

Mitteilungen
der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena
Herausgegeben vom Direktor
Heft 4

E r d b e b e n

Von

A. Sieberg

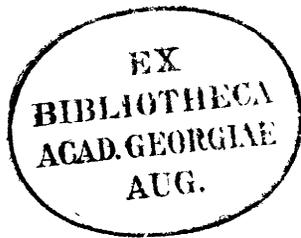
Mit 33 Abbildungen im Text

[1933.]

Die „Mitteilungen“ der Reichsanstalt für Erdbebenforschung bringen gemeinverständliche Aufsätze und zusammenfassende Darstellungen für weitere Kreise, im Gegensatz zu den „Veröffentlichungen“, die den wissenschaftlichen Originaluntersuchungen vorbehalten sind.

Das vorliegende Heft ist ein Sonderabdruck aus der 2. Auflage des Handwörterbuches der Naturwissenschaften, das im Verlag von Gustav Fischer in Jena erscheint.

A. Sieberg.



21933.2665

ME

Erdbeben.

1. Aufgaben und Hilfsmittel der Erdbebenforschung. 2. Begriffsbestimmungen und Erscheinungsformen. 3. Erdbebenkraftfeld. a) Das Normalfeld der wahren Erdbebenstärken, b) Das

Störungsfeld. c) Wahre und scheinbare Bebenstärken. 4. Erdbebendynamik. 5. Oertliche Erschütterungsstärken. a) Isoseistenkarten. b) Wirkungsskalen. 6. Untergrund und Bebenwirkungen a) Gesteinsbeschaffenheit. b) Tektonik. 7. Ver-

hütung von Gebäudeschäden. a) Bauweise. b) Bodenbeschaffenheit. c) Vorbeugende Maßnahmen. d) Schäden in Bergbaugenden. 8. Kraftquelle. a) Arbeitsleistung. b) Tiefe. c) Dimensionen. d) Epizentralgebiet und Herd. 9. Erregungen des Wassers. a) Seebeben. b) Seismische Wogen. c) Hydrographische Veränderungen. 10. Einsturzbeben. 11. Vulkanische Ausbruchsbeben. a) Vorbereitende Ausbruchsbeben. b) Begleitende Ausbruchsbeben. 12. Tektonische Erdbeben. a) Herd. b) Bruchbeben. c) Verwerfungsbeben. d) Faltungsbeben. 13. Magmatisch-tektonische Beben? 14. Seismometer. a) Prinzip der Erdbebeninstrumente. b) Zur Theorie der Seismometer. c) Grundformen der Seismometer. 15. Seismogramme. 16. Mikroseismische Berechnung des Epizentrums. 17. Geographie der Erdbeben. 18. Anleitung zur Beobachtung eines Erdbebens.

1. Aufgaben und Hilfsmittel der Erdbebenforschung werden durch die Beschränkung auf jene Naturerscheinung bestimmt, die der allgemeine Sprachgebrauch als *Erdbeben* bezeichnet. Unter diesem Gesichtspunkt stellt die Physik der Erdbebenwellen bloß ein kleines Teilgebiet dar. Ihr Verhältnis zur Erdbebenkunde entspricht etwa demjenigen von Akustiklehre zur Musik.

Dynamisch und statisch sind die Erdbeben Funktionen der so wechselvollen geologischen und damit indirekt auch physikalischen Beschaffenheit der Erdrinde. Die schärfere Fassung sich hieraus ergebender Probleme führte dazu, unzweckmäßige Arbeitsmethoden als solche zu erkennen und entweder aufzugeben oder zu verbessern, vor allem aber neue zu schaffen. Erst dadurch bot sich im letzten Jahrzehnt die Möglichkeit, mit dem Versuch zu beginnen, die Erdbebenkunde zu einer exakten Naturwissenschaft auszubauen. Hand in Hand damit geht das Streben nach physikalischer Erklärung geologischer Vorgänge.

Gleichwertig neben der theoretischen Erdbebenforschung steht die praktische Nutzanwendung für Wirtschaft, Technik und Erdkunde im weitesten Sinne. Die wirtschaftlichen Verhältnisse weiter Erdräume haben unter Erdbeben so außerordentlich schwer zu leiden, daß Mittel gesucht werden müssen, um in weitestem Umfange etwa vermeidbare *Schäden zu verhüten*. Letzteres ist nur möglich durch *vorbeugende Maßnahmen* in planmäßiger Durchführung, aber nicht durch *Vorhersage der Erdbeben*, selbst wenn diese möglich wäre. Auch zur Klärung der Schuldfrage bei Schadensfällen in *Bergbaugenden* sind erdbebenkundliche Untersuchungsmethoden meistens von ausschlaggebender Bedeutung. Als Grundlage der Forschung dient die *Erdbebengeographie*, sofern sie die einzelnen Erdbebenkraftfelder räumlich und zeitlich zusammenfaßt. Daraus ergeben sich rein empirisch für verschiedene Gegenden die dort normalerweise zu erwartenden Erdbebenwirkungen und die

Herdlagen. Beide zur Geologie und zur Physik der Erdrinde in Beziehungen zu setzen ist Hauptaufgabe der Erdbebenforschung. Als empfindlicher Anzeiger und zuverlässiges Maß für das gegenwärtige Wirken jener Kräfte, die bei der Gebirgsbildung im weitesten Sinne das Mosaik der Erdrinde durcheinander bewegen, bieten die Erdbeben der *Geologie* ein wertvolles Hilfsmittel. Vor allem stellen sie die Geologie gewissermaßen auf experimentelle Grundlage bei der Beurteilung von Groß- und Kleinbau sowie Bewegungsmechanismus der Erdrinde.

Hilfsmittel der Erdbebenforschung im vorstehend festgelegten Sinne, der *Seismologie* (griech. *seisma* = Erdbeben), sind fast ausschließlich *makroseismische*, also die mit den unbewaffneten menschlichen Sinnen angestellten Beobachtungen und die darauf beruhenden Arbeitsmethoden. Bloß zu Herdbestimmungen in schwer zugänglichen Ländern und vor allem in den Ozeanen wird die *mikroseismische* Methode der instrumentellen Erdbebenregistrierungen mittels der Seismometer aushilfsweise benutzt. Darüber hinaus vermögen die instrumentellen Methoden die makroseismischen weder zu ersetzen noch zu ergänzen. Sie dienen anderen Aufgaben geophysikalischer Forschung, mit denen sich die *Seismik* beschäftigt.

2. Begriffsbestimmungen und Erscheinungsformen. Den Begriff der *Erdbeben* beschränkt der allgemeine Sprachgebrauch auf jene fühlbaren, kurzperiodischen Erschütterungen des Erdbodens, die in einem unterirdischen Herde aus natürlichen Ursachen

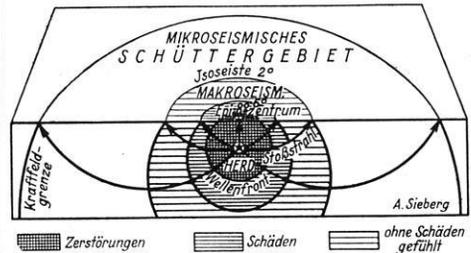


Fig. 1. Theoretisches Kraftfeld eines Erdbebens.

entstehen. Anders geartete Bodenerschütterungen, beispielsweise die von einem Felssturz ausgelöst, werden bestenfalls als erdbebenähnliche bezeichnet. Einen Sonderfall bilden die *Seebeben*, die fühlbaren, aber unsichtbaren Schwingungen des Wassers, die bei unterseeischen Erdbeben vom Meeresboden erregt werden.

Jedes Erdbeben stellt ein zeitlich und räumlich beschränktes *Kraftfeld* (Fig. 1) dar, in dem die Energie von der Kraftquelle bis zur Außengrenze abnimmt. Den Energieabfall (Gradient) schreibt jeweils die örtliche geologische Zusammensetzung der Erdrinde vor.

Während das Erdbeben in der Außenzone des Kraftfeldes, im *mikroseismischen Schüttergebiet*, bloß instrumentell nachweisbar ist, wird es in der Innenzone, im *makroseismischen Schüttergebiet* oder dem *Schüttergebiet* schlechthin, vom Menschen *gefühlt*, und zwar am kräftigsten in einem zentral gelegenen Abschnitt, dem *pleistoseisten* oder *epizentralen Gebiet*. Nahe dem Epizentrum überwiegen *Vertikalstöße*, während mit wachsendem Abstände *horizontale Bodenschwingungen* das Übergewicht erlangen, und zwar unter Abnahme der Stärke. Sowohl Drehbewegungen pfeilerartiger Gegenstände als auch sichtbare wellenförmige Bodenbewegungen, die bisweilen zur Beobachtung gelangen, sind unabhängig von den Erdbebenbewegungen und sekundärer Natur, bedingt durch Zufälligkeiten in den Untergrundverhältnissen.

Die einzelnen fühlbaren Erdbebener-schütterungen *dauern* bloß Bruchteile einer Sekunde bis höchstens ganz wenige Sekunden; allerdings reiht sich mitunter eine Anzahl von Stößen aneinander. Jedoch geben die seismometrischen Registrierungen zu erkennen, wie außerordentlich langsam die Bodenschwingungen abklingen, nachdem sie die Fühlbarkeitsgrenze unterschritten haben.

Sehr häufig bestehen Erdbeben aus Gruppen von Einzelstößen. So pflegen auf recht schwere Erdbeben *Nachbeben* in erheblicher Zahl zu folgen, die an Häufigkeit und Stärke allmählich nachlassen. Grundverschieden hier-vor sind die *Bebenschwärme* von tage-, wochen- und selbst monatelanger Dauer; die oft Hunderte bis Tausende von Einzelstößen wechselnder Stärke treten sprunghaft und regellos auf, ohne daß man einen unter ihnen als das Hauptbeben bezeichnen könnte.

Wenn auch die *Erdbebenwirkungen* in den weitaus meisten Fällen harmloser Natur sind, so kommen doch in jeder Woche Gebäudeschäden vor, und jedes Jahr bringt mehrere Erdbeben mit Zerstörungen schwerer und schwerster Art. Die zusammenbrechenden Gebäude sind Menschenfallen; wer nicht rechtzeitig entweichen kann, also namentlich während der Schlafenszeit, wird erschlagen oder begraben und erstickt. In den Trümmern

entstehen gerne verderbliche *Feuersbrünste*. Dazu gesellen sich unter Umständen weitgehende Veränderungen der Bodengestalt, vor allem Spaltenbildungen, Felsstürze, Erd-rutsche u. dgl.; hiervon vermittelt Fig. 2 eine Vorstellung. An Meeresküsten können *Seis-mische Wogen* kurz nach dem Erdbeben mit großer Gewalt über das Land hereinbrechen, beim Zurückfluten alles Bewegliche mit ins Meer schwemmend und so das Zerstörungswerk steigend. Manchen Erdbeben fallen, wenn sie dicht besiedelte Gegenden heimsuchen, innerhalb weniger Sekunden tausende und selbst zehntausende, vereinzelt sogar hundert-tausende von Menschenleben zum Opfer. Dabei zeigt sich allerdings, daß nicht selten die Haupt-verluste weniger unmittelbar durch die Gewalt der Erschütterung als durch zufällige *Nachwirkungen* verursacht wurden. So sind in

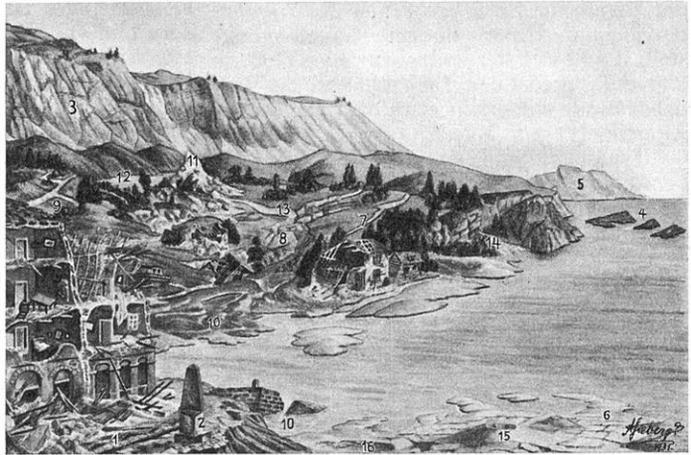


Fig. 2. Wichtigste Wirkungen eines Erdbebens. 1 Wellenförmige Bodenstauchung. 2 Drehbewegungen eines Denkmals. 3 Gleitfläche (Harnisch) einer Herdverwerfung. 4 Klippen an unterseeischer Verwerfung. 5 Unausgeglichene Verwerfungen. 6 Bodenrisse. 7 Klüfte mit 8 hineingesunkenen Häusern. 9 Blattverwerfung. 10 Uferabbrüche. 11 Bergsturz staut 12 einen See auf, dessen Durchbruch 13 sich in eine Kluft ergießt, während das ursprüngliche Flußbett 14 leer bleibt. 15 Schlammkegel. 16 Erdfall.

den Ruinen ausbrechende *Feuersbrünste* in vielen Fällen mit 80—95%, an den Schäden beteiligt (z. B. Tokio 1923, San Francisco 1906), während die Wirkungen von *Seis-mischen Wogen* und *Erdbeben* erst in weitem Abstand folgen.

Seebeben werden fast ausnahmslos auf Schiffen verspürt, wobei normalerweise der herrschende Seegang keine Änderung erleidet. Manche Schiffsunfälle, die früher dem Auf-laufen auf unbekannt Klippen oder Untiefen zugeschrieben worden waren, dürften in Wirklichkeit auf *Seebeben* zurückzuführen sein. Fische findet man nach *Seebeben* oft in großer Zahl an der Meeresoberfläche treibend, teils tot, teils hilflos, weil die Schwimmblase geplatzt ist.

Fast mit jedem Erd- und Seebeben, namentlich den kräftigeren, sind *Geräusche* verbunden, die aus der Tiefe empordringen und sich nicht bloß in der Erde und im Wasser, sondern auch durch die Luft fortpflanzen, wie selbst Beobachtungen im Luftballon gezeigt haben. Ursprüngliche Schallquelle ist der Erdbebenherd. Befriedigende Deutungen der bis jetzt festgestellten Schallfelder verwickelter Zusammensetzung fehlen ebenso wie geeignete Untersuchungsmethoden.

Am Vorkommen von *Lichterscheinungen* bei manchen Beben ist nicht zu zweifeln. Nur fragt es sich, ob sie mit der Natur des Bebens zusammenhängen oder ob ihr Auftreten gerade um diese Zeit lediglich auf Zufall (Meteorfal, Widerschein von elektrischem Kurzschluß, Feuersbrunst oder dgl.) beruht. Die meisten Forscher vertreten die zuletzt genannte Ansicht.

3. Erdbebenkraftfeld (Fig. 1 und 3). Erdbebenenergie wird durch bestimmte tiefengeologische (endogene) Vorgänge (Tab. 2) in engbegrenztem Raume der Erdrinde entbunden. Die Elastizität der Gesteinsmassen bedingt *elastische Erdbebenwellen*, die sich, ähnlich den Schallwellen, mit abnehmender Stärke allseitig ausbreiten.

So entsteht vorübergehend ein *einpoliges Kraftfeld*. Seine *Größe* wächst theoretisch mit der Energiemenge und mit der Herdtiefe (Tab. 5), und zwar wird die Grenze dort erreicht, wo die Schwingungsenergie aufgezehrt, vollständig in Wärme übergeführt ist. Die Kraftquelle, der *Herd* des Erdbebens, mag beliebige Formen und Dimensionen haben, stets wirkt er im Abstand von wenigen Wellenlängen ab wie eine punktförmige Quelle von Kugelwellen. Kraftlinien sind die *Stoßstrahlen*, die die Beobachtungsorte des Erdbebens mit dem Herd verbinden. Senkrecht auf den Stoßstrahlen stehen, als Niveaulflächen gleicher Energie, die Flächen der als *Raumwellen* die Erdtiefe durchziehenden longitudinalen und transversalen Erdbebenwellen. Die am schnellsten laufenden Longitudinalwellen (Tab. 1) entsprechen der Volumelastizität, die langsameren Transversalwellen der Formelastizität der Erdschubstanz.

Die Schnittlinien der Niveaulflächen mit der Erdoberfläche sind die *Isoseisten*; diese verbinden also im Schüttergebiet nach der Theorie alle Orte gleicher Bebenstärke, in Wirklichkeit aber alle Orte *gleicher Bebenwirkungen*. In der Praxis gelangen mitunter auch, *Isochronen* zur Verwendung, die Verbindungslinien *gleicher Wellenzeiten*. An der Erdoberfläche erregen die Raumwellen transversale *Oberflächenwellen*; wie die von einem ins Wasser geworfenen Stein erzeugten Wellen scheinen sie vom Epizentrum aus ringförmig voranzuschreiten.

Tabelle 1. Gemessene Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von longitudinalen Erdbebenwellen in verschiedenen Gesteinsarten.

	m/sec
Kristalline Gesteine	5000—5600
Tonschiefer	3500
Kalkstein	4300
Buntsandstein	2500
Kreide	2100—2400
Salz	4200—5500
Gips	3500
Ton, Mergel	1800
Kies, Schotter	600—800
Sand	700—800
Löß	360—375
Alluviales Schwemmland	200

Gefühlt werden bloß kurzperiodische Bodenschwingungen, während sich der Körper den langsamen Untergrundbewegungen ganz unmerklich anschmiegt. Dort wo die Beschleunigung der Erdbebenschwingungen $2,5 \text{ mm/sec}^2$ unterschreitet, hört nach der bisherigen Ansicht die Fühlbarkeit, das *makroseismische Schüttergebiet* auf; es beginnt das ringförmige *mikroseis-*

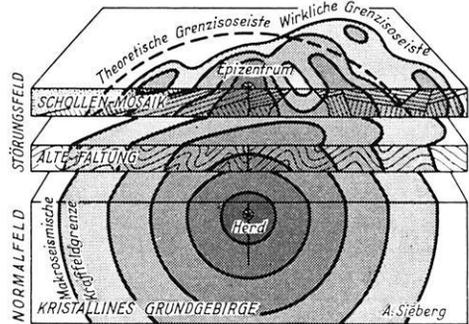


Fig. 3. Natürliches Erdbebenkraftfeld mit Verzerrung der Erdbebenwellen im geologischen Störungsfeld.

mische Schüttergebiet, in dem die Bebenwellen nur noch seismometrisch nachweisbar sind.

