz gegen Wind und Sonne in Zelten aufgebaut, der lichtdichte Stoff sorgt gleichzeitig für die bei optischen Registrierungen nötige Dunkelheit. Abb. 73 zeigt die Aufstellung eines Seismo- graphen von Mintrop und seiner Nebenapparate im Zelt.

Bei der Sprengung kommt es darauf an, mit möglichst wenig Aufwand an Sprengmitteln und möglichst geringem Flurschaden eine hinreichend starke Bodenbewegung zu erzeugen. Dies gelingt am besten, wenn man die Ladung eingräbt und verdämmt. Liegt der Sprengherd in einer stark aufge-



(phot. Seismos G. m. b. H.)

Abb. 74.
Herstellung des Schußbohrloches.

lockerten Verwitterungsdecke, so dringt nur wenig Stoßenergie in die Tiefe. In solchen Fällen ist es zweckmäßig, die Verwitterungsdecke zu durchbohren (Abb. 74) und die Sprengladung einige Meter tief am Grund dieses Schußbohrloches anzubringen. Eine wichtige Ergänzung der an der Erdoberfläche aufgenommenen Seismogramme sind gleichzeitige Messungen in Tiefbohrlöchern. Hierfür hat man besondere Seismographen gebaut, deren Erschütterungsempfänger versenkt werden kann (Abb. 75).

Die Auswertung der aus den Seismogrammen erhaltenen Laufzeitkurven ist in der angewandten Seismik teils einfacher, teils schwieriger als in der Nahbebenforschung. Vereinfachend wirkt der kleine Maßstab, der es in allen Fällen zuläßt, daß man die Krümmung der Erdoberfläche vernachlässigt; vor allem aber tritt erleichternd auf, daß man die Herdtiefe genau kennt und sie nicht wie bei den Nahbeben als eine oft nur unsicher bestimmbare Unbekannte in die Berechnungen einführen muß. Erschwerend wirken oft die vielfältigen Deutungsmöglichkeiten. Während man bei der Nahbebenausbrei-

tung nur mit den großen Zügen des Erdkrustenaufbaues rechnen muß und fast immer damit auskommt, daß man wenige waagrecht gelagerte Schichten mit ebenen Grenzflächen annimmt, hat man es in der angewandten Seismik sehr oft mit einer größeren Zahl von Schichten, mit geneigten und senkrechten Grenzflächen und mit Verwerfungsstufen zu tun. Auch das Relief der Erdoberfläche übt einen Einfluß auf die Laufzeiten aus, die in höhergelegenen Stationen des längeren Weges wegen größer sind als in tiefergelegenen.

Bei den seismischen Aufschlußarbeiten verwendet man zwei Laufzeitverfahren, die man als Refraktionsmethode¹ und Reflexionsmethode¹ bezeichnet.

Das ältere *Refraktionsverfahren* entspricht der Nahbebenseismik und benutzt wie diese die direkte, in der Oberschicht gelaufene Welle und eine Tiefenwelle, die von der Grenzfläche gebrochen und ihre Unterseite entlanggelaufen ist. Ein Beispiel wird das Verfahren am besten erläutern. Bei seismischen Arbeiten in der Nähe von Doberlug² sollte die Mächtigkeit der Tertiärbedeckung über der Karbonoberfläche³ festgestellt werden. Abb. 76 zeigt die Seismogramme, Abb. 77 die aus diesen Seismogrammen gewonnenen Laufzeitkurven und darunter das aus den Laufzeitkurven abgeleitete Profil. Deutlich sind die Einsätze *a* und *b*



(phot. Seismos G. m. b. H.)

Abb. 75. Versenkung eines Spezialseismographen in ein Tiefbohrloch.

¹ Refraktion = Brechung, Reflexion = Spiegelung.

² Zwischen Berlin und Dresden.

³ Tabelle der erdgeschichtlichen Formationen bei W. von Seidlitz, Bau der Erde, Verständliche Wissenschaft Bd. 17 S. 144.

zu erkennen, die sich genau so verhalten wie die P - und P^* -Einsätze der Nahbeben. Da die Karbonoberfläche an dieser Stelle fast horizontal liegt, ist die Auswertung verhältnismäßig einfach. Die Neigungen der Laufzeitkurven geben unmittelbar die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten in den beiden Schichten,

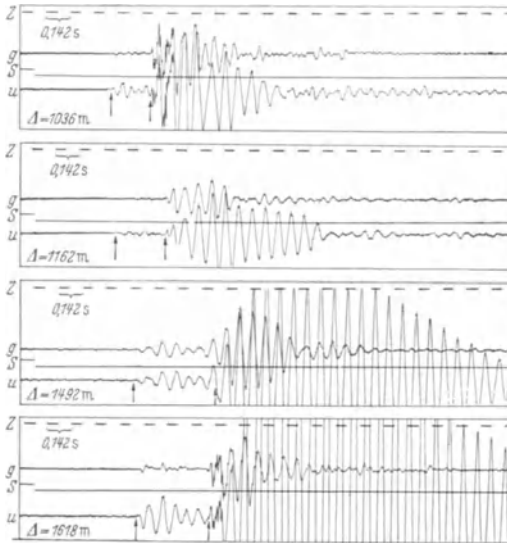


Abb. 76. Seismogramme von Doberlug. Nach H. Reich. Z =Zeitmarken; S =Registrierung des Sprengmoments; g =gedämpfter Seismograph; u =ungedämpfter Seismograph; Δ =Entfernung von der Sprengstelle; zuerst Karboneinsatz (b), dann Tertiäreinsatz (a).

und die Herdentfernung des Überholungspunktes liefert nach kurzer Rechnung die Schichtdicke der Tertiärbedeckung.

Nicht so einfach liegen die Verhältnisse, wenn geneigte Grenzflächen vorkommen (Abb. 78). Hier gibt die Laufzeitkurve der b -Einsätze nicht mehr unmittelbar die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Unterschicht an, sondern ist von der Neigung der Grenzfläche beeinflusst. Dieser Einfluß wirkt sich anders aus, wenn die Tiefenwelle mit der Grenzfläche ansteigt, als wenn sie mit der Grenzfläche hinabläuft. Es ist notwendig, auf beiden Seiten des Profils zu beobachten. Dann

können Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Neigungswinkel aus den beiden Laufzeitkurven der b -Einsätze berechnet werden.

Da man von einem einzelnen Profil nicht weiß, ob es mit der Richtung größter Neigung zusammenfällt, muß man zur vollständigen Untersuchung der Neigungsverhältnisse entweder in mehreren Parallelprofilen oder auf zwei sich kreuzenden Profilen messen. Wie sich steile und senkrechte Grenzflächen in den Laufzeitkurven auswirken, ist in den Abb. 78 und 55 (S. 101) zu sehen.

Diese *Profilmessungen* dienen zur Aufklärung von Einzelheiten der Untergrundsichtung und können erst angesetzt werden, wenn man aus geologischen Untersuchungen oder seismischen Übersichtsmessungen bereits einige Kenntnis von den Strukturverhältnissen hat. Eine wichtige Methode der Übersichtsmessung ist das *Fächerschießen*. Sie dient zur Erkundung steil aufragender, örtlich begrenzter Gesteinskörper, die den normalen Schichtenverband pfeilerartig durchsetzen.

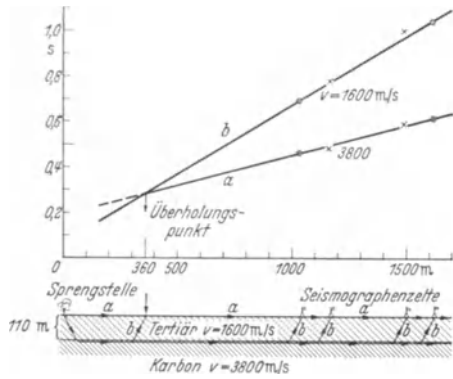


Abb. 77. Laufzeitkurven und Profil bei Doberlug. Berechnet aus den Einsätzen der Seismogramme von Abb. 76 (eine dünne Oberflächenschicht mit sehr geringer Geschwindigkeit ist vernachlässigt).

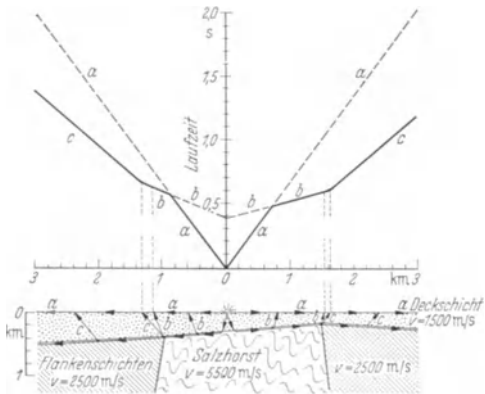


Abb. 78. Seismisches Profil über einem Salzhorst.

In Abb. 79 ist angenommen, daß ein Salzhorst aufgesucht werden soll, in dem die Fortpflanzungsgeschwindigkeit größer als in seinen Nachbargesteinen ist. Dann wird eine Sprengung in der Nähe des vermuteten Salzhorstes angesetzt, und man baut einige Seismographen in fächerförmiger Anordnung so auf, daß der Salzhorst — wenn er sich wirklich nahe der angenommenen Stelle befindet — zwischen den Sprengort und einige der Seismographen zu liegen kommt. Kürzere Laufzeiten der Tiefenwelle geben den Salzhorst zu erkennen. Wenn es nötig ist, wird das Fächerschießen noch von anderen Seiten

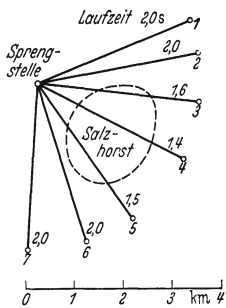


Abb. 79. Fächerschießen.

wiederholt, bis der Grundriß des Salzhorstes so weit bekannt ist, daß man mit Profilmessungen beginnen kann.

Aus den seismisch bestimmten Fortpflanzungsgeschwindigkeiten kann man auf die Gesteinsarten schließen, wenn man die Geschwindigkeiten in den verschiedenen Gesteinen kennt. Zu ihrer Bestimmung hat man zwei Methoden: seismische Feldmessungen an bekanntem Objekt und Untersuchung von Gesteinsproben im Laboratorium. Je nach der Zerklüftung, der Schieferung,

der Porosität und der Durchfeuchtung kann die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in Gesteinen von gleichem stofflichem Aufbau sehr verschieden sein, und es können in sehr verschiedenen Gesteinen gleiche Fortpflanzungsgeschwindigkeiten auftreten.

An gut ausgeprägten Grenzflächen treten die Reflexionen der Verdichtungswellen deutlich auf, und es können in diesen Fällen die *Reflexionsmethoden* mit Vorteil verwendet werden. Man kommt bei ihnen mit geringeren Sprengladungen und Herdentfernungen aus als bei der Refraktionsmethode; man erhält im Ergebnis die örtliche Tiefe und Neigung der spiegelnden Fläche an der Reflexionsstelle und nicht einen Mittelwert über größere Entfernungen wie bei Benutzung des unter der Grenzfläche entlangelaufenen Strahles. Man hat es nur mit der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Oberschicht zu

Gestein	Fortpflanzungs- geschwindigkeit der Verdichtungswellen km/sec
Verschiedene Granite	5,0—5,5
Kambrium	5,0
Gesteine von Salzhorsten (Anhydrit, Gips, Kalk, Salz)	4,7—5,5
Muschelkalk	4,3
Produktives Karbon	3,8
Mittlerer Buntsandstein	2,5
Kreide	2,4
Tertiär und toniges Diluvium	1,6—1,8
Alluvium und diluviale Sande	0,8—1,0
Lockerer Gehängeschutt	0,7—0,8
Gletscher (Firneis)	3,1
Gletscher (Zungeneis)	3,5—3,6
Meerwasser	1,44—1,58
Süßwasser	1,435

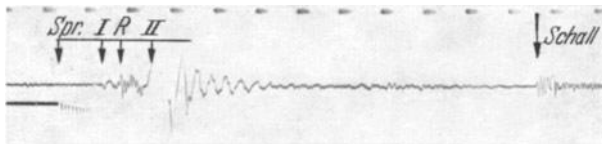


Abb. 80. Reflexionsseismogramm vom grönländischen Inlandeis. Nach E. Sorge. Oben: Zeitmarkierung; Mitte: Seismogramm; Unten: Aufzeichnung des Sprengmomentes. *Spr.* = Sprengmoment; *I* = Verdichtungswelle; *R* = Reflektierte Verdichtungswelle; *II* = Scherungswelle.

tun; die elastischen Verhältnisse der Unterschicht sind nur so weit von Bedeutung, als es von ihnen abhängt, welcher Teil der einfallenden Energie zurückgeworfen wird. Die Einsätze der reflektierten Welle treffen an allen Seismographen des kurzen Profils nahezu gleichzeitig ein und lassen sich hierdurch auch in solchen Seismogrammen verhältnismäßig leicht erkennen, in denen andere Einsätze stark sind. Die schärfsten Grenzflächen findet man zwischen Gestein und Eis, und es bilden sich dort die deutlichsten Reflexionen aus. Die Reflexionsmethoden haben sich erstmalig bei Dickenmessungen an Gletschern in den Alpen und auf dem Inlandeis von Grönland bewährt (Abb. 80).

Eine Serie von Reflexionsseismogrammen der Gesteinsseismik zeigt Abb. 81. Unten ist die Zeitmarkierung in Gestalt von

Stimmgabelschwingungen zu sehen. Darüber liegen die Aufzeichnungen von fünf Seismographen, die 190—250 m von der Sprengstelle entfernt aufgestellt waren. Der Sprengmoment ist als kurze Unterbrechung in sämtlichen Kurven zu erkennen. Der erste Einsatz aller Kurven stammt von der beim Eintritt in die Verwitterungsschicht gebrochenen direkten Welle, die

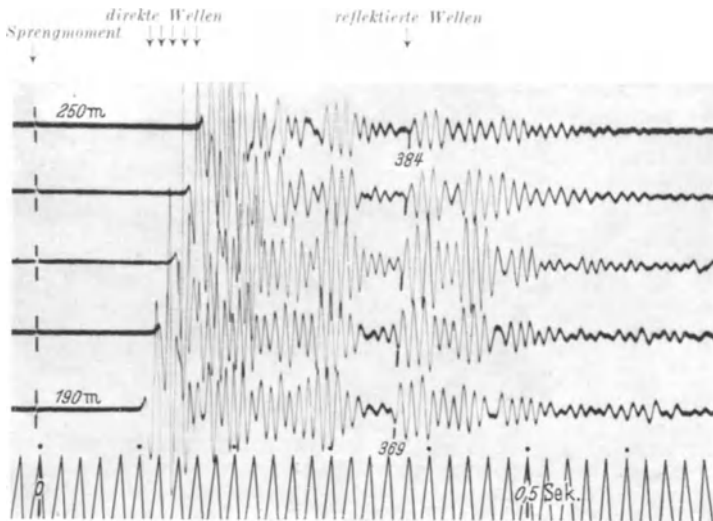


Abb. 81. Reflexionsseismogramme. (Seismos G. m. b. H.)

fast gleichzeitigen Einsätze (0,369—0,384 sec nach dem Sprengmoment) sind Reflexionen. Der Verlauf der Stoßstrahlen ist im linken Teil der Abb. 82 dargestellt.

Die Einsätze der Reflexionen geben keine brauchbare Grundlage für die Bestimmung der Geschwindigkeit in der vor und nach der Reflexion durchlaufenen Schicht. Kennt man die Geschwindigkeit nicht aus anderen Untersuchungen, so kann man sie dadurch bestimmen, daß man gelegentlich einige Refraktionsmessungen ausführt. Sehr günstig liegen die Verhältnisse, wenn eine Tiefbohrung in der Nähe ist. Dann wird ein Seismograph in die Tiefe der reflektierenden Grenzfläche gebracht, ein anderer wird nicht weit vom Bohrloch an der Erdoberfläche aufgestellt (Abb. 82 rechts). Die Stoßwellen

werden von beiden Seismographen aufgezeichnet. Hierbei ist die Laufzeit des unten aufgezeichneten direkten Einsatzes (0,360 sec in Abb. 83) halb so lang wie die der entsprechenden Reflexion (0,720 sec) in der oberen Registrierung. Da die Tiefe der Grenzfläche an der Bohrstelle bekannt ist, gibt der Versuch die Zuordnung des Reflexionseinsatzes zu der Grenzfläche und die Geschwindigkeit. Sind mehrere spiegelnde Flächen vorhanden, so wird das Verfahren in jeder von ihnen durchgeführt.