Die Ausbreitung der Erdbebenwellen wird in der Seismik geometrisch behandelt. In der Erdbebenforschung würde dies zu Trugschlüssen führen, weil die wechselvolle physikalische Beschaffenheit des geologischen Erdrindenmosaiks nachweislich weitgehende Energieumformungen der Erdbebenwellen und Ablenkungen der Erdbebenstrahlen zur Folge hat. Wäre dem nicht so, dann ließen sich an der Hand der Theorie für sämtliche möglichen Fälle Normalbeben aufstellen, was sich in der Wirklichkeit als undurchführbar erweist. Vielmehr ändert sich für jeden Herd die Energieweiterleitung mit der Himmelsrichtung. Der Grund ist, daß beim Erdbebenkraftfeld in der Vertikalen zwei grundverschiedene Zonen (Fig. 3) streng unterschieden werden müssen:

a) Das Normalfeld der wahren Erdbebenstärken. In ihm allein erfolgt die Energieabnahme der den Herd verlassenden freien *Primärwellen* in Annäherung an die Theorie, also fast mit dem Quadrat der Entfernung, jedoch unter dem Einfluß der Gesteinsextinktion. Die Isoseisten sind kugelähnliche Flächen, und alle Strahlen glatte Kurven, ziemlich gleichwertig hinsichtlich der Absorptionsverhältnisse. Diese Zone bleibt auf das vollkristalline Grundgebirge der größeren Tiefen beschränkt.

b) Das Störungsfeld legt sich darüber. Hier gelangen die wahren Bebenstärken kaum mehr zur Beobachtung, weil die freien, primären Erdbebenwellen in *erzwungene Schwingungen* umgewandelt werden. Ursache des Störungsfeldes ist das Schollenmosaik der Sedimentgesteinswannen einschließlich tektonisch gestörter Grundgebirgskerne; in vielen Gegenden gesellen sich dazu noch tiefer liegende Zonen alt gefalteter Gesteine. Den Medien entsprechend erleidet die Ausbreitung der Erdbebenwellen weitestgehende Störungen. Im Gebiet alter Faltung nimmt die Energie quer zum Streichen schneller als in der Richtung des Faltenstreichens ab. Im Schollenmosaik verstärken sich die Störungen und nehmen einen unregelmäßigen Charakter an. Namentlich erfahren die Wellenstrahlen die mannigfaltigsten Brechungen, Beugungen und Reflexionen, was Energieverluste zur Folge hat. Sie verlaufen jetzt als unregelmäßig gekrümmte und geknickte Linien, die isoseisten Flächen sind weitgehend verbeult. Der Absorptionskoeffizient wechselt für jeden

Intensitätsradius und in dessen ganzem Verlauf. Umgekehrt kommt es an manchen oberflächennahen Stellen zur Auslösung von kinetischen Zusatzenergien (S. 736) bis zum fünfzehnfachen Betrage der theoretisch zu erwartenden Energien. Da weder das geologische noch das physikalische Störungsfeld mit den heutigen Mitteln zahlenmäßig erfaßt werden kann, lassen sich Ergebnisse der theoretischen Seismik bloß mit Vorsicht für die Erdbebenforschung verwerten.

c) Wahre und scheinbare Bebenstärken. Infolge des Störungsfeldes entsprechen die an der Erdoberfläche nachweisbaren *Bebenwirkungen* nicht den *wahren*, nach der Theorie zu fordernden Bebenstärken, ganz gleichgültig ob sie nach empirischen Skalen *geschätzt* oder *instrumentell gemessen* werden. Vielmehr sind sie bloß *scheinbare* Bebenstärken, das Gesamtergebnis aller durch die Geologie des Untergrundes bedingten Einflüsse, welche auf die Erdbebenwellen umformend eingewirkt haben.

4. **Erdbebendynamik.** *Herd* des Erdbebens ist diejenige *geologische Störungsstelle* der Erdtiefe, wo durch Massenumlagerungen potentielle Energien der Lage und Spannungen in kinetische Energie elastischer Erdbebenwellen umgewandelt werden. Die mechanische Energieumformung bewirken entweder *Stoß* oder *Bruch* oder *gleitende Reibung*. Deshalb können, wenn von magmatischen Explosivstößen abgesehen wird, Erdbeben bloß dort entstehen, wo im Herdgebiet das Gestein Elastizität besitzt und unter Spannungen steht. Die *Herdstärke* des Bebens ist ein Maß für die *Entspannung*

Tabelle 2. Entwicklung und Systematik der Erdbeben.

Tiefengeologische Vorgänge führen zur Auslösung reifer Spannungen in der elastischen Bruchzone der Erdrinde durch:				
Höhleneinsturz	Magmatische Explosion	Orogenese und Epirogenese		
		Spaltenbildung	Faltung	Verwerfung
Mechanische Wirkungen:				
<i>Stoß</i>		<i>Bruch</i> nach Ueberschreiten der Gesteinsfestigkeit durch:		<i>Gleitende Reibung</i>
von oben, Fall	von unten, Explosion	Druck, Zug, Scherung, Drillung	Biegung	auf Gleitflächen in kristallinen Gesteinskörnern
				auf Bruchflächen bei der Verschiebung von Erdrindenschollen
Erzeugung von vorübergehenden Elastizitätswellen und Erdbeben-Kraftfeldern:				
Tektonische Erdbeben 90%				
Einsturzbeben selten, 3%	Ausbruchbeben selten, 7%	<i>Bruchbeben</i> sehr selten, 1%	<i>Dislokationsbeben</i>	
			<i>Faltungsbeben</i> selten, 4%	<i>Verwerfungsbeben</i> am häufigsten, 85%
Lokal- und Kleinbeben	Lokal- und Kleinbeben	Lokal- und Kleinbeben	Lokal- und Kleinbeben	Lokal- bis Weltbeben

des Gesteins, nicht für die aufgespeicherte Energie, wie meistens behauptet wird. In der Fließzone der Erdkruste ist also, abgesehen von Explosionsbeben, die Entstehung von Erdbeben unmöglich, und unterhalb der isostatischen Ausgleichsfläche, an der das Schollenmosaik der Erdkruste nach unten abgeklungen ist, muß nach unseren heutigen Vorstellungen infolge des hydrostatischen Gleichgewichtes mechanischer Tod herrschen.

Unter diesen Umständen kommen als *Erdbebenerreger* bloß *tiefergeologische Bewegungsvorgänge* bestimmter Art in Frage; die Zusammenhänge zwischen Ursache und Wirkung zeigt Tab. 2. Als unwiderleglicher Beweis hierfür zeigt die Erdbebengeographie, daß überall auf der ganzen Welt, lokal und regional, die Erdbeben in allerersten Beziehungen zur Tektonik der Erdkruste und zu den tätigen Vulkanen stehen. So muß es auch zu allen früheren Zeiten der Erdgeschichte gewesen sein. Demnach sind die Erdbeben keine selbständigen Kraftäußerungen, sondern lediglich mechanische Auswirkungen von tiefergeologischen Vorgängen.

5. **Oertliche Erschütterungsstärken.** Einblick in das *Erdbebenkraftfeld* vermögen bloß Isochronen- und Isoseistenkarten zugewähren. Aber infolge des geologischen Störungfeldes ist dieses Bild verzerrt und nicht entzerrbar, weder durch makroseismische noch durch instrumentelle Methoden. Für die Herstellung brauchbarer Isochronenkarten versagen auch heute noch die technischen Mittel.

Die zwar altüberlieferte, aber irreführende Bezeichnung der an der Erdoberfläche beobachteten oder instrumentell gemessenen *Erdbebenwirkungen* als *Erdbebenstärken* darf nicht länger beibehalten werden. Berechtigung hat die bisherige Bezeichnungsweise bloß für das Normalfeld; aber seine Bebenstärke entzieht sich durch die Filterwirkung des Störungfeldes der experimentellen Feststellung.

a) Die Isoseistenkarten sind das wertvollste Hilfsmittel der Erdbebenforschung, trotzdem sie nur die *Erdbebenwirkungen* zur Darstellung bringen. Letztere allein sind, was von größter theoretischer und praktischer Bedeutung ist, imstande, den *Einfluß des geologischen Störungfeldes* auf die Energie-

abnahme der Erdbeben zu enthüllen. Hieraus ergeben sich durch Umkehrung u. a. Schlüsse auf *Bau und Beschaffenheit* oberflächennaher Erdkrustenteile im Schüttergebiet. Aber am wichtigsten ist die Möglichkeit, mittels der Isoseisten die Lage des *Bebenherdes* so eng zu *lokalisieren*, daß er sich als *geologische Störungsstelle* nach Art und Tätigkeit zu erkennen gibt; diesen Genauigkeitsgrad erreicht die Seismik mit ihren heutigen Mitteln nicht. Schließlich läßt sich die *Erdbebengefährdung* der einzelnen Landstriche, als Grundlage für *vorbeugende Maßnahmen gegen Erdbebenschäden*, beurteilen.

Ihre Aufgabe können Isoseistenkarten bloß dann erfüllen, wenn das Beobachtungsmaterial eines möglichst *engmaschigen Beobachtungsnetzes* ohne jegliche Retusche zur Verwendung gelangt. Dadurch kommen verwickelte Isoseistenbilder zustande. Einfache und regelmäßige Isoseistenformen, die der theoretischen Erdbebenausbreitung nahekommen, werden bloß durch Mangel an Beobachtungsstationen vorgetäuscht. Die makroseismischen Beobachtungen durch instrumentelle zu ersetzen ist praktisch undurchführbar.

b) **Wirkungskalen.** Als Grundlage der Isoseistenkarten dienen *Schätzungen* der örtlichen Wirkungsgrade mittels empirischer Skalen. Einwandfreie absolute Zahlenwerte ließen sich bis jetzt noch nicht ableiten, auch nicht experimentell; in Ermangelung eines Bessern behilft man sich mit den sog. *Cancanizahlen* (Tab. 3). Der praktische Erfolg bestätigt die theoretische Überlegung durchaus, daß die geschätzten *Relativwerte* etwa instrumentell ermittelten Zahlenwerten vorzuziehen sind und vor allem zur Lösung der Aufgabe völlig ausreichen, trotzdem in den Indikatoren, namentlich den Gebäuden, verstärkende Resonanzwirkungen auftreten. Die einzige Bedingung ist, daß die benutzte Skala genügende Wirkungsunterschiede innerhalb zulässiger Fehlergrenzen ergibt. Dieser Forderung entspricht u. a. die *Mercalliskala* in der von Sieberg umgeänderten Form; einen Auszug daraus bringt Tab. 4. Diese Skala gestattet, unter der vorgenannten Einschränkung, mit Leichtigkeit die *Anpassung* an bauliche und sonstige Eigenheiten *verschiedenster Weltgegenden*.

Tabelle 3. *Cancanis* Skala der absoluten Wirkungsstärken.

<i>Mercalli-Grade</i>	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Cancani</i> mm/sec ²	> 2,5	2,5 bis	5 bis	10 bis	25 bis	50 bis	100 bis	250 bis	500 bis	1000 bis	2500 bis	5000 bis
Desgl. Mittel nach <i>Gassmann</i>	.	3,4	7,3	15,8	34,0	73,2	160	340	750	1580	3400	7320

6. **Untergrund und Bebenwirkungen.** Von praktischer Bedeutung für Geologie und Volkswirtschaft ist die aus genauen Isoseisten-

karten abgeleitete Erkenntnis, daß und aus welchen Gründen bestimmte Untergrundverhältnisse die örtlichen Bebenwirkungen,

Tabelle 4. Vereinfachte Mercalli-Sieberg-Skala der Erdbebenwirkungen.

Kennzeichen	Grade	
Bloß instrumentell nachweisbar	I	
Gefühlt {	vereinzelt, in Ruhe, in oberen Stockwerken	II
	von Wenigen, in Häusern	III
	zahlreich in Häusern, vereinzelt im Freien	IV
	von Allen, in Häusern und im Freien	V
Erwachen {	vereinzelt	IV
	Schlafender } zahlreich	V
Flucht {	vereinzelt	IV
	zahlreich	V
Klirren von Fenstern, Krachen von Türen u. dgl.	IV	
Pendeln frei hängender Gegenstände	V	
Ertönen von {	an Uhren	V
	Glocken { kleinen	VI
	großen	VII
Umfallen von {	vereinzelt, kleine Gegenständen } zahlreich, große	V
Herabfallen von {	Dachpfannen } vereinzelt	VI
	Schornsteinen } zahlreich	VII
<i>Normale Steinbauten.</i>		
Schäden {	leicht, vereinzelt	VI
	mäßig, zahlreich	VII
Zerstörungen größerer Gebäudeteile {	vereinzelt	VII
	an mehr als 1/4 aller Gebäude	VIII
	an mehr als 1/2 aller Gebäude	IX
	an sämtlichen Gebäuden	X
Einstürze {	vereinzelt	VIII
	mehr als 1/4 aller Gebäude	IX
	„ „ 1/2 „ „	X
	sämtlicher Gebäude	XI
Einsturz sämtlicher Bauwerke jeglicher Art bis auf die Fundamente	XII	

also die *scheinbaren* Bebenstärken verändern (Fig. 4), vor allem die Gefährdung von Bauwerken, auch der angeblich bebensicheren, steigern.

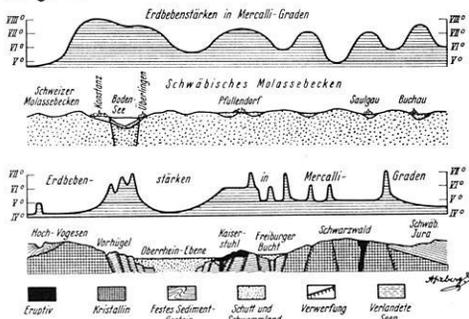


Fig. 4. Beziehungen von Erdbebenwirkungen zu Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik. Mitteleuropäisches Erdbeben vom 16. November 1911.

a) Gesteinsbeschaffenheit. Fest und unzersetz an der Erdoberfläche zutage liegende Felsmassen, die *gewachsenen Gesteine*, sind die unge-

fährlichsten, weil die in ihnen auftretenden Bebenwirkungen noch am ehesten als die wahren Stärken gelten dürfen. Wie die Erfahrung lehrt, vermögen die wahren Bebenstärken selbst im Epizentralgebiet schwerster Erdbeben bloß unbedeutende Gebäudeschäden hervorzubringen. Vor allem gilt dies bei Quarziten, Kieselschiefern, Marmoren sowie massigen Kalken und Dolomitgesteinen als Baugrund. Alle übrigen, auch die Eruptivgesteine und Kristallinen Schiefer, neigen zur Verwitterung, wodurch ein Gefahrmoment bis zu drei Mercalligraden geschaffen wird.

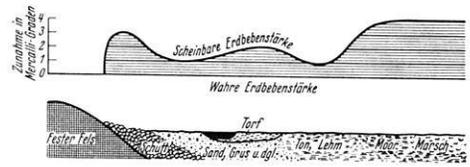


Fig. 5. Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die Erdbebenwirkungen.

Als *gefährlich* ohne Einschränkung erweisen sich alle *Locker- und Schwemmlandböden* (Fig. 5), also auch die vorgenannten Verwitterungsböden, weil in ihnen durch Resonanzen und ganz besonders durch gravitationale Massenumlage-

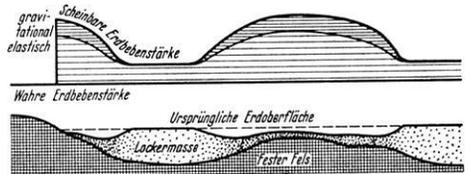


Fig. 6. Abhängigkeit der Erdbebenwirkungen von gravitationalen Massenverlagerungen in lockeren Böden.

rungen kinetische *Zusatzenergien* ausgelöst werden. Je eckiger und größer die Gesteinstrümmer und damit die Porenvolumen sind, desto stärker können sie zusammensacken (Fig. 6), z. B. der Schutt alter Siedlungen im Untergrund neuer.

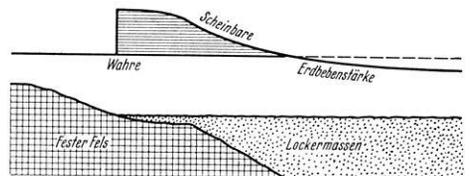


Fig. 7. Abhängigkeit der Erdbebenwirkungen von der Mächtigkeit der Lockermassen.

Auch Durchwässerung des Bodens steigert die Gefährlichkeit. Letzten Endes wirkt die Mächtigkeit der Lockermassen ausschlaggebend (Fig. 7). Wo Lockermassen in dünner Schicht dem Felsgestein aufliegen, werden die Bebenwirkungen besonders groß; hingegen tritt bei bedeutender Mächtigkeit sogar Abschwächung durch Energieabsorption ein.

Einzelne von diesen Erfahrungstatsachen haben unlängst bereits ihre experimentelle Bestätigung derart gefunden, daß in bestimmten

Bodenarten bei gleicher Erregungsstärke teils andere Perioden, teils andere Amplituden der Schwingungen auftreten.

b) Tektonik. In besonders labilen *Verwerfungen* können auftretende Erdbebenwellen Spannungen vorzeitig zur Auslösung bringen. Diese *dynamisch* gewonnenen kinetischen Zusatzenergien erhöhen vor allem die örtliche, daneben auch die regionale Bebenwirkung. Denn jetzt ist die Verwerfung gewissermaßen zu einem sekundären Bebenherd geworden, der bei Rاندlage im normalen, d. h. nach der Theorie zu erwartenden Schüttergebiet die tatsächliche Grenzisoseiste entsprechend nach außen vorschiebt (Fig. 8). In anderen Fällen bleibt die Wirkungszunahme auf die engste Umgebung der Verwerfung beschränkt. Dann darf an *statische* Beeinflussung gedacht werden vielleicht derart, daß die freien Klufflächen in größeren Amplituden schwingen. Dies gilt vor allem für Bruchstörungen sehr großer Länge (z. B. San Andreasverwerfung in Kalifornien mehr als 600 km), die immer wieder die Bebenenergie besonders gut fortleiten. Ausfüllung der Spalten

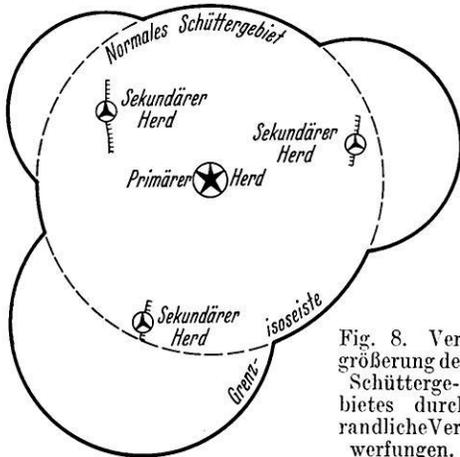


Fig. 8. Vergrößerung des Schüttergebietes durch rاندliche Verwerfungen.

wirkt je nach den Umständen verschieden; die Bebenwirkung kann sowohl zu- als auch abnehmen.