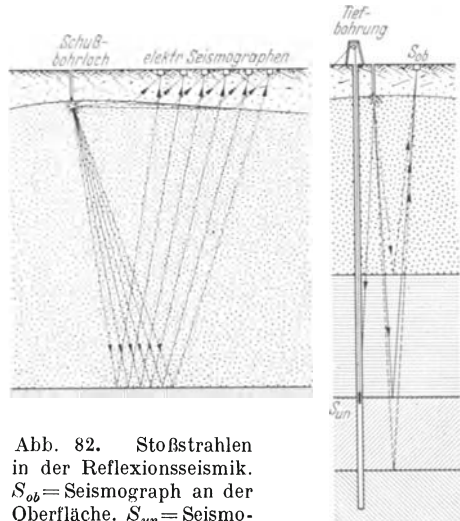


Abb. 82. Stoßstrahlen in der Reflexionsseismik. S_{ob} = Seismograph an der Oberfläche. S_{un} = Seismograph unten im Bohrloch.

Die rein seismischen Untersuchungen geben Grenzflächen und Fortpflanzungsgeschwindigkeiten, können aber über die

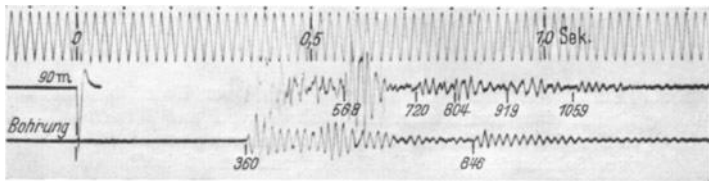


Abb. 83. Reflexionsseismogramm und Aufnahme im Bohrloch. (Seismos G. m. b. H.)

Natur der Gesteinsschichten weiter nichts aussagen. Oft ist aus geologischen Untersuchungen bekannt, welche Schichten allein in Frage kommen. Ist dies nicht der Fall, so kann man durch Anwendung anderer geophysikalischer Aufschlußverfahren, z. B. von Schwerkraftmessungen und erdmagnetischen Messungen,

die Auswahl an Deutungsmöglichkeiten erheblich einschränken. Schließlich bringen Tiefbohrungen die Entscheidung. Durch die Ausführung geophysikalischer Messungen wird die Zahl der notwendigen Tiefbohrungen eingeschränkt und die zur Aufsuchung von Lagerstätten benötigte Zeit erheblich herabgesetzt. Hierauf beruht der große wirtschaftliche Nutzen. Ganz ersetzen lassen sich die Tiefbohrungen nicht.

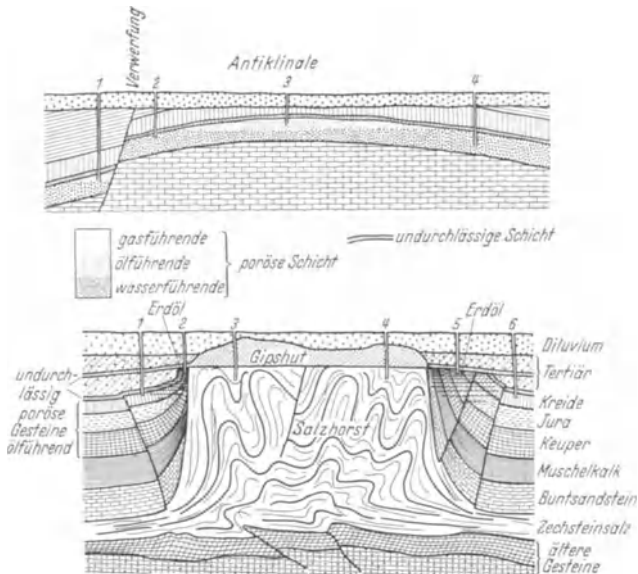


Abb. 84. Erdöllagerstätten. Oben: Anreicherung von Erdöl an einer Verwerfung und in einer Antiklinale. Die Bohrungen 1 und 3 treffen Öl, die Bohrungen 2 und 4 nur Wasser. Unten: Anreicherung von Erdöl am Rand eines Salzhorstes. Nur die Bohrungen 2 und 5 treffen Öl.

Eine große Rolle spielen die geophysikalischen Aufschlußverfahren bei der Suche nach *Erdöl*. Das Erdöl selbst läßt sich mit physikalischen Untersuchungen nicht erfassen; es kommt also darauf an, die Lagerung der Speichergesteine zu untersuchen und festzustellen, wo eine so starke Anreicherung aufzutreten kann, daß sich eine Erdölbohrung lohnt. Ob das Erdöl tatsächlich vorhanden ist, kann erst die Bohrung entscheiden.

Erdöl ist leichter als Grundwasser und hat das Bestreben, in porösen Gesteinen nach oben zu sickern. Hierzu hat es im Laufe der Jahrmmillionen reichlich Zeit. Es bleibt nur dann in der Tiefe angesammelt, wenn sich eine undurchlässige Schicht über der ölführenden ausbreitet. Typische Erdöllagerstätten zeigt Abb. 84. Oben sieht man Anreicherungen im höchstgelegenen Teil einer unterirdischen Gebirgsaufwölbung (Antiklinale¹) und an einer Verwerfung, unten ist die in Norddeutschland häufige Anreicherung in den aufgebogenen Schichten am Rand eines Salzhorstes zu sehen. In allen Fällen ist es notwendig, daß



Abb. 85. Wirtschaftlich-rechtlicher Nutzen der geophysikalischen Reichsaufnahme. Nach O. Barsch.

man die ziemlich kleine Anreicherungsstelle bei der Bohrung gut trifft. Sucht man allein mit Bohrungen, so geht im allgemeinen eine große Zahl fehl. Die Zahl dieser Fehlbohrungen läßt sich erheblich einschränken, wenn man auf Grund der physikalischen Messungen von vornherein die großen Gebiete abgrenzen kann, in denen sich eine Bohrung nicht lohnt oder wenn man gar in der Lage ist, den ungefähren Ort einer möglichen Ölsammlung anzugeben. Bei den großen Kosten der Tiefbohrungen ist der wirtschaftliche Vorteil bedeutend.

¹ anti (griech.) = auseinander, klino (griech.) = (ich) neige.

Auch auf wirtschaftlich-rechtlichem Gebiet wirkt sich die geophysikalische Lagerstättenuntersuchung nutzbringend aus. Nach Abschluß der Arbeiten ist es möglich, die Erdölfelder den aufgefundenen Ölstrukturen entsprechend sinnvoll zu begrenzen und zu verteilen. Ein Beispiel aus Norddeutschland (Abb. 85) zeigt diesen geordneten Zustand im Vergleich mit den Verhältnissen in den von der Reichsaufnahme noch nicht erfaßten Gebieten, wo die von verschiedenen Antragstellern beanspruchten Gebiete ein unentwirrbares Netz mit zahlreichen Überschneidungen bilden und alte Konzessionen eine wirtschaftlich günstige Verteilung fast unmöglich machen.

Neben der geophysikalischen Lagerstättenforschung hat sich in den letzten Jahren ein weiteres Anwendungsgebiet der Erdbebenforschung entwickelt: die *Baugrunduntersuchung*. Hier kommt man mit ganz geringen Energien aus und verwendet mit Vorteil gleichmäßige Schwingungsfolgen, die dem Untergrund von einer Schwingungsmaschine aufgezwungen werden. Man hat entdeckt, daß eine enge Beziehung zwischen der Fortpflanzungsgeschwindigkeit regelmäßiger Schwingungen und der zulässigen Bodenpressung besteht. Dieser Zusammenhang ist die Grundlage der praktischen Anwendung¹.

Echolot und Luftseismik.

In Übertragung der seismischen Reflexionsmethode mißt man die Meerestiefe mit dem *Echolot*. Das Prinzip ist einfach (Abb. 86). Ein vom Schiff abgeschossener Knallkörper kommt dicht unter der Wasseroberfläche zur Explosion und erzeugt eine Verdichtungswelle (Schall), die vom Meeresgrund zurückgeworfen wird. Der direkte Schall wird vom Abgangsmikrophon *A*, der zurückgeworfene vom Echomikrophon *E* aufgenommen. Bei bekannter Schallgeschwindigkeit ist der Zeitunterschied ein Maß für die Meerestiefe. Einige Schwierigkeiten bereiten geneigte Meeresböden. Läßt man die Neigung außer acht, so berechnet man einen zu kleinen Tiefenwert. Um die Neigung zu bestimmen, muß man in mehreren Profilen messen.

¹ Näheres bei G. Angenheister, Literaturverzeichnis.

Man kann die Schalleinsätze photographisch aufzeichnen (Abb. 87). Diese Methode ist für wissenschaftliche Forschungen brauchbar; für die Praxis der Schiffsführung ist sie zu umständlich, denn dort kommt es darauf an, die Meerestiefe sofort festzustellen. Zu diesem Zweck gibt es verschiedene Apparate, die bei sehr einfacher Bedienung allen Ansprüchen der Praxis genügen. Sie messen die Zeit an der Drehung einer rotierenden Scheibe.

Beim *Behm*lot (Abb. 88) wird ein Elektromagnetstromlos, wenn der direkte Schall das Abgangsmikrophon erregt. Hierbei wird ein an der Drehscheibe angebrachter Anker frei, und eine gespannte Feder setzt die Scheibe in Gang. Die Erregung des Echomikrophons macht einen zweiten Elektromagneten stromlos, dieser gibt eine Bremse frei, und die Scheibe wird im Augenblick der Echoankunft angehalten. An der in Meerestiefe gezeichneten Skala der Drehscheibe kann das Ergebnis abgelesen werden.

Andere Echolote verwenden dauernd rotierende Scheiben. Beim *Signal-Lot*¹ ist an der Stelle des Abgangsmikrophons ein Schallsender angebracht (Abb. 89). Er wird erregt, wenn der Metallstreifen auf dem Rand des sonst isolierenden Senderads die

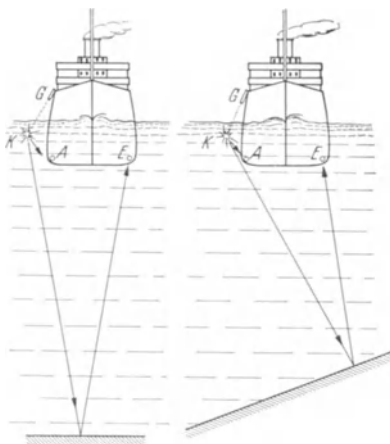


Abb. 86. Schallbahnen beim Echolot. *G* = Geber; *K* = Knallpunkt; *A* = Abgangsmikrophon; *E* = Echomikrophon.

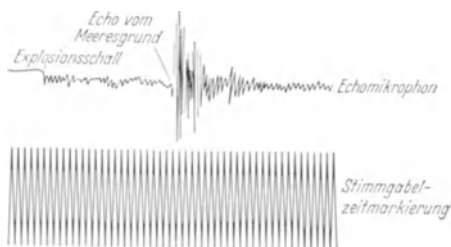


Abb. 87. Registrierung von Schallwellen mit dem Echolot.

¹ Gebaut von der Signal-Gesellschaft, Kiel.

Sendekontakte miteinander verbindet, und sendet in gleichen Zeitabständen kurze Schallsignale aus. Dem Schallsender gegenüber ist das Empfängeremikrophon eingebaut, das den zurück-

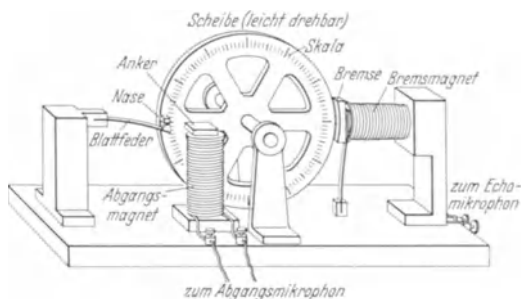


Abb. 88. Prinzip des Behm-Lotes.

geworfenen Schall aufnimmt. Das Echo kann aber nur dann in einem Kopfhörer abgehört werden, wenn das auf der Empfängerwalze angebrachte Isolierfeld die Empfängerkontakte

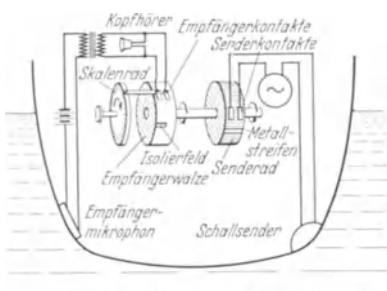


Abb. 89. Signal-Lot.
Schema der Fessenden-Methode.

trennt. Die Empfängerwalze dreht sich mit dem Senderad auf derselben Achse. Die Empfängerkontakte werden mit dem Skalenrad so lange hin und her gedreht, bis das Isolierfeld gerade dann die Unterbrechung bewirkt, wenn das Echo eintrifft. Dann kann die Meerestiefe am Skalenrad abgelesen werden.

Noch bequemer arbeitet das *Atlas-Lot*¹. Sein Sender ist ähnlich wie der des Signal-Lotes; die Anzeigevorrichtung besteht im wesentlichen aus einem Neonrohr auf der Empfängerwalze, das im Augenblick der Echoankunft hinter einer festen Glas-skala aufleuchtet. Am Ort des Aufleuchtens wird die Tiefe abgelesen.

¹ Atlas-Werke, Bremen.

Seit Entwicklung der Echolote ist man imstande, vom fahrenden Schiff aus fortlaufend Messungen der Meerestiefe auszuführen und das Relief des Meeresgrundes mit seinen vielfältigen Einzelheiten so vollständig auszumessen, wie es mit den zeitraubenden Drahtloten nie möglich wäre. Ein solches Profil von der deutschen Südatlantischen Meteor-Expedition zeigt Abb. 90.

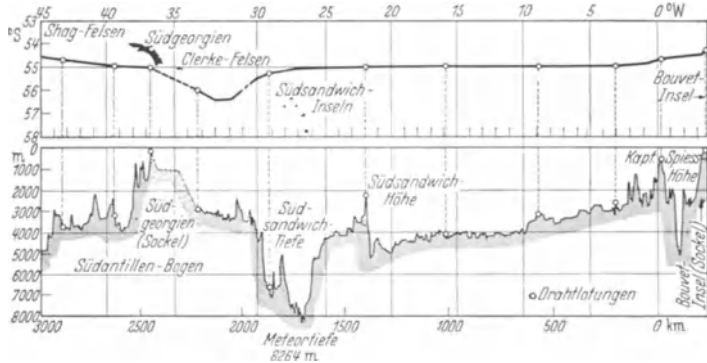


Abb. 90. Südlichstes West-Ost-Profil der deutschen atlantischen Meteor-Expedition, Mitte und östlicher Teil (1926). Auf das dargestellte Gebiet fallen 1860 Echolotungen.

Einige Nebenuntersuchungen verlangt die Schallgeschwindigkeit im Meerwasser. Sie ist von Temperatur und Salzgehalt abhängig, und es ist nötig, in nicht zu großen Abständen auf Ankerstationen diese Bestimmungsstücke zu messen. Die Schallgeschwindigkeit ändert sich mit der Tiefe, wie es die nebenstehende Zusammenstellung von einer Station der Meteor-Expedition zeigt (Station 71; $34,8^{\circ}\text{S}$, $18,1^{\circ}\text{O}$). Die Skalen der Echolote sind für eine mittlere Schallgeschwindigkeit eingerichtet. Weicht die wirkliche Schallgeschwindigkeit von dieser mittleren ab, so sind Korrekturen auszuführen und deren Ergebnisse an den Ablesungen anzubringen.