Faltentektonik macht sich bloß schwach und regional bemerkbar. Im Faltenstreichen pflanzt sich erfahrungsgemäß die Erdbebenenergie weit besser fort als senkrecht dazu. Eine befriedigende physikalische Erklärung hierfür fehlt noch.

7. *Verhütung von Gebäudeschäden.* Bei Erdbeben schwingen infolge von Phasenverschiebungen und Resonanzen die einzelnen Gebäudeteile in verschiedener Richtung und Stärke; es entstehen also mannigfache Zusatzspannungen in den Konstruktionsteilen. Wo die Kohäsion überwunden wird, zuerst an den schwächsten Stellen, kommt es zu Zerreißen; herabstürzende Gebäudeteile verursachen weitere Zerstörungen. Nach Konstruktion und Material unzweckmäßige Bauwerke leiden selbstverständlich am schwersten. Weit verderblicher als Vertikalstöße wirkt horizontales Rütteln (Fig. 9).

a) *Bauweise.* Die sog. *erdbebensicheren* Bauweisen wollen durch besondere Seitensteifigkeit der Gebäude jene Zusatzkräfte unschädlich machen, die Gebäudeteile auseinanderzureißen

trachten. Voraussetzung hierfür wären Kenntnis von Richtung und absoluter Größe jener Zusatzkräfte sowie das Fehlen von gravitationalen Umlagerungen im Untergrund, die sich außerordentlich folgenschwer auswirken. Leider entziehen sich diese sämtlichen Faktoren jeglicher Schätzung. Infolgedessen kann *Erdbebensicherheit bestenfalls bloß für Gebäude auf gewachsenem, gesundem Gestein gewährleistet werden*, also nur in seltenen Ausnahmefällen.

Davon abgesehen dienen folgende *Maßnahmen allgemeiner Art* zur Erhöhung der Erdbebensicherheit: Möglichst starre Verbindung des Fundaments mit dem Untergrund. Sorgfältigste Bauausführung mit einwandfreiem Material. Absicherungsfeste Verbindung zwischen Oberbau und Fundament, das allen Beanspruchungen gewachsen sein muß. Massive Außenwände mit wenigen Fenstern und Türen, dagegen nichttragende und

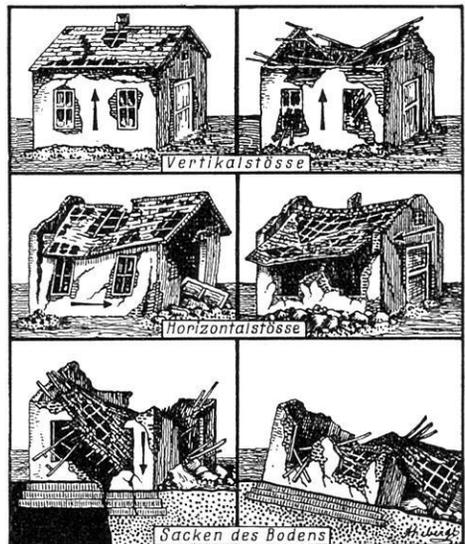


Fig. 9. Grundformen der Gebäudezerstörung durch Erdbeben.

möglichst leichte Zwischenwände. Widerstandsfähige, als starke Scheiben wirkende Zwischendecken. Leichte Dächer unter Vermeidung von Ziegel- und Schieferdeckung. Alle diese Maßnahmen können aber völlig bedeutungslos werden, wenn nicht gleichzeitig für ausreichenden Schutz gegen *Feuersgefahr* gesorgt wurde.

Hinsichtlich der *Widerstandsfähigkeit der gebräuchlichsten Bauweisen* gegen Erdbeben ergeben sich, im Einklang mit der Theorie, folgende praktische Erfahrungen: *Holzbauten* mit dreieckiger Verstrebung bewähren sich gut und sind wirtschaftlich, abgesehen von der großen Feuersgefahr; aber völlig versagt rechteckige Konstruktion des Rahmenwerks (Amerika, Japan). *Steinbauten* (Ziegel, Bruchstein) leisten selbst bei sorgfältigster Ausführung wenig Widerstand, es sei denn, daß durch dicke Mauern, Gewölbe u. dgl. unwirtschaftlicher Materialaufwand getrieben wird. *Eisenfachwerkbauten* genügen weitgehenden Ansprüchen, vorausgesetzt, daß nicht über-schlanke Säulen verwendet werden; außerdem sind sie billig und schnell erstellbar. *Eisenbeton-*

bauten mit Rahmenkonstruktion eignen sich am besten, während *Skelettbauweise* in Eisenbeton meistens völlig versagt.

b) Bodenbeschaffenheit. Für Gebäude auf schlottenreichen Kalken, auf dünnen, mit Tonen oder Letten wechsellagernden Kalksteinbänkchen sowie in sämtlichen Locker- und Schwemmlandböden, namentlich bei Wasserdurchtränkung, gibt es *überhaupt keine erdbebensicheren Baumöglichkeiten*. Tone können in der trockenen Jahreszeit ganz ungefährlich sein, um so gefährlicher sind sie nach Regenfällen. Dies alles gilt schon für die Ebene und verschärft sich außerordentlich bei Hanglagen.

Das größte Gefahrmoment der vorgenannten Baugründe bilden nicht die verstärkenden Resonanzen, sondern die *gravitationalen Massenumlagerungen* (Fig. 6 u. 9). Schon ungleichmäßiges Zusammensacken des Untergrundes ruft in den verschiedenen Gebäudeteilen folgeschwerste Zugspannungen hervor, deren Richtung und Stärke sich nicht vorausbestimmen läßt. Aber beim Schiefstellen von Gebäuden in weichem Schlamm- boden, beim Aufreißen von Bodenspalten und beim Abgleiten an Hängen versagt jedes menschliche Können.

c) Vorbeugende Maßnahmen vermögen die verderblichen Wirkungen schwerer Erdbeben zwar nicht völlig zu verhindern, aber immerhin ganz erheblich einzuschränken. Dabei bildet, im Gegensatz zu weit verbreiteter Meinung, die *Auswahl zweckmäßiger Baugründe das ausschlaggebende Moment*, während der Bauweise bloß sekundäre Bedeutung zukommt. Ueberlegungen nach Art der vorstehenden lehren, wie bei städtischen Bebauungsplänen und der Errichtung von Ingenieurbauten, vor allem labile Verwerfungen und die gefährlichsten Baugründe gemieden werden können, zumal dann, wenn diese sich schon in Isoseistenkarten früherer Beben herausgehoben haben. *Erdbebengeographische* Untersuchungen nach der Kraffteldmethode müssen die weiteren Unterlagen liefern. Dann erst tritt die Bauweise in ihre Rechte. Unbedingt zu fordern ist eine den Umständen angepaßte *zweckmäßige Bauausführung*, die sich, wie wir sahen, z. T. schon mit recht einfachen Mitteln erzielen läßt; sie muß *überall* streng durchgeführt werden, weil minderwertige Gebäude bei ihrem Einsturz einwandfreie der Nachbarschaft in Mitleidenschaft ziehen würden. Sehr zu bezwei-

feln ist, daß sich vom wirtschaftlichen Standpunkt aus *erhebliche* Mehrausgaben für eine allgemeine Durchführung *angeblich erdbebensicherer* Bauten lohnen würden, die ja keine unbedingte Sicherheit gewährleisten können. Wohl in den meisten Fällen wird man kostspielige Konstruktionen dieser Art bloß lebenswichtigen Zweckbauten vorbehalten dürfen.

d) Schäden in Bergbaugegenden. Bodenveränderungen in Bergbaugegenden mit ihren Gebäudezerstörungen beruhen, auch wenn sie erschütterungslos verlaufen, auf Massenumlagerungen in der Erdrinde, die in Mechanismus und Wirkung größte Ähnlichkeit mit Einsturzbeben haben. Erfahrungsgemäß, aber entgegen weit verbreiteter Ansicht, ist nicht immer der Bergbau unmittelbar oder mittelbar Schuld an den Schäden. Bei der Klärung der Schuldfrage wird meistens die sinngemäße Anwendung von makroseismischen Untersuchungsmethoden eine unabweisbare Notwendigkeit sein. Erst wenn die Ursache einwandfrei geklärt ist, kann nach den vorgenannten Gesichtspunkten an Maßnahmen zur Verhütung weiterer Schäden gedacht werden.

8. **Kraftquelle.** Jeder Erdbebenherd besitzt seinen besonderen *Charakter* (Tab. 5). Arbeitsleistung, Tiefe und Dimension des Herdes bestimmen das Normalfeld. Die Ausbildung des makroseismischen Schüttergebietes wird bis ins einzelne, diejenige des mikroseismischen Schüttergebietes mit wachsender Entfernung immer weniger vom Störungsfeld vorgeschrieben. Aber regionale Ungleichheiten der Erdrinde, vor allem der Gegensatz zwischen Kontinentalblöcken und Meeresböden, kommen erfahrungsgemäß auch im mikroseismischen Schüttergebiet instrumentell zum Ausdruck.

Ähnlichkeitssatz der Bebenwirkungen. Die Abhängigkeit der Bebenwirkungen von den geologischen Untergrundverhältnissen geht so weit, daß der gleiche Landstrich bei Beben verschiedener Herde ein ähnliches Isoseistenbild zeigt. Bloß hebt sich die Nachbarschaft des jeweiligen Herdes durch höhere Wirkungsgrade heraus.

Tabelle 5. Charakterklassen der Erdbeben in ihrer Abhängigkeit von der Kraftquelle.

Charakterklasse	Reichweite km		Seismogramm in äußerster mikro- seismischer Reich- weite	Wirkungs- grad am Epizentrum	Herd		
	makro- seis- misch	mikro- seis- misch			Energie	Größe	Tiefe
1. Lokalbeben	unter 100	unter 500	Orts- oder Nah- beben	unter VIII	gering	gering	sehr gering
2. Kleinbeben	unter 300	unter 5000	Nahbeben oder mittelweites Beben	VII—X VI—VIII	mäßig zieml. groß	mäßig mäßig	gering mäßig
3. Mittelbeben	unter 500	unter 10000	Fernbeben	VII—X	groß	groß	mäßig
4. Großbeben	unter 1000	unter 18000	Weites Fernbeben	VIII—XII	sehr groß	groß	groß
5. Weltbeben	über 1000	über 18000	Weites Fernbeben	X—XII	sehr groß	sehr groß	sehr groß

a) **Arbeitsleistung.** Durch Ueber-schlagsrechnungen, denen wenigstens infor-matorische Bedeutung nicht abgesprochen werden soll, sind bis jetzt Arbeitsleistungen von Erdbeben festgestellt worden, die zwischen $1,1 \times 10^{20}$ bis $1,9 \times 10^{25}$ Erg oder zwischen 15 Milliarden und 2700 Billionen PS schwanken. Diese Zahlenwerte machen es begreiflich, daß trotz der großen Wärmeentwicklung, die eine notwendige Folge der geologischen Massenumlagerungen im Herde ist, noch genügend Energie für elastische Schwin-gungen übrig bleibt, um selbst die schwersten Verheerungen anzurichten und die Seismo-meter der ganzen Welt in Bewegung zu setzen.

b) **Tiefe.** Theoretisch wachsen, nach dem *v. Lasaulx'schen Herdgesetz*, bei gleicher Herdstärke Schüttergebiet und Epizentral-stärke mit abnehmender Herdtiefe, während bei gleicher Stärke im Epizentrum mit wach-sender Tiefe Schüttergebiet und Herdstärke zunehmen. Aber in der Wirklichkeit werden diese Verhältnisse sehr weitgehend und außer-dem in völlig unkontrollierbarer Weise vom Filter des geologischen Störungsfeldes, das die Erdbebenwellen durchlaufen müssen, beein-flußt. Infolgedessen haben die von der Seis-mik errechneten Zahlenwerte leider so gut wie keine natürliche Bedeutung.

Ganz allgemein läßt sich bloß folgendes sagen: Die Herdtiefen schwanken je nach den Umständen zwischen wenigen hundert Metern und höchstens einigen Zehnern von Kilome-tern. Einsturz- und Ausbruchsbeben haben Herde ganz nahe der Erdoberfläche; bei letz-teren rücken die Herde sogar bis in die der Erdoberfläche aufgesetzten Vulkanberge vor. Die meisten Bruchdislokationen reichen nicht besonders tief. Für Mittelbeben dürfte die Herdtiefe wohl nicht über vereinzelte Kilo-meter hinausgehen, zumal bei übernormaler Größe des Schüttergebietes nach Fig. 8. Selbst bei Weltbeben ist anzunehmen, daß die überhaupt möglichen größten Herdtiefen, die etwa 50 km kaum überschreiten werden, bloß auf vereinzelt Gegenden, vor allem auf die gewaltigen Randbrüche des Pazifischen Oze-ans beschränkt bleiben. Neuerdings haben seismische Berechnungen auch Herdtiefen von 300—400 km ergeben. Sollte es sich erweisen, daß diese der Größenordnung nach den Tat-sachen entsprechen, dann müßte es wohl noch magmatische Beben unbekannter Art geben.

c) **Dimensionen.** Entsprechend den ver-schiedenen geologischen Möglichkeiten für die Entstehung der Erdbeben wechseln die Di-mensionen der Bebenherde (Fig. 10). *Punkt-herde* traten bei Einsturz- und Ausbruchs-beben auf. *Linienherde* entsprechen dem ver-schiebungslosen Aufplatzen von Faltungs-brüchen, unter Umständen auch vulkanischen Spalteneruptionen. *Flächenherde* entstehen

sowohl beim Aufreißen einer tiefergehenden Spalte als auch vor allem auf der Rutsch-fläche einer tätigen Verwerfung. Wird statt einer Einzelverwerfung eine Verwurfszone, ein ganzes Schollengebiet von gleitenden Ver-schiebungen befallen, dann handelt es sich um einen *Raumherd*. Die Schollenbewegungen in Raumherden verursachen jene Erscheinun-gen, die fälschlich als sog. Zwillingssbeben mit angeblich zwei oder mehr getrennten Herden aufgefaßt werden.

Theorie und Praxis berechtigen zur An-nahme, daß beim Erdbeben der Anstoß stets von einer eng begrenzten Stelle des Herdes, dem als punktförmig behandelten *Hypozen-trum* ausgeht. Erst allmählich, höchstens mit der Longitudinalwellengeschwindigkeit im betreffenden Gestein, werden entferntere Spaltenteile oder benachbarte Schollen in die Bewegung hineingezogen, die zur Auslösung von Erdbebenenergie führt. Die Annahme eines punktförmigen Hypozentrums ist also selbst dann berechtigt, wenn sich eine Hun-derte von Kilometern lange Spalte oder ein

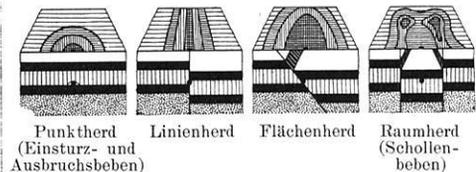


Fig. 10. Beziehungen zwischen Bebenherd und Epizentralgebiet.

Verwurfsnetz von vielen Quadratkilometern Oberfläche im pleistoseisten Isoseistenbild heraushebt.

d) **Epizentralgebiet und Herd.** Der unbefangene Beobachter betrachtet als Aus-gangsstelle des Erdbebens die am stärksten und auch am ersten erschütterte Zone des Schüttergebietes an der Erdoberfläche mit der punktförmig angenommenen Rechnungsgröße des Epizentrums. Nach der herrschenden An-sicht liegt ungefähr senkrecht unter dem pleistoseisten Gebiet der Herd und unter dem Epizentrum das Hypozentrum. Dem entspricht die Erfahrungstatsache, daß sich aus dem Isoseistenbild das Epizentralgebietes meistens Schlüsse auf Gestalt und Beschaffenheit des Herdes ziehen lassen, die mit bekannter Geo-logie des Untergrundes gut übereinstimmen. Demnach muß angenommen werden, daß auf dem kürzesten Wege, bis zum Epizentralge-biet, und bei der dortigen Steilheit der Stoß-strahlen selbst im Störungsfeld die Energie-streuung noch recht gering ist. Fig. 10 zeigt schematisch die Beziehungen des epizentralen Isoseistenbildes zu den Herddimensionen. Dabei muß allerdings beachtet werden, daß auch eine nahezu senkrecht einfallende Ver-werfung (Saigersprung) einen Linienherd vor-

zutauschen vermag. Es erweist sich aber meistens als recht schwierig, in einer Verwerfungszone die Herdverwerfung zu ermitteln.

9. **Erregungen des Wassers.** Unmittelbar prägen Erdbeben dem Wasser bloß erzwungene Elastizitätsschwingungen auf. Hingegen sind sämtliche Verschiebungen von Wassermengen sekundäre Erdbebenwirkungen, verursacht durch Gesteinsumlagerungen mannigfacher Art an oder nahe der Erdoberfläche.

a) **Seebeben.** Infolge seiner geringeren Zusammendrückbarkeit verhält sich das Wasser kurzperiodischen Stößen gegenüber wie ein volumelastischer Körper. Es können also dem Wasser vom Boden aus elastische Longitudinalwellen aufgeprägt werden, aber wegen der fehlenden Formelastizität keine transversalen Elastizitätswellen. Die ersteren sind fühlbar, aber nicht sichtbar. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 1460 m/sec im Wasser ist erheblich kleiner als diejenige in den meisten Gesteinen; mithin verlaufen im Wasser die Stoßstrahlen nahezu vertikal, d. h. im ganzen Schüttergebiet der Seebeben sind Vertikalstöße das Normale. Weniger rein als im offenen Ozean pflegen diese Vorgänge in Seen und Flüssen zu verlaufen.

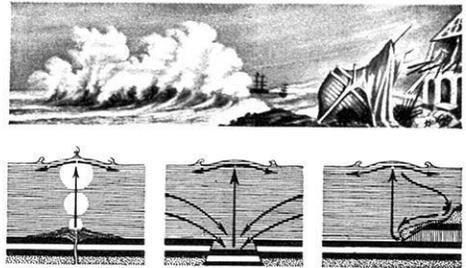
b) **Seismische Wogen** bilden eine Gruppe von 1—3 Riesenwellen von mindestens 150 km, häufig mehr als 500 km und vereinzelt sogar 1000 km Länge, die mit Geschwindigkeiten um 200 m/sec herum ganze Ozeanbecken durchheilen. Zwar ist ihre Höhe am Ausgangsort und auf der Hochsee gering, meistens dürfte sie wohl kaum 1 m erreichen. Aber durch Aufstau über geringer Wassertiefe steigert sich die Wellenhöhe ganz bedeutend, bis zu 40 m im bisher bekannten Höchstfalle, und nimmt dabei besonders in den Strandzonen den gefährlichen Charakter von sich überstürzenden Brechern und Brandungswogen an. Andererseits gewährt die Schattenswirkung vorspringender Küstenformen den dahinter liegenden Küstenabschnitten Schutz.

Im Gegensatz zu den Windwellen, bei denen bloß die Form fortschreitet, wandert bei den Uebertragungswellen der Seismischen Wogen eine Wassermenge vom Ausgangsort zu einer anderen Stelle. Dabei findet eine Umformung der freien Wellen derart statt, daß ein Wellental voranschreitet, wie sich denn auch das Wasser zuerst von der Küste weit hinter den Ebbstrand zurückzieht, bevor die Welle hereinbricht. Sowohl der Seebebenstoß als auch das Erdbeben auf dem Lande geht der Seismischen Woge stets bis zu Viertelstunden voraus.

Die Entstehungsursachen sind verschiedener Art (Fig. 11). Submarine Vulkanausbrüche können einer Wassersäule derartigen Auftrieb erteilen, daß eine *Ausbruchswoge* zustande kommt; dann krönt eine aufliegende Wassergerbe die schildförmige Meeresauf-

wölbung über dem Entstehungsort. Bei *Einbruchswogen* stürzen entsprechende Wassermassen in größere Vertiefungen nach, die plötzlich auf dem Meeresgrund entstehen, und zwar können entweder Dislokationsklüfte und Scholleneinbrüche tektonischer Art oder Sprengtrichter vulkanischer Explosionen die Ursache sein. Nach Häufigkeit und Stärke überwiegen die *Abgleitwogen*. Für sie ist Bedingung, daß ein Erdbeben submarine Erdbeben an steilem Hang, vor allem in einem Tiefseeegraben auslöst. Der Bebenherd braucht, entgegen der bisherigen Ansicht, nicht submarin zu sein, sondern liegt nachgewiesenermaßen häufig auf dem festen Lande, bis zu mehr als 100 km von der Küste entfernt. Die Stoßkraft derart abgleitender Erdmassen kann außerordentlich groß werden.

Entsprechende Vorgänge von ganz untergeordneter Bedeutung werden auch in *Flüssen* und *Seen* beobachtet, wobei sich in abgeschlossenen Becken mitunter Erscheinungen nach Art der Seiches herausbilden.



Ausbruchswoge. Einbruchswoge. Abgleitwoge.
Fig. 11. Entstehungsarten der Seismischen Wogen.

c) **Hydrographische Veränderungen** auf dem festen Lande bei Erdbeben sind eine Folge von tieferegreifenden Umgestaltungen in den obersten Erdschichten. In Spaltengebieten werden Wasserläufe abgelenkt oder zum Versickern gebracht, Seen und Sümpfe trocken gelegt. Erdbeben dämmen durch Verstopfung ganze Flußläufe ab und bedingen so die Entstehung von Wasserfällen, Seen, Ueberschwemmungen und Sümpfen. Letztere führen in heißen Gegenden als Brutherde krankheitserregender Insekten leicht zu Epidemien, vor allem von Malaria. Auch die Grundwasserbewegungen pflegen nicht unbeeinflusst zu bleiben, was sich häufig an der Erdoberfläche auswirkt, zumal wenn das Grundwasser unter höherem hydrostatischem Druck steht. In letzterem Falle ergibt sich mitunter eine erhebliche Fernwirkung, die bis über 200 km Abstand nachgewiesen werden konnte. Wirtschaftliche Bedeutung erlangen Aenderungen von Quellschüttungen nach Menge, Mineralgehalt und Temperatur.

10. Einsturzbeben (Fig. 12) sind von ganz untergeordneter Bedeutung. Sie mögen etwa 3% aller vorkommenden Erdbeben ausmachen und wohl kaum einmal Lokalbebencharakter überschreiten. Die Stärke der Erschütterung bleibt stets sehr gering. Etwaige Gebäudeschäden werden fast stets von Spaltenbildungen und sonstigen Einschiebebewegungen unter den Fundamenten im Senkungsfeld der Zerrüttungszone verursacht, die sich im Hangenden das Herdes auszubilden pflegt.

Ursache der Einsturzbeben ist der plötzliche Zusammenbruch natürlicher Hohlräume in der Erdtiefe, Schwingungserreger die Stoßwirkung der fallenden Gesteinsmassen. Ist der Höhlenboden geneigt, dann schließt sich ein unterirdischer Felssturz mit seinen gleichfalls schwingungserzeugenden

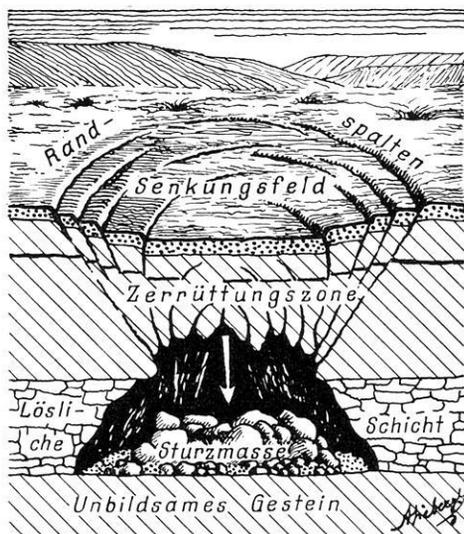


Fig. 12. Einsturzbeben.

Wirkungen an. Bisweilen erfolgt der Zusammenbruch in einem Mal, aber häufiger verursachen aneinander gereihte Teileinstürze einen Bebenschwarm. Große Fallhöhe kleiner Sturzmassen (Karsthöhlen) kann dieselbe Bebenenergie erzeugen wie geringfügiges Durchsacken von ausgedehnten Deckgebirgsplatten (schichtförmige Salzlager). Die Herdtiefen müssen sehr gering sein, weil in größerer Erdtiefe wegen des Belastungsdruckes ausgedehntere Hohlräume nicht vorkommen können. Selbstverständlich vollzieht sich langsames Zuwachsen eines Hohlraumes, das in der Natur vorwiegend, erschütterungslos.

Entstehung, Erweiterung und schließlich ungenügende Stützung unterirdischer Hohlräume geht in den weitaus häufigsten Fällen auf das in der Erdrinde zirkulierende Wasser zurück, das leicht lösliche Gesteine fort-schafft. Hierdurch verursachte Erdbeben

werden als *Auswaschungsbeben* bezeichnet. Unter den leicht löslichen Gesteinen stehen Steinsalz, Gips und Anhydrit obenan. Abgesehen von Salzhorsten sind sie meistens in weiten Flächen gelagert, z. B. in der Zechsteinunterlage Mitteleuropas, so daß die Auslaugung durch das Grundwasser in der Horizontalen erfolgt. Dagegen arbeiten in schlot-reichen Kalkstein- und Dolomitgebirgen, also hauptsächlich in verkarsteten Gebieten, die auswaschenden Sickerwässer durch Erweiterung von Klüften in die Tiefe. Nicht jedes Kalk- und Dolomitgestein ist höhlenführend. Neben der leichten Löslichkeit bildet das Vorhandensein von schwer löslichen und unbildsamen Felsmassen im Hangenden und Liegenden der löslicheren eine unerläßliche Vorbedingung; Sand, plastische Tone u. dgl. im Hangenden lassen nämlich keinen Hohlraum aufkommen, weil sie so schnell nachdrängen, wie die Auflösung erfolgt. Gefördert wird Höhlenbildung durch Zerklüftung des Gesteins, weshalb der größte Teil der Auswaschungsbeben an verkarstete Landstriche gebunden bleibt. Heftige Regengüsse können mit zur Auslösung von Auswaschungsbeben beitragen, wie auch Dislokationsbeben in stark unterhöhlten Gebieten Zusammenbrüche vorzubereiten vermögen.

Wenig Beachtung haben bis jetzt die gar nicht so seltenen *vulkanischen Einsturzbeben* gefunden, für die die Magmaförderung bei Vulkanausbrüchen den erforderlichen Hohlraum schafft. Trotzdem es sich hier um Gesteinsausräumung von oftmals vielen Kubik-kilometern handelt, liegen wegen der Starrheit des Hangenden die Verhältnisse viel ungünstiger als bei Auswaschungsbeben. Deshalb dürften wir hauptsächlich für jene tätigen Vulkan mit Einsturzbeben zu rechnen haben, wo Verwerfungstäler u. dgl. innere Zusammenbrüche zu erkennen geben.

11. *Vulkanische Ausbruchsbeben* spielen, im Gegensatz zu weit verbreiteter Meinung, gleichfalls eine sehr bescheidene Rolle. Vor allem bleiben sie auf Vulkane beschränkt, die in Tätigkeit sind oder treten, während sich sog. kryptovulkanische Beben, die Folge von mißglückten Lavadurchbruchversuchen, praktisch nicht nachweisen lassen. Die Häufigkeit der vulkanischen Bebenperioden, ohne Rücksicht auf die Einzelstöße der Bebenschwärme, kann mit etwa 7% aller vorkommenden Erdbeben bewertet werden. Ganz überwiegend handelt es sich um schwache Bodenerschütterungen mit winzigsten Schüttergebieten; schadenbringende Lokalbeben treten schon recht spärlich auf, und Kleinbeben mit mäßigen Zerstörungen gehören zu den Seltenheiten.

Sämtliche Vulkanausbrüche werden von Erdbeben eingeleitet und begleitet selbst dann, wenn unzulängliche Beobachtungsmöglich-

keit das Fehlen von Erdbeben vortäuscht. Erdbebenerzeuger sind die plötzlichen Stoßwirkungen vulkanischer Explosionen gegen die Gesteinsdecke infolge von stürmischer Entgasung glutflüssiger Lava im Endstadium ihres Vorrückens gegen die Erdoberfläche. Denn bloß in den allerobersten Erdschichten werden die chemisch-physikalischen Vorbedingungen hierfür, vor allem ausreichende Druckentlastung und Abkühlung erfüllt. Bebenherd ist die *Explosionsstelle*. Je größer der Widerstand war, der durch die Explosion gebrochen wurde, desto größer wird auch deren Heftigkeit; in dem Maße aber, wie die Gaswege freier werden, flauen die Explosionen ab. Mit der Entgasung erschöpft sich der kinetische Energiegehalt der Lava, die Eruption geht zu Ende.

Der Widerstand, den die Gase unter Erdschichten zu brechen haben, ist zweierlei Art. Im vorbereitenden Stadium eines Vulkanausbruchs muß ein Eruptionsschlot erst

Stunden oder allerhöchstens ganz wenigen Tagen eine Eruption beginnt. Der Moment des Durchbruchs der vulkanischen Stoffe an die Erdoberfläche pflegt mit besonders kräftigen Erdbeben verknüpft zu sein.

b) Begleitende Ausbruchsbeben. Mit dem Beginn der *sichtbaren Ausbruchserscheinungen* ändert sich das Bild von Grund auf. Ausschlaggebend ist nicht der Lavaerguß, sondern die unregelmäßige Aufeinanderfolge von Explosionen verschiedener Stärke und Herdtiefe. Den Grundzug der Erdbebentätigkeit bildet ein unaufhörliches Bodenzittern, das zeitweise bloß in unmittelbarer Umgebung der Ausbruchsstelle gefühlt werden kann. Hierfür reicht schon die Reibung an den Schollenrändern aus, die die ruhig, mit 10 bis 25 m/sec ausströmenden Gase verursachen (Entgasungsbeben). In das Zittern mischen sich vereinzelte kräftigere und weiterreichende Stöße im Gefolge von sichtbaren Explosionen (Explosionsbeben). Je näher die Explosionspunkte der Erdoberfläche liegen, desto schwächer sind Explosion und Beben, desto kleiner das Schüttergebiet und desto lauter die Detonation. Mitunter werden auch bedeutendere Erdbeben verspürt ohne wahrnehmbare Änderungen der eruptiven Tätigkeit; dann muß der Explosionspunkt in großer Tiefe des Vulkanbaus oder gar in dessen Untergrund gesucht werden (Tiefenbeben). Die heftigsten Erdbeben der ganzen Ausbruchsperiode pflegen bei Flankenausbrüchen mit dem Aufreißen der Eruptionsspalte verknüpft zu sein. Bei Gipfelausbrüchen aber scheinen sie in einen späteren Abschnitt zu fallen, nachdem in einer Ruhepause die zusammenbrechenden Kraterwände den

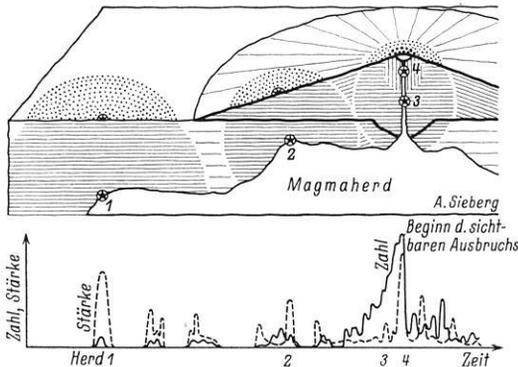


Fig. 13. Vorbereitende Ausbruchsbeben

geschaffen werden und zwar entweder in noch unberührtem Gelände oder in einem alten, jedoch verstopften Schlot. Während des Ausbruchs aber handelt es sich bloß um die gewaltsame Beseitigung von Hindernissen für den Gasabzug im Schlot.

a) Vorbereitende Ausbruchsbeben (Fig. 13). Wenn ein Vulkan in Tätigkeit tritt, ist man geneigt, selbst solche Erdbeben, die vielleicht ein Jahr oder noch länger zurückliegen, hierzu in Beziehung zu setzen. In Wirklichkeit aber beginnen die Vorboten normalerweise frühestens wenige Wochen vor dem sichtbaren Beginn der Eruption. Für diese vereinzelten Erdstöße, die selbst bei geringer Stärke verhältnismäßig umfangreiche Schüttergebiete haben können, liegt der Herd noch am tiefsten, unter Umständen sogar abseits vom Berge. Sobald sich aber ein Erdbebenschwarm mit dicht aufeinander folgenden Einzelstößen einstellt, zumal wenn er auf den Vulkanberg selbst beschränkt bleibt, muß damit gerechnet werden, daß innerhalb von

Schlot verstopft haben.

12. Tektonische Erdbeben überwiegen in jeder Hinsicht so sehr, daß neben ihnen die anderen Bebenarten fast bedeutungslos erscheinen. Nicht weniger als 90% der überhaupt vorkommenden Erdbeben gehören ihnen an. Sämtliche Stärkegrade, Herdtiefen und Charakterklassen sind vertreten; vor allem müssen die Groß- und Weltbeben ausnahmslos dieser Bebenart zugerechnet werden.

Die tektonischen Druck- und Zugkräfte der Erdrinde versuchen, Gesteinsmassen unter Lagerungsstörungen (*Dislokationen*) einem veränderten, entweder verengten oder erweiterten Raume einzupassen. Bestimmt wird der Ablauf von Dislokationsvorgängen durch zwei Grundgesetze:

1. *Tektonisches Volumengesetz*: Innerhalb des Raumes, den die Dislokation ergreift, bleibt das Volumen der dislozierten Masse *unverändert*. Mithin muß jede Massenverlagerung durch eine entgegengesetzt verlaufende kompensiert werden.

2. *Tektonisches Arbeitsgesetz*: Entsprechend dem *Fermatschen Satz* folgen die von tektonischen Kräften ausgelösten Bewegungen nach Richtung, Geschwindigkeit und Form dem jeweils geringsten Widerstand. Es kommt also in einem von wachsender Spannung beanspruchten Gesteinskörper jene Dislokationsform zustande, die am *bequemsten* vonstatten geht, sobald unter den gegebenen äußeren Bedingungen die wirksame Kraft hierfür eben ausreicht. Bestimmend wirkt die *Gesteinsmobilität* in der abnehmenden Reihe: Biegung, Faltung, Totfaltung (= engste Packung und Versteifung), Bruch, Verwerfung.

Den Widerständen, die die tektonischen Kräfte in der Erdrinde finden, entsprechen *Spannungen* in der Horizontalen und Vertikalen, also auch *Entspannungen* beim Nachgeben. Während langsames, stetiges Abklingen von Spannungen erschütterungslos verläuft, ruft unstetige, plötzlich und ruckweise auftretende Entspannung Erdbebenschwingungen hervor, so daß die letzteren ein Maß für den Grad der Gesteinsentspannung und damit der gebirgsbildenden Tätigkeit darstellen. Im Vergleich zur gleitenden Reibung auf bewegten Schollenrändern kommt der Stoßwirkung beim Aufplatzen von Brüchen bloß ganz untergeordnete Bedeutung zu. Als unausbleibliche Reaktion auf bestimmte Vorgänge der *Gebirgsbildung* im weitesten Sinne (Epirogenese = Kontinentbildung, Orogenese = Gebirgsbildung im engeren Sinne) lassen diese Erdbeben überall auf der Welt nach Häufigkeit und Stärke weitestgehende Abhängigkeit vom tektonischen Aufbau erkennen, auch dort, wo die tätigen Herddislokationen nicht sichtbar bis zur Erdoberfläche nachreißen.

a) Herd. Auch für die Tektonik gilt, wie wir sahen, der *Fermatsche Satz* über die Weiterleitung der Energie.

Bruch ist die Vorbedingung für *Verwerfungsdislokation*, also für gelenkiges Ausweichen zertrümmerten Gesteins durch Verschiebung an Spalten. Beim Ueberschreiten der Gesteinsfestigkeit trennt sich die Materie quer zur Krafrichtung. So entstehen die *Mohrschen Ausweichflächen*, die je nach der Gesteinsbeschaffenheit gegen 45° von der Krafrichtung abweichen.