Tiefe m	Schallgeschw. m/sec
0	1505,4
100	1503,7
200	1490,5
300	1480,7
400	1476,3
500	1475,2
600	1475,0
700	1476,2
800	1477,0

Man hat die Methoden der Fernbebenforschung auf die Schallausbreitung in der Atmosphäre übertragen und diese

akustische Methode als *Luftseismik* bezeichnet. Bei großen Explosionen hat man beobachtet, daß es außer dem herdnahen Gebiet der normalen Hörbarkeit in größeren

Entfernungen noch ein weiteres Hörbarkeitsgebiet gibt, das mehr oder weniger ringförmig ausgebildet und von dem inneren Hörbarkeitsgebiet durch eine oft sehr ausgeprägte *Zone des Schweigens* getrennt ist (Abb. 91 und 92). Manchmal hat man noch eine zweite *Zone des Schweigens* und eine dritte Hörbarkeitszone festgestellt. Man kann diese Erscheinung nur

Abb. 91. Hörbarkeit der Explosion von Oppau, 21. September 1921. Nach de Quervain.

damit deuten, daß ein beträchtlicher Teil der Schallenergie in der Nähe des Herds vom Boden abgehoben und in größerer

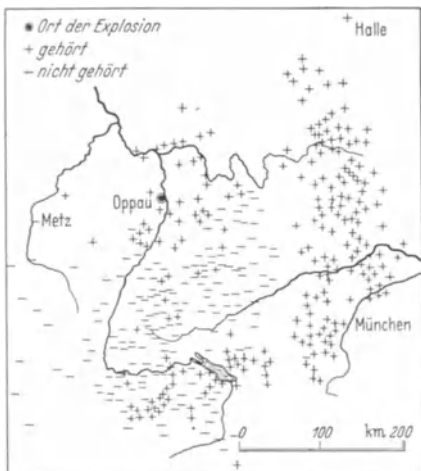


Abb. 92. Hörbarkeit der Sprengungen in Jüterbog, 26. Juni 1926. Nach P. Duckert.

Entfernung wieder zum Erdboden hinabgeführt wird und gelegentlich dieser Vorgang sich noch einmal wiederholt.

Zur Aufzeichnung der Schallwellen hat man verschiedene Apparate gebaut. Die einfachsten sind in Abb. 93 schematisch dargestellt. Ihr Aufbau ähnelt dem menschlichen Ohr, wobei ein leichtbeweglicher Kolben oder eine Membran dem Trommelfell entspricht.

Während man aus einfachen Hörbeobachtungen nur die Grenzen der Hörbarkeitsgebiete und die ungefähr Zeit der Schallankunft feststellen kann,

dienen die instrumentellen Aufzeichnungen wie bei den Erdbeben zur Aufstellung von Laufzeitkurven und zur genauen Erforschung des Ausbreitungsvorgangs. Aus den Laufzeiten

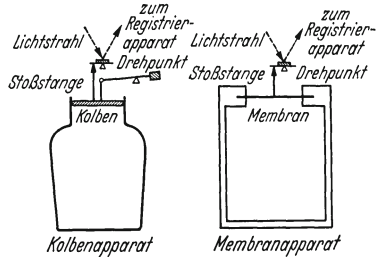


Abb. 93. Prinzip der Schallempfänger von Wiechert.

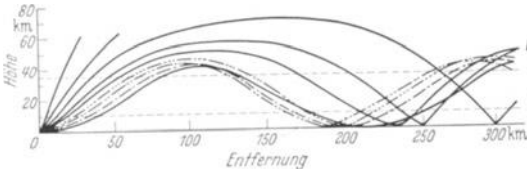


Abb. 94. Schallbahnen in der Atmosphäre im Sommer. (Im Winter liegen die Scheitel tiefer.) Nach B. Gutenberg. $\uparrow\downarrow$ Temperaturzunahme.

werden die Schallbahnen (Abb. 94) und Fortpflanzungsgeschwindigkeiten (Abb. 95) in der höheren Atmosphäre berechnet, nachdem man die Geschwindigkeiten und Wege in der unteren Atmosphäre aus meteorologischen Beobachtungen abgeleitet hat.

Trotz mancher noch unsicheren Einzelheiten ist klar erkannt, daß man im wesentlichen drei Schichten in dem von den Schallbahnen durchsetzten Teil der Atmosphäre unterscheiden kann. In der untersten, der *Troposphäre*, nimmt die Schallgeschwindigkeit nach oben hin ab. Dann kommt die

untere Stratosphäre, in der sich die Schallgeschwindigkeit nicht wesentlich mit der Höhe ändert. In der oberen Stratosphäre jedoch tritt eine starke Geschwindigkeitszunahme mit der Höhe ein. Sie veranlaßt die Umkehr der Schallbahnen zur Erdoberfläche.

Bis hierher führen die Ergebnisse der auf das Luftmeer übertragenen Erdbebenforschung. Nun hat der Meteorologe eine Erklärung der beobachteten Erscheinungen zu suchen.

Aus den zur Zeit der Schallsprengung ausgeführten Temperatur- und Windmessungen kann man die Schallgeschwindigkeit in der Troposphäre berechnen.

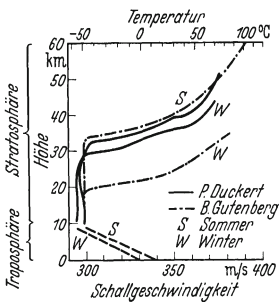


Abb. 95. Schallgeschwindigkeit und Temperatur in der Atmosphäre.

Die Schallgeschwindigkeit in der Troposphäre entspricht den Temperaturen, die man bei hohen Ballonaufstiegen festgestellt hat. Es liegt also nahe, auch die Geschwindigkeitszunahme in der oberen Stratosphäre als Temperaturwirkung zu deuten. Hierbei kommt man auf recht hohe Temperaturen und ist zu der Annahme gezwungen, daß die Luft in den Höhen der Schallumkehr sogar wärmer ist als an der Erdoberfläche (Abb. 95).

Über die Zustände in noch größeren Höhen kann die Luftseismik keine Auskunft geben. Wahrscheinlich ist die warme Luftschicht nicht sehr dick; denn nach Polarlichtuntersuchungen von L. Vegard beträgt die Durchschnittstemperatur in den Höhen von 90—130 km nur etwa -40°C . Ob hier bereits die zu erwartende allgemeine Temperaturabnahme mit der Höhe einsetzt oder ob sie von anderen warmen Schichten unterbrochen wird, ist noch nicht entschieden.

Die hohen Temperaturen in der oberen Stratosphäre kamen den Forschern anfangs sehr unwahrscheinlich vor, und man hat auf verschiedene Weise versucht, die Annahme einer warmen Luftschicht zu umgehen. Man dachte an Wind, an leichte Gase und an eine Umwandlung der gewöhnlichen Schallwellen in schnellere Stoßwellen. Mit Wind jedoch könnte

man nur einseitig ausgebildete, aber keine ringförmigen äußeren Hörbarkeitsgebiete erklären, die Annahme sehr leichter Gase läßt sich nicht mit dem an der Erdoberfläche gemessenen Luftdruck in Übereinstimmung bringen, und zur Umwandlung in Stoßwellen reicht die Energie der in die obere Stratosphäre eindringenden Schallwellen nicht aus. Die hohen Temperaturen sind von allen Möglichkeiten noch am wahrscheinlichsten.

Nun bleibt noch zu erklären, wie die hohen Temperaturen in der Stratosphäre zustande kommen können. Es muß dort ein Stoff vorhanden sein, der die Energie der Sonnen- und Himmelsstrahlung aufnimmt, bei sich behält und zur Erhöhung seiner Temperatur verwendet. Wahrscheinlich handelt es sich um *Ozon*¹, dessen Anwesenheit in der oberen Atmosphäre auch aus Beobachtungen der Sonnenstrahlung folgt. Das Ozon spielt eine wichtige Rolle im Strahlungshaushalt der Natur. Es verschluckt den kurzwelligsten Teil des Sonnenlichtes von bestimmten ultravioletten Wellenlängen an und sorgt dafür, daß das Leben auf der Erde nicht an dieser gefährlichen Strahlung zugrunde geht.