In einer von wachsender Spannung beanspruchten Gesteinsmasse beginnt sowohl Bruch als auch Verwerfung an der jeweils *schwächsten Stelle*. Letztere wird beim Bruch durch die *Gesteinsfestigkeit*, beim Verwurf durch die *Reibung* und Ausweichmöglichkeit bestimmt. Daraus ergeben sich Folgen von grundsätzlicher Bedeutung:

Der auf Bruch oder auf Verwerfung beruhende Erdbebenherd kann und wird meistens auf die Tiefe beschränkt bleiben. Erst wenn die Endspannungen die Widerstandsfähigkeit sämtlicher Gesteine im Hangenden

überschreiten, reißt der Bruch oder die Verwerfung bis zur Erdoberfläche nach, wird also dort als echte Erdbebendislokation sichtbar (Fig. 15). Sehr oft tritt nicht die ganze Verwerfung als Herd in Tätigkeit, ganz bestimmt nicht bei Verwerfungen großer Länge und Tiefe; selbst dann nicht, wenn der Gesamtverlauf im Isoleistenbild klar zur Wiedergabe gelangt. Dementsprechend ist auch in Maximalfällen die Herdfläche verhältnismäßig klein. Die graduelle Entspannung des Gesteins nach dem Erdbeben bleibt auf die unmittelbare Nachbarschaft der Herdspalte beschränkt, weil die innere und die äußere Reibung der Entspannung entgegenwirken.

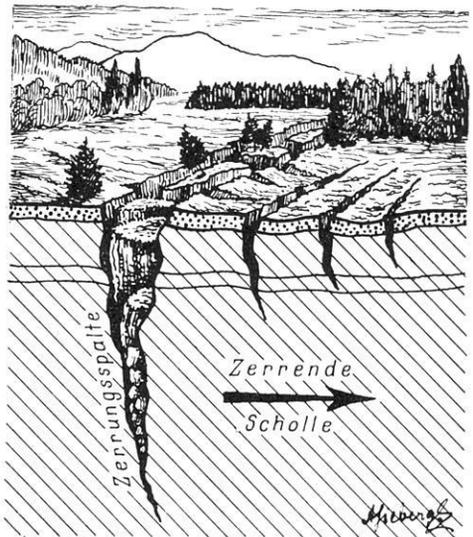


Fig. 14. Bruchbeben.

Im Einklang mit den empirischen Befunden läßt sich theoretisch beweisen, daß die verschiedenen Arten von tektonischen Vorgängen kinetisch sehr ungleichwertig sind. Außerdem gehen der Kraftaufwand für die tektonische Bewegung und die durch Entspannung des Gesteins erzielte Herdstärke der Erdbeben keineswegs parallel, vielmehr zeigen sich recht weitgehende Abweichungen bis zum vollständigen Gegenteil.

b) Bruchbeben (Fig. 14) sind, im Gegensatz zu weit verbreiteter Meinung, nach Häufigkeit und Stärke von ganz untergeordneter Bedeutung. Selbst wenn man berücksichtigt, daß schon geringfügige drillende Verbiegung von Gesteinsschollen in der Lage ist, Bruchscharen von gewaltiger Länge zu schaffen, gehören im allgemeinen doch recht große Energien dazu, um Bruchbeben bescheidenen Grades zu erzeugen. Zwar geht u. a. aus den Erfahrungen beim Aufreißen von Gletscherspalten überzeugend hervor, daß mit der Bruchbildung als Erdbebenerreger

auch in der Wirklichkeit gerechnet werden muß. Aber abgesehen davon, daß der Nachweis von Bruchbeben in der Praxis kaum zu erbringen ist, gewinnt bei Würdigung aller äußeren Umstände der Gedanke an Wahrscheinlichkeit, in der geologischen Gegenwart reichen die tektonischen Kräfte nur noch selten zur Schaffung bedeutender Brüche aus, zumal der bereits vorhandene Schollenbau in der Erdrinde leichtere Ausweichmöglichkeiten zu bieten pflegt. Jedenfalls dürfte wohl kaum mehr als 1% sämtlicher Erdbeben auf Bruchbildung zurückzuführen sein.

Die rauhe, muschelförmige, im Streichen und Fallen mannigfach gekrümmte und verbaulte Bruchstelle, die *Spalte*, kann geschlossen sein oder offen klaffen. Sie bleibt auf die Stelle *geringster Bruchfestigkeit* beschränkt. Je nach der mechanischen Beanspruchung, die den Zusammenhang im Gesteinsgefüge aufhebt, weist die Bruchfestigkeit der Gesteine sehr bedeutende Unterschiede auf. Setzt man in einem Gestein die Zugfestigkeit gleich 1, dann ist im selben Gestein und im Mittel die Scherfestigkeit etwa 2, die Biegezugfestigkeit etwa 3 und die Druckfestigkeit etwa 25mal so groß. Beispielsweise liegen die Druckfestigkeiten von Graniten und Porphyren bei 1500—2300, von Sandsteinen bei 700—1600, von Kalksteinen bei 1000—1600 und von Dolomiten bei 800—1300 kg/cm².

Entspannung und damit Erregung von Erdbebenschwingungen kann bei Bruchbildung nur dort erfolgen, wo eine *Ausweichmöglichkeit* frei schwingende Flächen schafft; denn nur solche vermögen abklingende Oszillationen um die Ruhelage zu vollführen. Wo aber, wie bei Tangentialdruck in großer Erdtiefe, allseitiger Druck (Kompression) die Spaltenlippen fest geschlossen erhält, ist Entspannung trotz der Materialtrennung ausgeschlossen.

Mit Erdbeben verknüpfte Vorgänge der genannten Art müssen sich ganz nahe der Erdoberfläche abspielen, so daß höchstens ganz vereinzelt einmal Lokalbebencharakter überschritten werden dürfte.

c) Verwerfungsbeben (Fig. 15) bilden die Hauptmenge, etwa 85%, aller vorkommenden Beben jeglichen Charakters. Allein die *gleitende Reibung* auf den rauhen, gegeneinander bewegten Spaltwänden einer tätigen Verwerfung ist imstande, höchstwertige Erdbebenenergie zu liefern, und zwar wächst die Bebenstärke mit der Größe von reibender Fläche und ihrer Rauigkeit, von Sprunghöhe und Bewegungsgeschwindigkeit. Meistens erfolgt die Wiederherstellung des gestörten Spannungsgleichgewichtes nicht in einem einzigen Ruck, sondern nach und nach in einer Reihe verschieden starker Verschiebungen bzw. Erdbeben, entsprechend der jeweiligen

elastischen Nachwirkung (Hysteresis) im Gestein.

Ein Verwerfungsbeben liegt stets dann vor, wenn eine Herdverwerfung in Tätigkeit tritt, gleichgültig ob sie kristalline Massen, paläozoische Faltungsrümpfe oder tertiäre Falten durchschneidet. Für die Entstehung der ausgebreitetsten und schwersten Beben sind die Bedingungen allerdings bloß in jenen Schollenländern erfüllt, wo die Spalten ganz besonders tief hinunterreichen. Geologische Beweise für dieses reibende Gleiten liefern die glatt geschliffenen Spaltenwände der Rutschflächen oder Harnische, in die vorspringende Rauigkeiten kräftige Rillen eingeritzt haben.

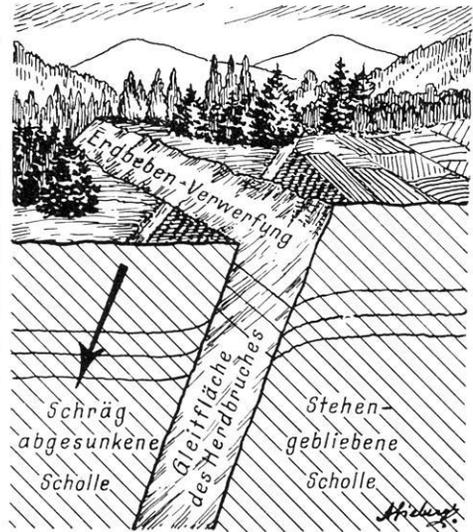


Fig. 15. Verwerfungsbeben.

Die Regsamkeit einer Verwerfung hängt weder von ihrer Länge und gesamten Sprunghöhe noch von ihrem Alter ab. Vielmehr sind die lebenssprudelnden Verwerfungen an jene Erdräume geknüpft, in denen sich die tektonischen Kräfte heutzutage besonders energisch betätigen; hierdurch können sogar alt angelegte und durch Verwitterung längst zur Ruhe gekommene Verwerfungen zu neuem Leben erweckt werden. Verwerfung und Faltung regen einander wechselseitig an, erstere durch die Keilwirkung niedersinkender Schollen, letztere durch den Schub vorrückender Falten. In manchen Gegenden wandern die Epizentren mit der Zeit nach einer bestimmten Richtung hin in einer schmalen, aber langen Verwurfszone etwa so, als ob eine Spalte in der Erdrinde immer weiter nachreife. Außerdem sind Landstriche bekannt, in denen innerhalb kurzer Zeit die Epizentren auf der weiten Fläche eines netzartigen Schollensystems regellos hin und herspringen. Mitunter lösen die in einem Nachbargebiet eintreffenden Erd-

bebenwellen überreife Spannungen und damit Erdbeben aus. Eine andere Art von *Auslösungs-(Relais-)beben* folgt erst Stunden oder Tage später, weil die durchlaufenden Wellenzüge bloß halbbreite Spannungen zu überhasteter Reifung anregen.

Die Verschiebung auf einer Verwerfung nimmt ihren Ausgang von jener Stelle der Bruchfläche, die den *geringsten Reibungswiderstand* aufweist. Von dort reißt sie in der Vertikalen und Horizontalen so lange weiter, bis die Reibung auf der Bruchfläche und die innere Reibung des Gesteins oder aber Platzmangel die gleitende Massenbewegung zum Stillstand bringen.

Nahe der Erdoberfläche hat die Schwerkraft den Haupteinfluß auf die Massenverlagerung; aber in größerer Erdtiefe verliert das Eigengewicht der dislozierten Scholle immer mehr an Bedeutung. Bei tangentialer Zerrung in der Erdkruste sinken die Schollen infolge der Schwere, ohne zusätzliche Arbeitsleistung so lange, bis sie durch Platzmangel zur Ruhe kommen. Abgesehen von Unterschiebung verhält es sich bei tangentialem Zusammenschub umgekehrt; denn die ausweichende Scholle muß nach oben gehoben, die Schwerkraft überwunden, zusätzliche Arbeit geleistet werden. Theoretisch würde einseitiger Horizontalschub, also Blattverschiebung, eine Mittelstellung einnehmen, weil hierbei die Schwerkraft keine Rolle spielt; aber in der Natur liegen die Verhältnisse wesentlich anders. Der Verwurfbewegung wirkt die Reibung entgegen, deren Bremswirkung wächst, wenn der Neigungswinkel der Gleitfläche abnimmt. Je rauher die Gleitfläche ist, desto größer ist der Haft- oder Ruhewinkel, dessen Unterschreiten der Bewegung ein Ende setzt. Allerdings läßt sich für Verwerfungen kein Reibungskoeffizient angeben, zumal die Gleitflächen gekrümmt, wellig verbogen und häufig geradezu miteinander verzahnt sind. Deshalb muß Ausweichen oder Abbrechen von Verzahnungen ein Uebereinandergleiten ermöglichen. Ganz abgesehen von derartigen Erschwerungen wird eine genauere physikalische Behandlung von Verwerfungsbewegungen durch die noch ungeklärte Raumfrage für die dislozierten Schollen unmöglich gemacht. Solange müssen wir uns mit Ueberlegungen allereinfachster Art behelfen, die allerdings doch schon einige Gesichtspunkte von grundlegender Bedeutung ergeben haben.

Bei *Sprungbeben* sinkt das Hangende der Verwerfung neben das Liegende ab. In diesem Falle reichen geringe tektonische Kräfte aus, um selbst schwere Beben zu erzeugen. Senkung am Saigersprung (senkrecht) bedingt mittelstarke bis sehr schwere Beben in schneller Aufeinanderfolge, während bei steilem Schrägsprung die recht häufigen Beben nur selten

Mittelstärke überschreiten und bei flachem Schrägsprung leichte bis mäßige Beben mit unbestimmter Häufigkeit auftreten.

Ueberschiebungs- oder *Wechselbeben* begleiten das Hinaufgleiten des Liegenden auf das Hangende. Es läßt sich zeigen, daß diese Beben nur unbedeutend sein können, aber sehr große tektonische Kräfte erfordern. Nach den vorliegenden Beobachtungen scheinen die meisten Ueberschiebungen in der Gegenwart tot zu sein.

Gleichwertige Verwerfungsbeben in jungen, aber totgefalteten und dann zerbrochenen Hochgebirgsfalten mögen die Sonderbezeichnung *Faltenlängsbeben* erhalten.

Blattbeben entstehen bei drillender Verbiegung eines Erdrindestreifens als Folge von ungleichmäßiger Beanspruchung in der Vertikalen derart, daß sich Schollen in der Horizontalen gegeneinander verschieben, wozu sich noch eine kleine Vertikalkomponente gesellt. Gleitendes Schollenvorrücken auf horizontaler Unterlage, das zum gleichen Dislokationsbilde führen würde, kommt nicht in Betracht. Erdbebenerreger ist die gleitende Reibung auf zur Tiefe führender Abscherungsfläche, wobei quer zu dieser den *Mohrschen* Flächen entsprechende Scherungsrisse von untergeordneter Bedeutung im Boden entstehen, eine typische Erscheinung bei Beben dieser Art. Erfahrungsgemäß und im Einklang mit der vorstehenden Auffassung pflegen einesteils als Erdbebendislokation meßbare Blattverschiebungen auf Brüchen großen Maßstabes aufzutreten, andererseits *Blattbeben* und die ihnen entsprechenden *Faltungsbeltbeben* die höchsten Charakterklassen zu erreichen.

Schollenbeben gehen von einem vergitterten Raumherd (Fig. 10) in einem Bruchfeld oder in einem Kesselbruch aus. Der Raumherd wird aus der Gesamtheit jener Schollen gebildet, deren Wände sich zu gleicher Zeit gegeneinander bewegen. Der Charakter dieser Beben schwankt je nach den äußeren Umständen in weiten Grenzen.

d) *Faltungsbeben* (Fig. 16) pflegen in ihrer Bedeutung sehr überschätzt zu werden. In Wirklichkeit stellen sie bloß etwa 4% sämtlicher Erdbeben und sind höchst energiearm.

Faltung erfolgt durch seitlichen Zusammenschub, der ungefähr in der Richtung der Schichtfugen verläuft. Sie beginnt in größerer Erdtiefe und erfolgt dort bildsam. Aber beim Vorrücken gegen die Erdoberfläche findet die Bruchlosigkeit bald ein Ende und es setzt Bruchdislokation ein, die, in engster Abhängigkeit von der Spannungsverteilung in der gegebenen Falte, mit ihren Mitteln das Faltungsbild fortsetzt.

Die ursprüngliche, bildsame Faltung kann selbstverständlich keine Erdbebenenergie erzeugen. Auch in höher gelegenen Abschnitten,

wo sprödes Gestein durch Mikrobruchdislokation gefaltet wird, müssen die Reibungskräfte so energiearm bleiben, daß Faltungsböden praktisch so gut wie gar nicht in die Erscheinung treten. Erst beim Aufblättern von Gesteinspaketen durch den Faltungsschub ist mit der Möglichkeit sehr schwach fühlbarer Erdbeben zu rechnen.

Bei stärkerer Beanspruchung der Gesteinsfalten durch den Faltungsschub treten Zerreißungen und Verwerfungen beachtlicheren Maßstabes auf Längs- und Querbrüchen auf, die zwar deutlich fühlbare, aber doch recht geringfügige Erdbeben erzeugen. Ob man diese noch zu den Faltungsböden rechnen will, ist Geschmackssache. Aber auf jeden Fall gehören Erdbeben auf tiefgehenden Brüchen, die vor allem totgefaltete Faltenketten in Bruchschollenland auflösen, selbstverständlich nicht zu den Faltungs-, sondern zu den Verwerfungsbeben.

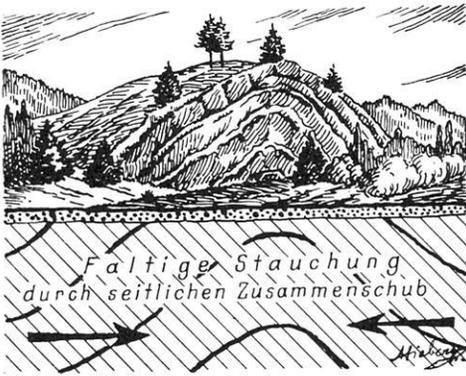


Fig. 16. Faltungsböden.

13. Magmatisch-tektonische Böden? Tektonische Massenumlagerungen in der Erdkruste ziehen neben dem spröden Gestein auch etwa vorhandene Nester glutzähner Magmas in Mitleidenschaft. Sowohl Faltung als Verwerfung vermag Magma mit in die Höhe zu ziehen, bis Brüche dem Glutbrei der Tiefe den Durchbruch auf die Erdoberfläche ermöglichen und damit Veranlassung zur Entstehung eines Vulkans geben. Hierfür finden sich überall auf der Welt Beweise in der Abhängigkeit der Vulkane von der Bruchtektonik. Aber nirgends zeigen sich echte Dislokationen, die auf chemisch-physikalische Vorgänge in Magmanestern größerer Erdtiefe zurückgeführt werden könnten. Im Einklang hiermit sprechen manche Erfahrungstatsachen dafür, daß erhebliche Schollenverschiebungen mit entsprechend schweren Verwerfungsbeben rein mechanisch, durch veränderte Drucke auf Vulkanherde, Ausbrüche und Explosionsbeben herbeizuführen vermögen, während für

das Regewerden benachbarter Dislokationsbebenherde durch Vulkanausbrüche überzeugende Beobachtungen fehlen.

14. Seismometer (Erdbebenmesser) sind Registrierinstrumente mit der Aufgabe, die am Seismometerstandort schnell durchziehenden Erdbebenwellen, gleichgültig ob es sich um makro- oder mikroseismische handelt, in zweckentsprechender Vergrößerung als *Seismogramm* (Fig. 17) zeichnerisch festzulegen und damit der messenden Analyse zugänglich zu machen.

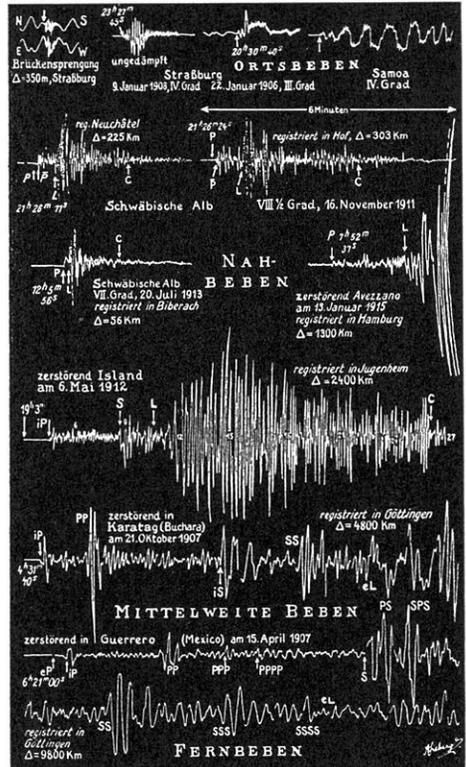


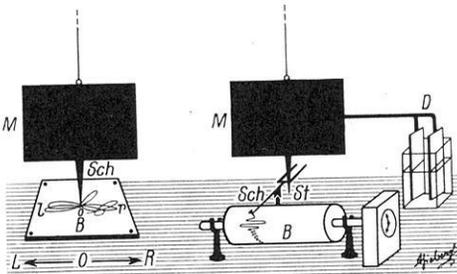
Fig. 17. Seismogramme verschiedener Herdentfernungen.

Letztere erstreckt sich in der Hauptsache auf die Wellenelemente (Art, Amplitude, Periode und Richtung) der Bodenschwingungen sowie, was für die Erdbebenforschung am wichtigsten ist, auf die Eintrittszeiten der einzelnen Wellen. Deshalb gehört zum Seismometer eine Vorrichtung, die mit genügender Schärfe die Zeitangaben einer genauesten gehenden Uhr in das Seismogramm überträgt. Als *Zeitgenauigkeit* werden Zehntelsekunden erstrebt. Die *Vergrößerung* muß bei schwachen Nahbeben mindestens 2000fach sein, während für zerstörende Nahbeben 5–10fache, für normale Fernbeben 100 bis 250fache am geeignetsten ist. Um die Bewegung vollständig zu erfassen und die Schwingungsrichtung feststellen zu können, müssen *Horizontalseismographen* den wagerechten Anteil

der Bodenschwingungen in eine N—S und eine O—W-Komponente zerlegen, während den senkrechten Anteil ein *Vertikalseismograph* liefert.

Die *Aufstellung* von Seismometern erfordert wegen der hohen Empfindlichkeit ganz besondere Vorsichtsmaßnahmen. Namentlich ist für Schutz zu sorgen vor künstlichen Erschütterungen durch den Verkehr, vor Luftzug, Feuchtigkeit und Temperaturschwankungen. Auch die Untergrundverhältnisse sind für die Brauchbarkeit der Aufzeichnungen von weitgehendem Einfluß (vgl. S. 736).

a) Das Prinzip der Erdbebeninstrumente (Fig. 18) setzt eine sog. *stationäre Masse* M voraus, die im Raum unbewegt bleibt, wenn unter ihr der Erdboden schwingt. Letzterer sei mit einem Papierblatt B bespannt, und an M befinde sich der Schreibstift Sch. Die einfachste Annäherung an die stationäre Masse bieten *Pendel*, deren Masse, nach allen Seiten leicht beweglich, an einem unelastischen Gerüst (Gehänge) aufgehängt ist. Schwingt die Erde von O nach R oder nach L, dann entsteht, je nachdem die Linie o r oder o l. Es schreibt also die unbewegte Masse auf die mit dem Erdboden schwingende Registriervorrichtung. Beim Erdbeben folgen viele



Seismoskop

Seismograph

Fig. 18. Prinzip der Erdbebeninstrumente.

Wellen nacheinander, so daß die vorgenannte Anordnung, das *Seismoskop*, als Registrierung ein unlesliches Liniengewirr zeitigt.

Führt man aber eine mit Papier bespannte Walze B mit gleichbleibender Geschwindigkeit unter der Schreibspitze Sch hindurch, dann kommt die Wellennatur der Bodenschwingungen zum Vorschein, es entsteht ein *Seismogramm*. Die Ausbildung von Sch als zweiarmer Hebel, der sich auf dem Stativ St dreht, bewirkt *Vergrößerung* bei der Registrierung der Bodenbewegung. Diese Anordnung wird als *Seismograph* bezeichnet. Leider läßt sich eine absolut stationäre Masse in der Praxis nicht erzielen. Denn durch das Gehänge übertragen sich die Bewegungen vom Erdboden aus auf M, die Masse gerät in Eigenschwingungen, die der Pendellänge entsprechen. Infolgedessen bildet das Seismogramm nicht die wahre Bodenbewegung ab, sondern es stellt infolge der Ueberlagerung von Bodenwellen und Eigenschwingungen von M eine nicht genügend deutbare Wellenlinie dar.

Erst eine *Dämpfung* D (Luft-, Flüssigkeits-, magnetische Dämpfung) beseitigt einen Hauptteil dieser Fehlerquelle, indem sie die schwingende Masse schneller zur Ruhe bringt, als wenn diese sich selber überlassen wäre. Da sich außer dem Dämpfungsgrad noch die Eigenperiode der unge-

dämpften Masse, die Reibung des Schreibstiftes auf dem Registrierpapier und die Vergrößerung, die als *Seismometerkonstanten* sämtlich die Aufzeichnung der Bodenwellen verzerren, experimentell bestimmen lassen, so sind bis zu einem gewissen Grade die Vorbedingung zur Entzerrung des Seismogramms, zum *Messen der tatsächlichen Bodenverschiebung* am Seismometerstandort gegeben. Ein derartiges Erdbebeninstrument bildet ein *Seismometer*.

Unter den *Registriervorrichtungen* liefert die *optische* (photographische) wegen der Reibungslosigkeit vom theoretischen Standpunkt aus besonders brauchbare Aufzeichnungen; sie ist aber kostspielig und umständlich. Ein feiner Lichtstrahl wird von einem mit der Seismometermasse schwingenden Hohlspiegel reflektiert und schwärzt photographisches Papier, mit dem die Registriertrommel bespannt ist. Bei Seismometern mit schwerer Masse erfolgt die Registrierung *mechanisch* derart, daß ein feiner Stift den Ruß von einem hiermit geschwärzten Papier fortkratzt. Die weiterhin noch gebräuchliche *galvanometrische* Registriermethode ist eine indirekte. In Induktionsspulen, die mit der Seismometermasse zwischen Elektromagneten schwingen, entstehen elektrische Ströme. Letztere bringen den Spiegel eines Galvanometers zu entsprechenden Ausschlägen, die optisch registriert werden. Diese Registriermethode ermöglicht aperiodische Dämpfung und trotzdem recht hohe Vergrößerung, stellt also die beste, wenn auch kostspieligste dar.

Neuerdings ist man noch dazu übergegangen, diese induzierten Ströme durch eingeschaltete Verstärkeranlagen, wie sie in der Rundfunktechnik gebräuchlich sind, zu verstärken. Dadurch wird es ermöglicht, selbst bei Verwendung sehr kleiner Pendelmassen ganz außerordentlich hohe Vergrößerungen der Schwingungsamplituden zu erzielen.

b) Zur Theorie der Seismometer. Von grundlegender Bedeutung ist die Erkenntnis, daß sich physikalische Pendel jeglicher Konstruktion als Seismometer genau so verhalten wie ein mathematisches, d. i. masseloses Pendel mit gleicher Schwingungsdauer und gleicher Drehachse.

Wird von ungewöhnlichen Konstruktionen und Verhältnissen abgesehen, dann bestimmen nachstehende vier *instrumentellen Konstanten* die *Empfindlichkeit* jedes Seismometers. Ihre experimentell ermittelte Kenntnis bildet, wie wir sahen, die Voraussetzung für die Entzerrung des Seismogramms.

Bei dem in A aufgehängten Vertikalpendel Fig. 19 sei an der Masse M ein Zeiger (Indikator) angebracht. Ist L die *Pendellänge*, dann sei J die *Indikatorlänge* genannt. Als *Indikatorvergrößerung* V ergibt sich für jedes Seismometer:

$$V = \frac{J}{L}$$

Die Eigenperiode T_0 des Seismometers gibt die *äquivalente Pendellänge* des mathematischen Vertikalpendels von gleicher Eigenperiode durch die Ziehung:

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

worin g = Schwerebeschleunigung = 9810 mm/sec² ist. Eine *Neigungsänderung* des Erdbodens um den Winkel i ergibt einen Indikatorausschlag:

$$a = \frac{J}{206000} i,$$

weil 1 Bogensekunde auf dem Umfang eines Kreises gleich $\frac{1}{206000}$ Radius ist. Die *Neigungsempfindlichkeit* E eines Seismometers:

$$E = \frac{J}{206000}$$

ist also der Ausschlag, der einer Neigung des Instruments um 1 Bogensekunde entspricht.

Bedeutung für die Wirkungsweise des Seismographen haben noch folgende Größen:

τ = *Relaxationszeit*, d. i. die Zeit, in der die Amplitude des Pendels infolge der Dämpfung auf $\frac{1}{e}$ ihres Wertes sinkt; e = Basis der natürlichen Logarithmen.

r = *maximaler Reibungsausschlag* infolge der Reibung am Schreibstift.

Ist T = *Periode der Bodenbewegung*, gemessen im Seismogramm, dann ergibt sich aus der Theorie folgender Zusammenhang:

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

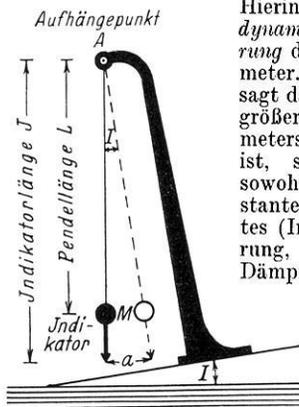


Fig. 19. Schema eines Vertikalpendels.

Bereich der Eigenperiode des Instruments liegt.

Betrachten wir jetzt die Wirkung der *Dämpfung* und zwar unter der Annahme, daß der Widerstand der Dämpfung proportional der Geschwindigkeit ist. Alsdann behalten die erste und dritte Gleichung ihre Gültigkeit; dagegen gilt die zweite Gleichung nicht mehr, an ihre Stelle tritt:

$$\left(\frac{2\pi}{T_0}\right)^2 = \left(\frac{2\pi}{T_0'}\right)^2 - \frac{1}{\tau^2} \quad T_0 = \frac{T_0'}{\sqrt{1 - \left(\frac{T_0'}{2\pi\tau}\right)^2}}$$

Hierin ist T_0' = *reduzierte Schwingungsperiode*, d. i. die Schwingungsperiode, die ohne Dämpfung vorhanden wäre. Für T_0' gilt dieselbe Gleichung wie für T_0 . Das Verhältnis zweier Ausschläge, die unmittelbar aufeinander folgen, also nach zwei verschiedenen Seiten der Ruhelage liegen, wird als ϵ = *Dämpfungsverhältnis* bezeichnet; es ist:

$$\epsilon = e^{2\pi} : 1.$$

In der seismometrischen Praxis finden wir nur höchst selten jene Wirkung der Dämp-

fung berücksichtigt, die zur Folge hat, daß das Maximum einer Welle später zur Aufzeichnung gelangt, als es eintritt. Diese Zeitkorrektur, die oft mehrere Sekunden betragen kann, bezeichnet man als die *Phasenverzögerung* δ . Es ist

$$\cot 2\pi \frac{\delta}{T} = \frac{1}{2} \frac{2\pi\tau}{T_0'} \left(\frac{T}{T_0'} - \frac{T_0'}{T} \right).$$

c) *Grundformen der Seismometer*. Fast sämtliche Seismometerkonstruktionen, die heutzutage in Gebrauch sind, lassen sich auf die in Fig. 20 dargestellten Grundformen zurückführen. Die Abweichungen hiervon erstrecken sich auf die Ausgestaltung einzelner Konstruktionsteile und die Ausstattung mit Hilfsapparaten. Bei Leichtpendeln wiegt die Masse nur nach Gramm, bei Schwerpendeln nach Kilo, Zentnern oder Tonnen.

Unter den *Horizontalseismometern* sind die *Vertikalpendel* (Apparate von *Vicentini*, *Cancani* und anderen Italienern) die primitivsten. Vor allem läßt sich hohe Empfindlichkeit bloß

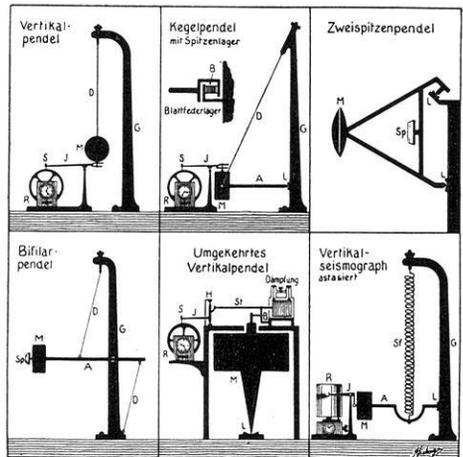


Fig. 20. Grundformen der Seismometer. G = Gehänge. M = Masse. D = Drahtaufhängung. Sf = Spiralfederabhängung. A = Stützarm. L = Spitzzenlager. B = Blattfeder. J = Schreibhebel. S = Schreibspitze. R = Registrierwerk. Sp = Spiegel. St = Stoßstange. H = Winkelhebel.

durch sehr lange Pendel erreichen, die äußeren Störungen über das zulässige Maß hinaus unterworfen sind. Deshalb ging man zum Bau von *Horizontalpendeln* über, weil ihnen, wie aus Fig. 21 ohne weiteres ersichtlich ist, bei Abmessungen von wenigen Zentimetern bis Dezimetern die gleiche Empfindlichkeit gegeben werden kann, wie sie viele Meter lange, äquivalente Vertikalpendel A, M besitzen. Je mehr sich beim Horizontalpendel die Drehachse A B der Senkrechten nähert, je kleiner also φ ist, desto größer sind äquivalentes Vertikalpendel und Empfindlichkeit; erst beim Erreichen der Vertikalen, also $\varphi = 0^\circ$, wird das Pendel unbrauchbar, weil dann indifferentes Gleichgewicht herrscht. Verschiedene Ausführungsformen sind: Das *Kegelpendel* (*Omori*, *Bosch*, *Milne*, *Agamennone* u. a.); da bei Schwerpendeln dieser Art der Druck der Pendelmassse bald Spitze und Lager verformt, was die schädliche Reibung vergrößert,

ersetzte *Mainka* das Spitzenlager durch auf Zug beanspruchte Blattfedern. Das *Zweispitzenpendel* (v. *Rebeur-Paschwitz*, *Hecker*) und namentlich das hochempfindliche *Bifilar*-(Zweifaden-)pendel (*Galitzin*, *Hecker*) sind Leichtpendel, die bloß zu optischer oder galvanometrischer Registrierung verwendet werden können. Das

umgekehrte *Vertikalpendel* (*Wiechert*), wohl das am weitesten verbreitete Instrument, hat die sehr schwere Pendelmass senkrecht über dem Drehpunkt. Da es sich im labilen Gleichgewicht befindet, wird es vor dem Umkippen durch Blattfedern gestützt, die in den Gelenken der Hebelübertragungen eingebaut sind.

Die *Vertikalseismometer* beruhen auf der Wirkung von Spiralfedern, die bei Inanspruchnahme in senkrechter Richtung die Masse stationär erhalten sollen. Sie sind besonders empfindlich gegen Temperaturschwankungen; verschiedenartige Vorrichtungen versuchen diesen störenden Einfluß zu verringern.

15. Seismogramme zeigen ein verwickeltes Wellenbild (Fig. 17) das erst in seinen Grundzügen geklärt ist. Für die Erdbebenforschung haben bloß die ersten Einsätze der Hauptwellenarten Bedeutung, die wie folgt bezeichnet werden:

- P = erste Vorläufer, die am schnellsten laufenden *longitudinalen* Raumwellen,
 PP oder P_{R1} = deren einmalige Reflexion an der Erdoberfläche,
 PPP oder P_{R2} = deren zweimalige Reflexion an der Erdoberfläche,
 S = zweite Vorläufer, die langsamer laufenden *transversalen* Raumwellen,
 SS oder S_{R1} = deren einmalige Reflexion an der Erdoberfläche,
 SSS oder S_{R2} = deren zweimalige Reflexion an der Erdoberfläche,
 L = lange Hauptwellen, die am langsamsten laufenden transversalen *Oberflächenwellen* mit dem Maximum M,
 C = Nachläufer, allmähliches Abklingen der von L erzeugten Eigenschwingungen der Erdrindschollen bis zum Bewegungs-ende F.

Der Beginn einer neuen Wellenart (Phase) im Seismogramm erfolgt entweder mit plötzlichem, scharfem Einsatz (i) oder allmählich auftauchend (e).

Im Herde bedingt die Volumelastizität des Gesteins Longitudinalwellen, die Formelastizität Transversalwellen. Bei den vom Herde ausgesandten *Raumwellen* stehen die *Fortpflanzungsgeschwindigkeiten* etwa im Verhältnis:

$$P : S = \sqrt{3} = 1,732$$

Außerdem nimmt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit wachsender Herdentfernung zu, weil dabei die Stoßstrahlen in immer größere Erdtiefen mit besserer Leitfähigkeit hinabtauchen. An allen Schichtflächen der Erdtiefe erfolgen *Brechungen* und *Reflexionen* (Fig. 23) der Raumwellen, an der Erdoberfläche vor allem Reflexionen. Bei *Nahbeben* zwischen 200—700 km Herdentfernung werden für die ersten Vorläufer zwei Einsätze (Fig. 22) beobachtet:

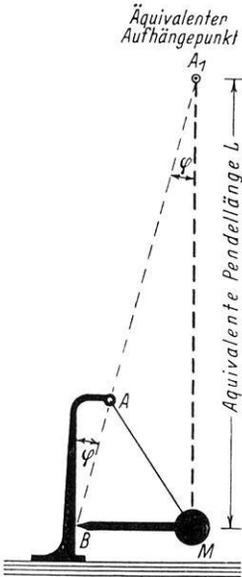


Fig. 21. Beziehungen eines Horizontalpendels zu einem mathematischen Vertikalpendel gleicher Empfindlichkeit.

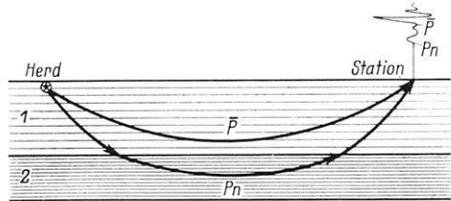


Fig. 22. Die Vorläufer bei Nahbeben.