Ausgehend von ihrem engeren Forschungsbereich, der mit den Arbeiten des Ingenieurs, des Geologen, des Bergmannes und des Chemikers in enger Beziehung steht, ist die Erdbebenkunde mit Echolot und Luftseismik in die scheinbar weit abliegenden Arbeitsgebiete des Ozeanographen, des Meteorologen, des Strahlungsforschers und den Biologen eingedrungen. Ihre Entwicklung zeigt eindrucksvoll, wie ein ursprünglich begrenzter Forschungszweig sich in folgerichtiger Ausgestaltung zu einer umfassenden Wissenschaft erweitert, die vielseitige Anregungen gibt und empfängt und überraschende Zusammenhänge aufdeckt. Natur und Gegenstand der Erdbebenforschung bringen es mit sich, daß sie immer wirklichkeitsnah bleibt, und ihre Lebensnähe hat sich in wirtschaftlich wichtigen Anwendungen erwiesen. Die Erdbebenforschung verdient es, in weiten Kreisen bekannt und geachtet zu werden.

¹ Ozon = dreiatomige Modifikation des Sauerstoffs, O₃. (Gewöhnliches Sauerstoffmolekül: O₂.)

Literaturverzeichnis.

- August Sieberg, Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde. (Mit Beiträgen von B. Gutenberg.) Jena: Gustav Fischer 1922.
- Handbuch der Geophysik Band 4. Berlin: Gebr. Borntraeger 1932.
- Lehrbuch der Geophysik. Herausgegeben von B. Gutenberg. Berlin: Gebr. Borntraeger 1929.
- Akitune Imamura, Theoretical and Applied Seismology. Tokyo: Maruzen u. Co. 1937.
- The Great Earthquake of 1923 in Japan. Compiled by the Bureau of Social Affairs, Home Office, Japan 1926. 2 Bde (2. Bd: Kartenband).
- August Sieberg, Beiträge zur erdbebenkundlichen Bautechnik und Bodenmechanik. Veröff. d. Reichsanstalt f. Erdbebenforschung, Heft 29. Berlin: Reichsverlagsamt 1937.
- Rudolf Briske, Der Einfluß des Baugrundes auf die Erdbebenerschütterungen. Bautechn. **11**, 239—243 u. 261—264 (1933).
- Rudolf Briske, Gemeinschaftliche Arbeit zwischen Seismologen und Bau fachmann zur Verringerung von Erdbebenschäden. Z. Geophysik **4**, 219—225 (1928).
- Emil Wiechert, Theorie der automatischen Seismographen. Abh. d. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen, math.-nat. Klasse, Neue Folge Bd. II (1903) 1. T. (Erfordert mathematische Vorbildung.)
- E. Wiechert, K. Zöppritz, L. Geiger, B. Gutenberg, Über Erdbebenwellen. I—VIIb. Mehrere Abhandlungen. Nachr. d. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen, math.-phys. Klasse, 1907—1919. (Erfordert mathematische Vorbildung.)
- G. Angenheister, Bodenschwingungen. In Ergebnisse der exakten Naturwissenschaften Bd. 15. Berlin: Julius Springer 1936.
- G. Angenheister, Bodenschwingungen sinusförmiger Erregung. Abh. d. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen, math.-nat. Klasse, III. Folge (1937) H. 18.
- Hermann Reich, Angewandte Geophysik für Bergleute und Geologen. 2 Bde. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft 1933 u. 1934.
- Hans Haalck, Lehrbuch der angewandten Geophysik. Berlin: Gebr. Borntraeger 1934.

Sachverzeichnis.

- Abplattung der Erde** 113, 121
Alpen 55
Alteuropa 69, 131
amorpher Zustand 65
Amplitude siehe Schwingungsweite
angewandte Seismik 132f.
Ankunftsrichtung 111
Antiklinale 144/145
Arbeitsunruhe 129/130
Atlas-Lot 148
Atmosphäre 152/153
Aufbau der Erde siehe Erdinneres,
Erdkruste
Aufschlußmethoden 132f.
Aufspaltung der *P'*-Phase 109
— der *S*-Phase 100, 108
— des *P*-Einsatzes 123f.
Ausbreitung der Raumwellen 120
Ausbruchsbeben siehe Erdbeben,
vulkanische
Ausgleichsbewegungen, isostatische
63/64, 68
Ausgleichsfläche 62
- Basalt** 63, 73
Baugrund 32, 44f.
Baugrunduntersuchung 146
Bauvorschriften 45/46
Beben siehe Erdbeben
Behm-Lot 147/148
Berichterstattung 51
Beschleunigung 34f., 45/46
Blattfedergelenk 85
—, kardanisches 85, 89, 90
Blockverschiebung 11, 12, 41/42
Boden 21f., 31/32
Bodensetzung 17
Bodenunruhe 5, 128f.
Boden, zusammengedrückter 17
Brandungsunruhe 130/131
Brechung 102
Brennpunkt 109, 110, 115, 120
Bruch 58f., 66/67
Buchfaltung 61, 66
Bruchzone 61, 66/67
Brücken 25
- Dämpfung** 82, 133
Dichte 62, 121/122
Druck 121/122
- Echolot** 146f.
Echolotungen 149
Eigenperiode 80, 81, 83, 133
Eigenschwingung 81
Einsturzbeben 7, 56/57
Eisen 123
elastische Widerstände 122/123
Emergenzwinkel 101, 115
Energie 48, 49, 57
Entfernungen 111
Epizentrum 6, 101
Erdbeben 4 (Definition), 56 (Ursache)
—, Basel 20
—, Calabrien 20
—, großes japanisches 8, 9, 13, 14,
16, 17, 19, 20, 21, 24f., 29, 30,
31, 32, 49, 94
—, Indien (Quatta) 20
—, kalifornisches 12, 15, 20, 21, 22,
23, 24, 25, 29, 32, 41/42, 49
—, Kwanto-, siehe E., großes japa-
nisches
—, Lissabon 20
—, Messina 19, 20, 21, 49
—, Mino-Owari 11, 12, 20
—, Ping-liang (Kansu) 20
—, Sagami-, siehe E., großes japa-
nisches
—, San Franzisko, siehe E., kalifor-
nisches
—, Sanriku 8, 20
—, süddeutsche 43/44, 98, 111, 124
—, Tango- 13

- Erdbeben, Tokio-**, siehe E., großes japanisches
 erdbebenarme Gebiete 51/52
 erdbebenartige Vorgänge 5
 Erdbebenausbreitung 100f., siehe auch Ausbreitung
 Erdbeengebiete 51, 78
 Erdbeben, oberflächennahe (normale) 7
 erdbebenreiche Gebiete 51
 Erdbebenschall 9/10, 102
 Erdbebenschwarm 53, 55, 59/60, 96
 Erdbebenstärke 33f.
 —, zusätzliche 44/45
 Erdbenstation 6, 76
 Erdbebenstrahlen siehe Stoßstrahlen
 Erdbeben, tektonische 7, 57/58, 68, 73
 —, tiefe 7, 47/48, 52, 54, 64/65, 95, 97, 126/128
 Erdbebenvorhersage 15, 75
 Erdbeben, vulkanische 7, 56/57
 Erdbebenwarnung 15, 76
 Erdbebenwarten 6, 76f.
 Erdbebenwellen 5, 100f.
 —, sichtbare 9
 —, Wege der 107
 Erdbebenzonen 52
 Erdfluß 16
 Erdinneres 65, 118f.
 Erdkern 108, 118f.
 Erdkruste 11, 61/62, 113, 123, 124f.
 Erdkrustenschollen 11
 erdmagnetische Messungen 143
 Erdmagnetismus 75
 Erdmittelpunkt 120, 122
 Erdöl 144f.
 Erdradius 6
 Erdrutsch 16
 Erdspalten 16/17
 Erdstrom 75
 Erdumfang 6
 Erschütterungsmesser 133/134
 Europa 69
 Explosionen 150
 Explosionsschall 132
- Fächerschießen** 139/140
 Fadenpendel 81
 Faltengebirge 52
 Faltung 61, 65f.
 Fehlbohrung 145
- Fernbeben 6/7
 Fernbebenseismik 113f.
 Fernbeben, weite 6/7
 feste Körper 103/104, 120
 Festlandscholle 62, 126
 Feuer 21, 22f.
 Feuerversicherung 23
 Fließzone 61, 66/67
 Flüssigkeitsdämpfung 82
 Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen 5, 104, 115f., 122, 138f.
 — des Schalls siehe Schallgeschwindigkeit
 Fühlbarkeitsgrenze 36, 40/41
- g** siehe Schwerebeschleunigung
Gal 34/35
 Gebäude 21, 26f., 45/46
 Gebäudeschäden 19f., 24, 27, 28f., 46
 gebeugte Wellen 108
 Gebirgsfaltung siehe Faltung
 geführte Wellen 102
 Gegenpunktbeben 110
 Gelenke 85
 Geosynklinale 66f., 71f.
 Geschwindigkeit 33f., siehe auch Fortpflanzungsgeschwindigkeit
 Gesteine 45
 —, basische, saure, ultrabasische 63
 Granit 63, 73
 Grenzfläche 104
 Grenzflächenwellen 102
 Großbeben 7, 48
 Großbebenherde 52/53, 70
 Großstrukturen 73
- Halbperiode** 6
 Häufigkeit der Erdbeben 49/50, 74/75
 Hauptphase 97, 105
 Häuser siehe Gebäude
 Hebelsystem 79f.
 Hebelvergrößerung 80, 83
 Hebungen 13, 75
 Herd 6
 Herdentfernung 6, 96f., 101, 111
 —, Bestimmung der 113f.
 Herdgebiet 6
 Herdtiefe 6, 101, 127
 Hochgebirge 66, 68
 Hochofenschmelzen 123
 Hörbarkeitszonen 150/151

Hörbeobachtungen 151
Horizontalpendel 84
hydrostatischer Zustand 121
Hypozentrum 6, 101

Isoseisten 41
Isostasie 63/64, 66f., 126

Kabelbruch 14, 17
Kern siehe Erdkern
Kerngrenze 108, 119, 121f.
Kernphasen 107/108
Kettengebirgsgürtel 52, 55
Kilowattstunde 48/49
Kippung 13, 75
Kleinbeben 7, 48
Kontraktionstheorie 72
Krakatao 18
Kreuzfedergelenk 85
Kristallzustand 65
Kugelwellen 100/101, 116f

L siehe lange Wellen, Oberflächenwellen, Querschwingungen
Landbeben 6
lange Wellen 97
Laufzeit 7, 101, 111f., 132, 151
Laufzeitkurve 8, 101, 111f., 136f., 151
Laufzeitverfahren siehe Laufzeit, Laufzeitkurve
Lockerböden 31, 44/45
Lokalbeben siehe Ortsbeben
Love-Wellen siehe Querschwingungen
Luftdämpfung 82
Luftdruck 75
Luftseismik 149f.

M siehe Maximum, Oberflächenwellen, Rayleigh-Wellen
Magma 63, 71
magnetische Dämpfung 82
Magnetismus siehe Erdmagnetismus
Makroseismik 7
Mantel 119f.
Masse des Seismographen 79/80
Maximum der Aufzeichnung 97
Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala 36f.
Messina siehe Erdbeben, Messina
Meteor-Expedition 149
Meteorite 123

meteorologische Vorgänge 128/129
Meteor, sibirischer 56
Midori (Verwerfung) 12
Mikroseismik 7
Mittelbeben 7, 48
Mitteleuropa 53, 55, 57
Mittelmeerzone 52
mittleres Europa 69

Nachbeben 59
Nachläufer 97
Nahbeben 6/7, 123f.
Nahbebenseismik 123f.
Neigung siehe Kippung
Neo-Tal siehe Midori
Neuroeuropa 69
Niederschlag 74

Oberflächenwellen 102, 105f., 110, 126
Oppau-Explosion 56, 150
Ortsbeben 6/7, 48
Ostafrika 53
Ozon 153

P siehe Verdichtungswellen
 P , P^* , P_n 124f.
Pendelseismograph 83
Periode siehe Schwingungsdauer
Polarlicht 152
Polschwankung 123
PP usw. siehe Reflexionen
pP siehe Reflexionen, herdnahe
Profilmessungen 139/140
PS usw. siehe Wechselwellen

Quecksilberseismoskop 79
Querschwingungen 102f.

Rayleigh-Wellen 102f.
Reflexion 102, 105
Reflexionen 100
—, herdnahe 124, 126/127
Reflexionsmethoden 140f.
Reflexionsseismogramme 141f.
Refraktionsverfahren 137f.
Registrierapparat 134/135
Registriergebiet 6
Registrierung 85/86
—, elektromagnetische 86/87, 95, 130
—, mechanische siehe Rußregistrierung

Registrierung, optische 86/87
Reibung des Seismographen 85
Reichsaufnahme, geophysikalische
132, 145/146
Resonanz 82
Rohrleitungen 22f.
Rumpfgebirge 66, 68
Rußregistrierung 85/86, 94, 96, 98/99,
129

S siehe Scherungswellen
S, *S**, *S_n* 126
Sachschaden 19, 20f., 27f.
Sagami-Bai 13f.
säkularflüssiger Zustand 60/61, 120
Salzhorst 139, 144/145
San-Andreas-Verwerfung 12, 15
San Franzisko siehe Erdbeben, kali-
fornisches
Schall 103, 146f.
Schallausbreitung 149f.
Schallbahnen 151
Schallempfänger 151
Schallgeschwindigkeit 132, 149, 151f.
Schatten des Erdkerns 108f., 120
Scheitel der Stoßbahnen 107
Scherungswellen 100, 102/103, 105,
107, 119/120
Schichtdicke 138
Schichtgrenzen 119
Schollenverbiegung 58
Schußbohrloch 136
Schüttergebiet 6, 42, 47/48
Schutzräume 32
Schwerebeschleunigung 34f., 45/46,
68/71
Schwerkraft siehe Schwerebeschleu-
nigung
Schwerkraftmessungen 143
Schwimmgleichgewicht siehe Iso-
stasie
Schwingungsdauer 6, 8f., 35/36,
40/41, 80f., 97, 133
Schwingungsweite 5, 8/9, 33f., 97
Seebeben 6, 17
Seismik 7
Seismische Wogen 18/19, 32
Seismogramm 7, 93f., 97f.
Seismograph 7, 78, 79f.
—, transportabler 132f.
Seismographentypen 84
Seismograph von Galitzin 87, 91

Seismograph von Ishimoto 91/92
— von Wiechert 84, 89
Seismoskop 78/79
Senkungen 13, 75
Sial 62, 64, 66, 72/73
Siegelack 61
Signal-Lot 147/148
Sima 62, 64, 66, 72/73
Sinusschwingung 5
Sonnenstrahlung 153
SP usw. siehe Wechselwellen
sP siehe Reflexionen, herdnahe
S—P-Unterschied 127/128
Spiralfederseismograph 81, 83
Spitzengelenk 85
Sprengseismik 132
Sprengzeitmarkierung 133/135
SS usw. siehe Reflexionen
Stärkegrad 33
Stärkeskala 33, 36f.
Starrheit 123
stofflicher Aufbau der Erde 123
Stoßbahn siehe Stoßstrahlen
Stoßrichtung 44
Stoßstrahlen 101, 107, 115, 120,
142/143
Stratosphäre 152/153
Sundagebiet 69f.