P_n = normale P-Welle an erster Stelle, mit kleinerer Amplitude; sie taucht in eine tiefere Schicht 2 mit größerer Leitfähigkeit als diejenige von 1 hinab und kommt in Herdentfernungen über 700 km nur noch allein zur Geltung.

P = individuelle P-Welle an zweiter Stelle, mit größerer Amplitude; sie läuft in der obersten Schicht 1 geringerer Leitfähigkeit.

Die vom Epizentrum ausgehenden *Oberflächenwellen* haben nahezu gleichbleibende *Fortpflanzungsgeschwindigkeit*, die von 3,9 km/sec sehr schnell auf 3,3 km/sec zurückgeht. Sie können also in rund 3 Stunden 9 Minuten den ganzen Erdkörper umkreisen.

Grundformen der Seismogramme. Die verschiedene Fortpflanzungsgeschwindigkeit der einzelnen Wellenarten hat zur Folge, daß im Seismogramme die ersten Einsätze von P, S und L zeitlich nacheinander auftreten, und zwar mit immer größeren Zwischenzeiten, je größer der Herdabstand Δ der Seismometerstation ist. Daraus ergeben sich die nachstehenden Grundformen der Seismogramme (Fig. 23):

a) Ortsbeben, die im Epizentralgebiet instrumentell zur Aufzeichnung gelangen.

I. Phase: Jeder einzelne der kurzperiodischen Stöße, $T = \text{etwa } \frac{1}{2} - 5 \text{ s}$, macht sich als solcher im Seismogramm bemerkbar; eine Scheidung der einzelnen Wellengattungen tritt infolge des kurzen Weges nicht ein.

II. Phase: C.

b) Nahbeben, Δ bis zu rund 1000 km. Ueber die Natur der Nahbebenwellen herrscht noch keine Klarheit. Jedoch unterscheidet man dem Aussehen nach:

I. Phase: Zwischen $\Delta = 200$ bis 700 km Pn, dann \bar{P} mit Perioden $T = \frac{1}{2} - 6$ sek. Sonst P.

II. Phase: S, liegt sehr nahe der Hauptphase und ist deshalb meistens schwer zu erkennen.

III. Phase: Kurz darauf setzen die langen Wellen, $T = \text{etwa } 10 \text{ s}$, gleich mit der Maximalbewegung ein. Möglicherweise sind diese letzteren

III. Phase: L, beginnend mit Wellen langer Periode $T = 70 - 40 \text{ s}$. die allmählich auf $T = 30 \text{ s}$ bis 25 s sinkt.

IV. Phase: M bei $T = 30 \text{ s}$.

V. Phase: C.

e) Weite Fernbeben, $\Delta = 10000 \text{ km}$ bis 20000 km.

I. Phase: P, bei $\Delta = 10000 - 16000 \text{ km}$, wo PP überwiegt, fehlend oder sehr schwach, dagegen sehr stark bei $\Delta = 16000 - 17000 \text{ km}$, dann wieder schwächer.

Zwischen $\Delta = 12000 \text{ km}$ und 15000 km erscheinen die an der Oberfläche des Eisenkerns der Erde (in 2900 km Tiefe) *gebogenen* Wellen, von $\Delta = 16000 \text{ km}$ ab diejenigen, die *durch den Erdkern* gelaufen sind.

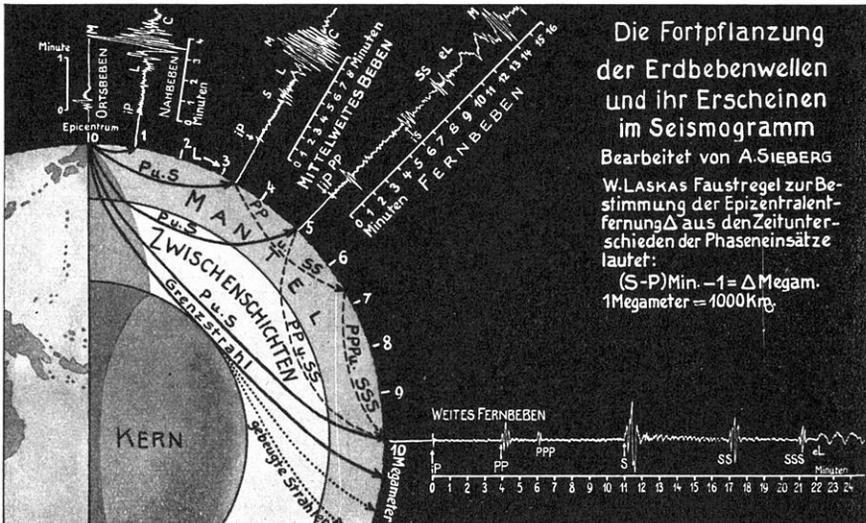


Fig. 23.

Wellen anderen von längerer Periode (etwa $T = 20$ bis 70 s) überlagert, was sich aber aus dem Seismogramm kaum entscheiden läßt.

IV. Phase: C.

c) Mittelweite Beben, $\Delta = 2000 \text{ km}$ bis 5000 km.

I. Phase: Bis 4600 km P ausgeprägt, Reflexionen schwach; in weiterer Entfernung PP sehr kräftig. Mitunter sind schon Wellen längerer Perioden ($T = 30 - 70 \text{ s}$) überlagert.

II. Phase: S, z. T. überlagert von den Wellen langer Periode (30—70 s).

III. Phase: eL mit Wellen, deren Periode schnell von $T = 40 \text{ s}$ auf 30 s und 20 s sinkt. Zeigt bald nach dem Beginn M bei etwa $T = 20 - 15 \text{ s}$. Je größer Δ , desto später erscheint M.

IV. Phase: C.

d) Fernbeben, $\Delta = 5000 \text{ km}$ bis 10000 km.

I. Phase: P, dann Reflexionen. Bei $\Delta = 4600$ bis 6000 km, 8500—9000 km und 9500—10000 km überwiegt PP gegenüber P.

II. Phase: S, dann Reflexionen.

II. Phase: S, bei $\Delta = 10000 - 14000 \text{ km}$, wo SS überwiegt, fehlend oder sehr schwach; später noch nicht sicher nachgewiesen.

III. Phase: L, beginnend mit etwa $T = 70 \text{ s}$ bis 40 s. dann schnelles Sinken auf $T = 30 - 25 \text{ s}$.

IV. Phase: M bei $T = 30 \text{ s}$.

V. Phase: C.

16. Mikroseismische Berechnung des Epizentrums kann die Erdbebenforschung in jenen Fällen nicht entbehren, wo die makroseismische Festlegung unmöglich ist, weil der Herd in unzugänglichem Landgebiet oder unterhalb des Meeresgrundes liegt. Dabei muß aber beachtet werden, daß Theorie- und Beobachtungsfehler die Genauigkeit dieser Methode in unkontrollierbarer Weise beeinträchtigen. Dies gilt vor allem für Nahbeben, bei deren Ausbreitung das unbekannte Störungsfeld der Erdkruste besonders großen Einfluß gewinnt. Für Fernbeben, zumal wenn ihr Herd weitab von den benutzten Seismometerstationen oder sonst ungünstig zu diesen

liegt, sind Unsicherheiten bis zu ± 100 km heutzutage noch als normal zu betrachten und solche von Hunderten von Kilometern nichts Seltenes. In derartigen Fällen muß man zufrieden sein, wenn man hoffen darf, die Zugehörigkeit des berechneten Epizentrums zu einer bestimmten tektonischen Provinz oder Störungsgruppe gewährleisten zu können. Bezüglich der Herdtiefenberechnungen vgl. S. 739.

a) Laufzeitkurven sind eins der wichtigsten Hilfsmittel für die Seismik. Bezeichnet t_0 die Zeit einer Welle am Bebenherd, t die Zeit ihres Eintreffens am Seismometerstandort, dann ist

$$\text{Laufzeit} = t - t_0.$$

Trägt man in ein Koordinatensystem die Herd- oder Epizentralentfernungen Δ km der Erdbebenwarten als Abszissen, die Laufzeiten einer bestimmten Welle bis zu diesen Stationen in Sekunden als Ordinate

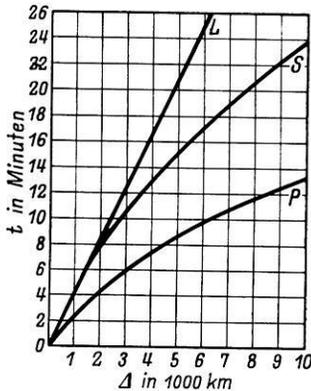


Fig. 24. Mittlere Laufzeitkurven der ersten Einsätze der Hauptwellenarten.

ein, dann ergibt die Verbindungslinie der Punkte die *Laufzeitkurve* jener Welle (Fig. 24). Die Seismik rechnet zwar mit mittleren Laufzeitkurven. Jedoch ist anzunehmen, daß in Wirklichkeit jeder Herd seine individuellen Laufzeiten hat, und zwar verschiedene für jede Himmelsrichtung.

Aus den Laufzeiten ergibt sich die zugehörige

$$\text{Fortpflanzungsgeschwindigkeit} = \frac{\delta \Delta}{\delta t}.$$

die Anzahl von Kilometern, die die Wellen in 1 sec zurückgelegt hat; allerdings bloß die *Oberflächengeschwindigkeit* V , die für die Oberflächenwellen die wahre, für die Raumwellen eine scheinbare ist. Die auf dem Stoßstrahl gemessene *Raumgeschwindigkeit* V wäre die wahre Geschwindigkeit der Raumwellen.

b) Epizentralentfernung Δ . Ihre Berechnung beruht auf der Tatsache, daß infolge der verschiedenen Wellengeschwindigkeiten mit wachsender Epizentralentfernung

in den Seismogrammen die Differenzen $L - S - P$ größer werden. Für den praktischen Gebrauch empfiehlt es sich, die Angaben der Laufzeitkurven in Tabellenform (Tab. 6) niederzulegen.

Die *Laskasche Regel* gestattet bei Fernbeben eine zur ersten rohen Annäherung dienende Uberschlagsrechnung im Kopfe vorzunehmen. Sie lautet:

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

Mithin ergibt die in Minuten ausgedrückte Differenz der Eintrittszeiten der ersten und zweiten Vorläufer, vermindert um eine Einheit, die Epizentralentfernung in Megametern (1 Megameter = 1000 km). *Beispiel.* In Fig. 23 ist: Beim *mittelweiten Beben* ($S-P$) = 3,5 Minuten, also $\Delta = 2,5$ Megameter; beim *Fernbeben* ($S-P$) = 6 Min., also $\Delta = 5$ Megameter; beim *weiten Fernbeben* ($S-P$) = 11 Min., also $\Delta = 10$ Megameter.

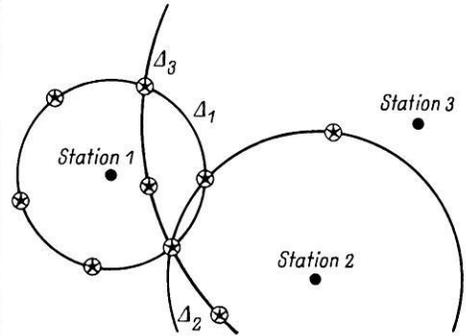


Fig. 25. Epizentralbestimmung mit 1 bis 3 Stationen.

Für *genauere Berechnungen* von Δ aus ($S-P$) mögen die Angaben von Tab. 6 dienen, worin tP die Laufzeiten der ersten Vorläufer bedeuten.

c) Die Bestimmung des Epizentrums (Fig. 25) mit Hilfe der Angaben *einer einzigen Seismometerstation* bleibt meistens sehr unsicher. Dem Kenner verrät oft schon das bloße Aussehen des Seismogramms die Gegend der Herkunft, weil die von gleichen oder benachbarten Herden stammenden Seismogramme sich sehr ähnlich sind. Sonst muß man auf einer Landkarte oder einem großen Globus nachsehen, wo in der berechneten Epizentralentfernung Δ_1 Erdbebenherde liegen. Das Ergebnis ist nicht eindeutig, weil sich gewöhnlich eine Anzahl von Bebengebieten ringsumher in der gegebenen Entfernung befinden. Die Genauigkeit steigert sich in jenen Fällen, wo sich aus beiden Horizontalkomponenten und der Vertikalkomponente seismometrisch das Azimut, also die Himmelsrichtung, bestimmen läßt, wo der Bebenherd liegt (Fig. 26).

Tabelle 6. Zur Entnahme der Epizentralentfernung für Fernbeben bei gegebener Zeitdifferenz (S-P); tP = Laufzeit.

Epizentral- entfernung Δ km	0		100		200		300		400	
	tP	S-P								
	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s
0	.	.	0 14	0 12	0 31	0 23	0 44	0 34	0 57	0 45
1 000	2 15	1 47	2 28	1 57	2 41	2 07	2 54	2 17	3 07	2 26
2 000	4 18	3 20	4 29	3 29	4 39	3 39	4 50	3 48	5 00	3 56
3 000	5 58	4 41	6 07	4 48	6 16	4 55	6 24	5 02	6 33	5 07
4 000	7 22	5 44	7 30	5 50	7 37	5 56	7 44	6 02	7 51	6 08
5 000	8 32	6 42	8 40	6 48	8 47	6 54	8 53	6 59	8 59	7 04
6 000	9 36	7 35	9 43	7 40	9 49	7 45	9 55	7 51	10 01	7 57
7 000	10 37	8 27	10 43	8 33	10 49	8 38	10 55	8 43	11 10	8 48
8 000	11 34	9 17	11 39	9 21	11 44	9 26	11 50	9 31	11 55	9 36
9 000	12 26	10 04	12 31	10 09	12 35	10 13	12 40	10 18	12 46	10 22
10 000	13 16	10 46	13 20	10 50	13 24	10 54	13 28	10 58	13 32	11 02
11 000	13 56	11 21	14 00	11 24	14 04	11 26	14 08	11 28	14 12	11 30
12 000	14 36	11 45	14 40	.	14 44	.	14 48	.	14 52	.

Epizentral- entfernung Δ km	500		600		700		800		900	
	tP	S-P								
	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s	m s
0	1 10	0 56	1 23	1 07	1 36	1 17	1 49	1 27	2 02	1 37
1 000	3 20	2 35	3 32	2 45	3 44	2 54	3 55	3 03	4 07	3 12
2 000	5 10	4 04	5 20	4 11	5 30	4 19	5 40	4 26	5 49	4 34
3 000	6 41	5 14	6 50	5 20	6 58	5 26	7 06	5 32	7 14	5 38
4 000	7 58	6 14	8 05	6 19	8 12	6 25	8 19	6 31	8 26	6 37
5 000	9 06	7 09	9 12	7 15	9 18	7 20	9 24	7 25	9 30	7 30
6 000	10 07	8 02	10 13	8 07	10 19	8 12	10 25	8 17	10 31	8 22
7 000	11 06	8 53	11 12	8 58	11 17	9 04	11 23	9 07	11 28	9 12
8 000	12 00	9 41	12 06	9 45	12 11	9 50	12 16	9 55	12 21	10 00
9 000	12 51	10 26	12 57	10 30	13 02	10 34	13 07	10 38	13 12	10 42
10 000	13 35	11 05	13 40	11 08	13 44	11 12	13 48	11 15	13 52	11 18
11 000	14 16	11 32	14 20	11 34	14 24	11 37	14 28	11 40	14 32	11 43
12 000	14 56	.	15 00	.	15 04	.	15 08	.	15 12	.

Werden die Epizentralentfernungen zweier Stationen verwendet, dann schneiden sich die

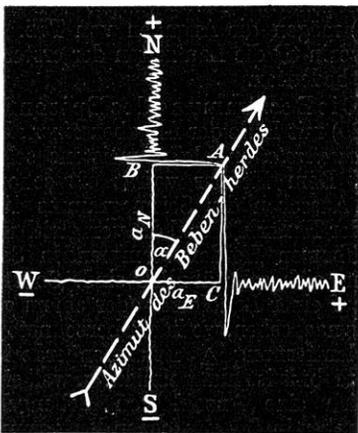


Fig. 26. Azimutbestimmung des Bebenherdes aus den Registrierungen der beiden Horizontalkomponenten einer einzelnen Station.

beiden Kreise mit den Radius Δ_1 und Δ_2 in zwei Punkten, von denen bloß einer als Epi-

zentrum in Frage kommen kann. Eindeutig wird die Epizentralbestimmung erst dann, wenn Epizentralentfernungen für drei oder mehr Stationen bekannt ist.

17. **Geographie der Erdbeben.** Die Erdbebentätigkeit der einzelnen Weltgegenden, der festländischen so gut wie der ozeanischen, zeigt weitgehende regionale und lokale Unterschiede nach Stärke, Charakter und Häufigkeit. Große Gebiete sind praktisch bebenfrei, während sich in gewissen Zonen die Beben-tätigkeit außerordentlich folgenschwer und lebhaft gestaltet; zwischen diesen beiden Extremen pflegen Übergangszonen eingeschaltet zu sein. Die wichtigsten Züge der Erdbebengeographie ergeben sich aus den Karten Fig. 27—33. Alle Einzelheiten dieses Bildes, so weit sie sich bis jetzt beurteilen lassen, zeigen weitgehende Beziehungen zur Geologie der Erdrinde, vor allem zur Bruchtektonik und damit zur geologischen Entwicklungsgeschichte in einer Weise, die den theoretischen Anforderungen in jeder Hinsicht entspricht.

Ihre Aufgabe, die Grundlagen für theoretische und praktische, vor allem volkswirt-

schaftlich verwertbare Arbeiten zu liefern, vermag die Erdbebengeographie bloß unter einer Bedingung zu erfüllen; man muß sie, wie es hier geschehen ist, als räumliche und

1. Die *Wirkungsverteilung* in den einzelnen Erdbebengebieten, weil die früher angerichteten und in Zukunft wieder zu erwartenden



Fig. 27. Erdbebenkarte von Europa.

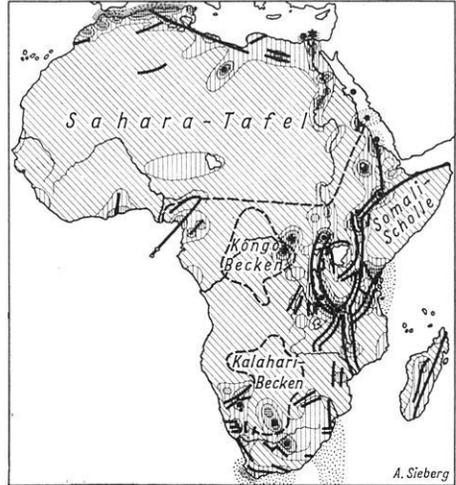


Fig. 29. Erdbebenkarte von Afrika.