Tektonik 57
tektonische Beben siehe Erdbeben,
tektonische
Temperatur im Erdinnern 122
— in der Atmosphäre 152/153
Tiefbohrloch 136/137
Tiefbohrung 144/145
Tiefherdbeben siehe Erdbeben, tiefe
Tiefseefische, tote 14, 17
Tiefseegräben 52
Tokio siehe Erdbeben, großes japa-
nisches
Torsionspendel 84/85
Tote 19/20, 24f., 33
Troposphäre 151/152
Tsunami siehe seismische Wogen

Überholungspunkt 138/139
Überschwemmung 16
umgekehrtes Pendel 84
Umsetzungsbeben 65
Untergrundeinfluß 42f.
Unterkühlung 65

- Unterströmungs-Hypothesen 72/73
Ursachen der Erdbeben 56f., 65f.,
74/75
- V**erbiegungen („chronische“) 15
Verdichtungswellen 97, 102f., 120
Vergrößerung 83
Verhaltensmaßregeln 26/27
Verkehrsunruhe 129
Vertikalpendel 84
Vertikalseismographen 84/85
Verwerfung 11/12, 58, 66/67
Verwitterungsschichten 31, 136, 142
Vorbeben 59/60
Vorläufer 97, siehe auch Scherungs-
wellen, Verdichtungswellen
Vulkane 69f.
vulkanische Beben siehe Erdbeben,
vulkanische
- W**asserführung des Erdbodens 17
Wasserversorgung 22/23
Wechselwellen 106/107
Wellenfront 100/101, 120
- Wellenlänge 5, 8/9
Wellen, longitudinale siehe Verdich-
tungswellen
—, transversale siehe Scherungswel-
len
Weltbeben 7, 48
Weltbebenherde 52/53, 70
Weltzeit 93
Wiederkehrwellen 110
wirtschaftlicher Nutzen 144/145
Wurzeln der Gebirge 62/63, 66f.
- Y**okohama siehe Erdbeben, großes
japanisches
- Z**ahl der Erdbeben siehe Häufigkeit
Zeitkorrektur 93
Zeitmarkierung 92/93, 133
zirkumpazifischer Gürtel 52
Zone des Schweigens 150/151
Zufallsschäden 28
Zusatzbelastung 58, 74/75
Zwischenschicht 119f.

VERLAG VON JULIUS SPRINGER IN BERLIN

Der Bau der Erde

und die Bewegungen ihrer Oberfläche

Von Professor Dr. **W. von Seidlitz**, Jena

(Verständliche Wissenschaft, Band XVII)

Mit 54 Abbildungen. IX, 152 Seiten. 1932. Gebunden RM 4.80

In dieser außerordentlich geschickt geschriebenen, für gebildete Laien bestimmten Einführung werden ausgewählte Kapitel der allgemeinen Geologie behandelt. Im ersten Teile gibt der Verfasser eine Darstellung des Gesteinsmaterials und der Gestaltung der Erdoberfläche; im zweiten die Vorgänge der Gebirgsbildung und im dritten den Rhythmus der Erdgeschichte, wie er sich in der Entstehung, Abtragung und Zerstörung der Gebirge und den Veränderungen im Antlitz der Erde spiegelt. Das Buch eignet sich vortrefflich als Gabe für Laien, die einen Einblick in den spröden Stoff unserer Wissenschaft wenigstens für ein Teilgebiet zu gewinnen wünschen.

„Geologisches Zentralblatt“

Einführung in die deutsche Bodenkunde

Von Professor **Johannes Walther**, Halle a. d. S.

(Verständliche Wissenschaft, Band XXVI)

Mit 30 Original-Zeichnungen und -Karten. VIII, 172 Seiten. 1935
Gebunden RM 4.80

Dieses kleine, mit schönen, lehrreichen Skizzen ausgestattete Büchlein führt den Leser in die deutsche Bodenkunde ein. Für einen recht großen Kreis bestimmt, werden zuerst nach einigen allgemeinen Bemerkungen in klarer und leichtverständlicher Sprache die geologischen Verhältnisse des antediluvialen Europas und hierauf die großen Veränderungen geschildert, welche das Vordringen des Inlandeises in Nord- und Mitteleuropa bewirkt hat. Anschließend werden die diluvialen Urböden und ihre Lebewelt dargestellt.

Den Hauptteil des Buches nimmt die Entstehung der Böden ein, wobei immer wieder auf die maßgebendsten Faktoren der Bodenbildung, einerseits auf die Gesteinsbeschaffenheit des Untergrundes und andererseits auf die Beeinflussung durch Klima, Lebewelt, Lage usw. hingewiesen wird.

Nach einer Systematik der Böden und einer übersichtlichen Darstellung der deutschen Bodenbezirke werden abschließend die letzten Rückzugsstadien des Inlandeises bis Skandinavien und die nachträglichen Veränderungen des eisfrei gewordenen Gebietes durch den Durchbruch des Ärmelkanales und das Vordringen der Nordsee sowie die Überflutung des baltischen Urstromgebietes durch die Ostsee behandelt, welche Vorgänge hauptsächlich auf das Ansteigen des Meeres durch das Abschmelzen der großen Inlandeis Massen zurückgeführt werden.

Das Büchlein ist jedem, der in die Bodenkunde Deutschlands eingeführt werden will, wärmstens zu empfehlen; aber auch der Fachmann kann manche wertvolle Anregung darin finden.

„Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft“

Zu beziehen durch jede Buchhandlung

Das Leben des Weltmeeres. Von Prof. Dr. E. Hentschel, Hamburg. (Verständliche Wissenschaft, Band VI.) Mit 54 Abbildungen. VIII, 153 Seiten. 1929. Gebunden RM 4.32

Das Buch will mehr als bloßes Wissen, es will in erster Linie eine Gesamtanschauung vom Leben des Weltmeeres, will Verständnis für seine großen inneren Zusammenhänge und Kreisläufe vermitteln. Und dies geschieht in anschaulichster und packender Weise, anknüpfend an Einzelercheinungen und Beobachtungen, durch Vergleiche mit den Lebensverhältnissen auf dem Festlande, vor allem durch Aufdeckung der Lebensgrundlagen und der zentralen Stellung der einzelligen pflanzlichen Organismen des Planktons für Ablauf und Zusammensetzung des Meereslebens. So vertieft das Buch die Auffassung vom Leben überhaupt, regt an zum Erkennen und Sehen biologischer Probleme.

„Zeitschrift für Insektenkunde“

Gaben des Meeres. Von Min.-Rat Dr. E. Neresheimer, Wien. (Verständliche Wissenschaft, Band XIII.) Mit 16 Abbildungen. IX, 190 Seiten. 1931. Gebunden RM 4.80

Inhalt: Das Meer und seine Gaben. Der Hering und seine Sippe. Die Dorsche. Die Plattfische. Die Haie und Rochen. Der Aal. Der Lachs und seine Verwandten. Die Binnenfischerei. Die Fischindustrie. Die Wale. Die Seekühe. Die Robben. Die Schildkröten. Die Auster. Andere eßbare Muscheln. Die Krebstiere. Stachelhäuter und Würmer. Schwämme und Korallen. Muschel- und Schneckenschalen, Purpur. Perlen. Sepia.

Meere der Urzeit. Von Prof. Dr. F. Dreyermann, Frankfurt a. M. (Verständliche Wissenschaft, Band XVI.) Mit 103 Abbildungen. V, 174 Seiten. 1932. Gebunden RM 4.80

Da etwa 70 Hundertteile des Erdballs vom Meer bedeckt sind und es auch auf dem Festland kaum eine Stelle geben dürfte, die nicht irgendwann einmal Meer gewesen ist, so ist eine Geschichte der Meere zugleich eine Geschichte des Erdballs überhaupt. Da außerdem das Buch nicht nur eine Darstellung der Meere der Urzeit, sondern eine Geschichte der Meere bis in die Gegenwart hinein enthält, bietet es tatsächlich erheblich mehr, als der Titel vermuten läßt.

Wichtiger aber als die Geschichte selbst erscheinen dem Verfasser mit Recht die Arbeitsweisen, die angewandt werden, um zur Kenntnis des Werdens der Meere zu gelangen. Dabei werden mit aller Deutlichkeit die Schwierigkeiten und die Grenzen der Erkennbarkeit aufgezeigt.

„Zeitschrift für den physikalischen und chemischen Unterricht“

Das fossile Lebewesen. Von Dr. E. Daequé, München. (Verständliche Wissenschaft, Band IV.) Mit 93 Abbildungen. VII, 184 Seiten. 1928. Gebunden RM 4.32

Inhalt: Das Rohmaterial: Die Versteinerung oder das Fossil. Der Erhaltungszustand des Fossilmaterials. Die Präparation und die Aufstellung. — Wissenschaftliche Paläontologie: Das Bestimmen der Fossilreste. Das Fossil als Zeitmarke. Das Lebensbild der fossilen Form. Die Verteilung der Lebensräume fossiler Formen. Epochen der Lebensentfaltung. Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung. — Schlußabschnitt: Geschichtliches über die Versteinerungskunde. — Erdgeschichtliche Zeittabelle, Überblick über die Entfaltung des Tier- und Pflanzenreiches. Zusammenfassende Bücher. — Sachverzeichnis.