Schäden für den Menschen das wichtigste am Erdbeben sind.

2. Die *Herde* nach Lage, Charakter (Tab. 5) der Tätigkeit und Beschaffenheit als geologische Störungsstelle.

3. Die *Häufigkeit* als Ausdruck der Herdregsamkeit. Sie ist aber, für sich allein betrachtet, von sehr untergeordneter Bedeutung, weil der früher vermutete Parallelismus zwischen Häufigkeit und Stärke nicht besteht. Außerdem ist die

Berichterstattung über gefühlte Beben auch gegenwärtig noch so außerordentlich lückenhaft, daß wir nur für ganz vereinzelte Landstriche die ungefähre Größenordnung der berechneten Bebenhäufigkeit gewährleisten können. Dies ist bei Fig. 33 zu beachten. Bloß die Häufigkeits-

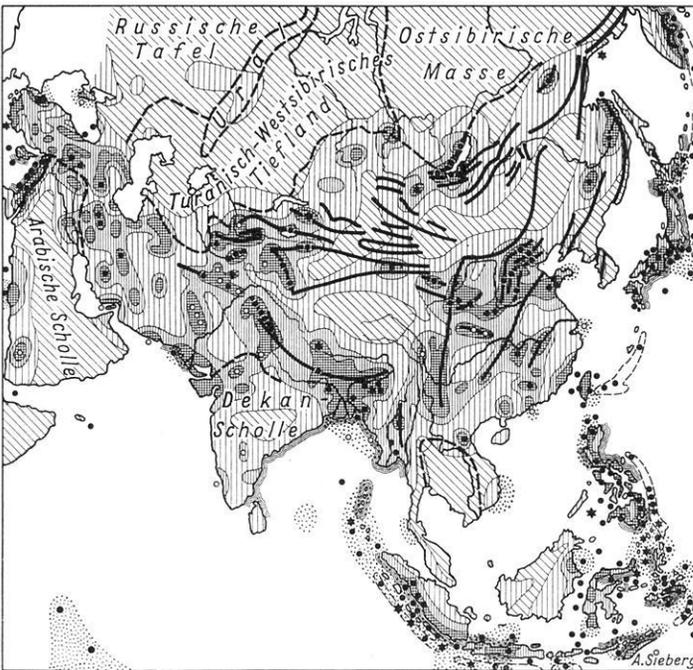


Fig. 28. Erdbebenkarte von Asien.

zeitliche *Summe aller Erdbebenkraftfelder* auffassen und behandeln. Denn sie soll ja Auskunft geben über:

zahlen schwerer Beben und die seismometrisch ermittelten Angaben dieser Art erweisen sich als einigermaßen brauchbar.

Alljährlich weisen die staatlichen Erdbebendienste nach Ausschluß der Nachstöße und Schwarmbeben, die sich insgesamt auch

beben kulturarmer Gegenden und die allermeisten Seebeben niemals zu unserer Kenntnis gelangen, ist die Behauptung berechtigt, die Erdrinde werde ununterbrochen, bald hier, bald dort, von Erdbeben durchzuckt.

Die Haupterdebebengebiete und mit ihnen auch die tätigen Vulkane stehen in engster

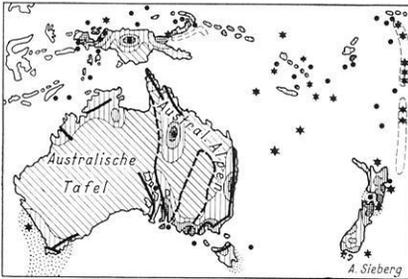


Fig. 30. Erdbebenkarte von Australien.

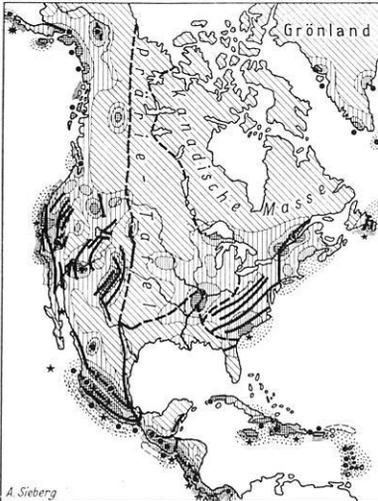


Fig 31. Erdbebenkarte von Nord- und Mittelamerika.



Fig. 32. Erdbebenkarte von Südamerika.

Beziehung zu jenen Erdräumen, die in jüngster Zeit tektonisch durchbewegt worden sind. Als zwei größte Kreise, die rund $23\frac{1}{2}^\circ$ gegeneinander geneigt sind, umspannen sie den Erdball. Beide Zonen

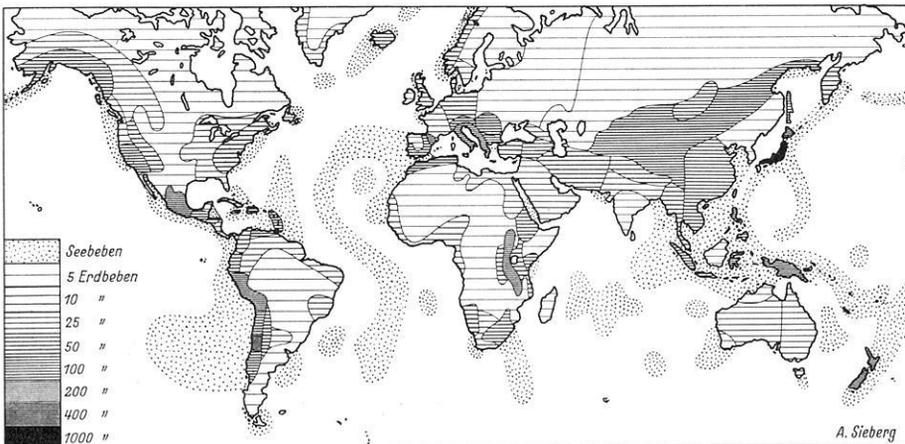


Fig. 33. Mittlere Jahreshäufigkeit der Erdbeben.

auf einige Tausende belaufen mögen, rund 10000 Erdbeben nach; das ist schon ein Beben alle Dreiviertelstunde. Da zahllose Festlands-

jüngster Dislokation umfassen eine ältere Faltungszone und parallel damit eine jüngere Bruchzone, die z. T. auch tertiäre Faltungenge-

birge nach deren Totfaltung zu Bruchschollenland zerstückelt hat. Entgegen der weit verbreiteten Meinung steht jetzt fest, daß nicht die tertiären Faltungszonen, sondern die jüngeren Bruchzonen im Erdbebenbilde der Gesamterde so klar hervortreten. Diese Erfahrung entspricht durchaus der physikalisch begründeten, theoretischen Forderung, daß Bruchdislokation mühelos die Faltungsdislokation überwältigt und den ganzen Bauplan der Erdrinde in Grund- und Aufriß vorschreibt, in den Einzelheiten der Reaktionsfähigkeit der Gesteine gegen die dauernd wirksame tektonische Kraft genau entsprechend. Junge und alte Faltung haben also bloß die Bedeutung von äußerem Ornament und von Innenarchitektur. Auf beide Haupterdbebengürtel zusammengenommen entfallen nicht weniger als 85% aller gefühlten Beben, 79% der gefühlten schweren Beben, 78% der seismometrisch registrierten schweren Beben und 74% der Herde, darunter fast alle vulkanischen. Im einzelnen verlaufen die beiden Gürtel folgendermaßen:

Die mediterrane Bruchzone beginnt mit dem europäischen Mittelmeer samt Apennin- und Balkanhalbinsel sowie Kleinasien, setzt sich fort im Roten Meer, dem Persischen Golf, der Arabischen und Bengalischen Bucht, den ostindischen Tiefseeegräben samt den zerbrochenen Tertiärfalten des Ostindischen Archipels, Neuguinea, den Tiefseebecken des Ostaustralischen Meeres, dem Amerikanischen Mittelmeer und den Azoren.

Die zirkumpazifische Bruchzone umfaßt vor allem die Tiefseeegräben rings am Rande des Pazifischen Ozeans samt den angrenzenden Tertiärfalten, die nach ihrer Totfaltung zerbrochen wurden. Es sind dies die Ostasiatischen Inselguirlanden samt den Küstengebieten Ostasiens, auf der amerikanischen Seite die Kordilleren und Anden mit den eingebrochenen Hochbecken. Hauptherd der Groß- und Weltbeben ist der submarine Tonga-Kermadecgraben.

Die Schnittpunkte beider Bruchzonen, der Malaiische Archipel und Mittelamerika, zeichnen sich durch besonders weitgehende Bruchzerstückelung, Beweglichkeit und dementsprechende Erdbebentätigkeit aus.

Im vollkommenen Gegensatz hierzu sind die uralten Massen der Kontinentalkerne, die das Höchstmaß der Erdrindenverfestigung bedeuten, samt den aufgelagerten Tafelländern und den paläozoischen Randfalten fast bebenfrei. Eine Zwischenstellung nahmen, je nach den äußeren Bedingungen, die Bruchschollenländer paläozoischer Faltung sowie die weiten interkontinentalen Einbruchbecken ein.

18. Anleitung zur Beobachtung eines Erdbebens. Die *Materialbeschaffung* für die Erdbebenforschung ist zu einem guten Teil Auf-

gabe der Laienwelt. Mit den *allereinfachsten Mitteln* vermag letztere, bei genügendem Interesse, außerordentlich Wertvolles zu leisten, wenn sie auf jene Erscheinungen achtet, die für die Beurteilung von Erdbeben grundlegende Bedeutung haben. Das sind in erster Linie die *Bebewirkungen*, selbst die schwächsten. Leider aber pflegen gerade diese, trotz aller Mahnungen und vorgedruckten Fragebogen, die allergeringste Beachtung zu finden, wodurch ein großer Teil der heute erhältlichen Erdbebennachrichten entwertet ist. Bestenfalls wird über das etwaige Auftreten von Schäden und Zerstörungen recht summarisch berichtet.

Ausgangspunkt der Erdbebenforschung bilden die *Isoseistenkarten* (S. 735) der Einzelbeben. Um diese für die Wissenschaft möglichst fruchtbringend zu gestalten, bedarf es bloß der Berücksichtigung nachstehender Gesichtspunkte:

1. *Jedes Erdbeben*, auch das schwächste, muß umfassend beobachtet und gemeldet werden. Dies gilt vor allem auch für die Einzelstöße von *Schwarmbeben* und von *Nachstößen* (S. 732) stärkerer Erdbeben. Gerade die Fragen, die mit den zuletztgenannten Sonderformen der Erdbebentätigkeit zusammenhängen, bedürfen noch sehr der Klärung.

Neben dem *Datum* ist auch die *Zeit* möglichst genau anzugeben, damit es bei umfangreichem Beobachtungsmaterial gelingt, zusammengehörige Einzelstöße als solche zu erkennen.

2. *Aus jeder Ortschaft* des Schüttergebietes sollten Beobachtungen einlaufen. Denn bloß ein dichtes Beobachtungsnetz kann zu Isoseistenkarten von genügender Genauigkeit führen, um unbekannte Zusammenhänge aufzuspüren.

Dem Ortsnamen ist die Bezeichnung von Provinz, Bezirk oder alles sonstige beizufügen, um Verwechslung mit gleichnamigen Ortschaften anderer Gegenden auszuschließen. Beigefügte *Zeitungen* weisen meistens auf weitere Bebenorte hin, aus denen Erkundigungen einzuziehen sind.

3. *Die örtlichen Wirkungen* des Bebens sind, wie bereits betont wurde, das *allerwichtigste* Beobachtungsobjekt, weil von deren Zuverlässigkeit die Brauchbarkeit der Isoseistenkarte abhängt. Angabe des Erschütterungsgrades nach irgendeiner Skala, ohne Mitteilung der Wirkungen, aus denen er abgeleitet wurde, ist wertlos.

Worauf es bei den Wirkungsangaben ankommt, ergibt sich schon aus Tab. 4. Zur Vollständigkeit sei noch auf nachstehende charakteristische Gradanzeiger hingewiesen. Bei den an erster Stelle stehenden schwächeren kommt es darauf an, zu wissen, ob sich der Beobachter ruhend oder beschäftigt im Freien oder innerhalb eines Gebäudes (Stockwerk?) befand.

Zittern der Möbel; Knistern der Wände oder Zimmerdecken; Klirren von Gläsern, Geschirren, Fenstern; Krachen von Türen, Balken, Dielen; Schwankungen von Blumen, Sträuchern; Pendeln frei hängender Gegenstände; Verschieben oder Klappern von Wandbildern; Tönen von Klingeln; Umfallen kleiner Gegenstände; Verücken von Möbeln; Herabfallen von Gegenständen von den Borden; Anschlagen von Kirchenglocken; Abbröckeln des Verputzes; Mauerrisse; Herabfallen von Schornsteinen und Dachziegeln u. dgl.

Gebäudeschäden erfordern besonders ausführliche Berichterstattung. Notwendig ist Angabe von Art und Umfang von Schäden und Zerstörungen (S. 736) im Vergleich mit der Gesamtzahl der Gebäude. Dabei ist die Feststellung von Wichtigkeit, wieviel Prozente auf *indirekte* Bebenwirkungen, wie Brände, Erdrutsche, Küstenabbrüche oder Seismische Wogen entfallen. Nach Möglichkeit sollten *Zeichnungen*, Photographien und Eintragungen in Stadtpläne als Belege beigegeben werden. Ganz besonders wertvoll sind etwaige Feststellungen über Abhängigkeit von Bauweise und Untergrund.

Bei *Bodenumgestaltungen* (S. 732) ist außer auf Art und Umfang besonders auf alles zu achten, was den Vorgang etwa begünstigt haben könnte, z. B. steile Böschung, Lagerungsform, Unterhöhung, Durchfeuchtung durch vorhergegangene Niederschläge u. dgl.

Vulkane, die sich in der Nachbarschaft befinden, sind auf Anzeichen neu erwachender oder veränderter Tätigkeit zu prüfen (S. 742).

Bei *Seebeben* (S. 732, 740) sind alle Beobachtungen über fühlbare und sichtbare Wirkungen auf Schiffe (Standortsangabe!), den herrschenden Seegang und dessen etwaige Änderungen, sowie alle sonstigen Begleiterscheinungen von Wichtigkeit.

Bei *Seismischen Wogen* haben die Beobachtungen außer den Wirkungen auch noch die Zahl, Höhe und Überflutungsweite der Wogen sowie die Zeit ihres Auftretens nach dem Erdbeben zu umfassen, samt der Feststellung, ob zuerst ein Rückzug des Wassers stattfand.

4. Beobachtungen über *Zahl, Art, Aufeinanderfolge, Dauer und Richtung der Bewegungen* sind zwar erwünscht, aber von untergeordneter Bedeutung.

Sämtliche Beobachtungen sollten auch ohne besondere Aufforderung den *amtlichen Erdbebediensten* der in Frage kommenden Länder oder der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena zugeleitet werden.

Literatur. *Lehrbücher der Erdbebenkunde, die eigene Forschungsergebnisse bringen und Quellenwerke sind:* **Milne, J.**, *Earthquakes*, London 1886. — **Derselbe**, *Seismology*, London 1898. — **Hoernes, R.**, *Erdbebenkunde*, Leipzig 1898. — **Dutton, C. E.**, *Earthquakes*, New York 1904. — **de Montessus de Ballore, F.**, *La science séismologique, les tremblements de terre*, Paris 1907. — **Derselbe**, *La géologie séismologique*, Paris 1924. — **Hobbs, W. H.**, *Earthquakes*, London 1908; deutsch von **J. R. uska**, *Erdbeben*, Leipzig 1910. — **Steberg, A.**, *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*, Jena 1925. — **Derselbe**, *Geologische Einführung in die Geophysik*, Jena 1927. — **Derselbe**, *entsprechende Abschnitte in Gutenbergs Lehrbuch der Geophysik*, Berlin 1929, und namentlich *Handbuch der Geophysik*, Berlin 1930. — **Derselbe**, Kap. 9—17 in seinem unten genannten *Ostmittelmeerwerk*. — **J. R. Freeman**, *Earthquake damage and earthquake insurance*, New York-London 1932. — *Entsprechende Werke der Erdbebengeographie:* **Hoff, K. E. A. von**, *Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche*, Gotha 1822-41. — **Rudolph, E.**, *Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen*, Leipzig 1887-98. — **de Montessus de Ballore, F.**, *Géographie séismologique*, Paris 1906. — **Steberg, A.**, *Die Verbreitung der Erdbeben*, Jena 1922. — **Derselbe**, *Erdbebengeographie*, Berlin 1932 (in Bd. 4 von Gutenbergs *Handbuch der Geophysik*). *Erste Bearbeitung nach der Kraftfeldmethode, mit 178 einheitlich bearbeiteten Erdbebenkarten und Profilen sowie 98 regionalen Erdbebenkatalogen.* — **Derselbe**, *Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet*, Jena 1932. — **Tams, E.**, *Die Seismizität der Erde*, Leipzig 1931.

A. Sieberg.

Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena

- Heft 1: **Die Verbreitung der Erdbeben auf Grund neuerer makro- und mikro-seismischer Beobachtungen und ihre Bedeutung für die Fragen der Tektonik.** Von Dr. August Sieberg, Privatdozent für Geophysik an der Univers. Jena. Mit einer farb. seismisch-tektonischen Weltkarte. 96 S. gr. 8° 1922 Rmk 1.60*
- Heft 2: **Die Explosionskatastrophe von Oppau am 21. September 1921 nach den Aufzeichnungen der Erdbebenwarten.** Von Prof. Dr. Oscar Hecker, Jena. Mit 5 Tafeln. 18 S. gr. 8° 1922 Rmk —.60*
- Heft 3: **Zur Gründung der Reichsanstalt für Erdbebenforschung in Jena.** Von O. Hecker. Mit 2 Abbild. im Text. — **Das Erdbeben in der chilenischen Provinz Atacama am 10. November 1922.** Von A. Sieberg und B. Gutenberg. Mit 2 Abbild. im Text und 18 Tafeln mit Seismogrammen. 48 S. gr. 8° 1924 Rmk 4.50*
- Heft 4: **Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911.** Bearbeitung der makroseismischen Beobachtungen. Von Dr. A. Sieberg und Dr. R. Lais. Mit 8 Abbild. im Text und 2 farb. Isoseistenkarten. 106 S. gr. 8° 1925 Rmk 10.—*
- Heft 5: **Ueber die Laufzeiten der Vorläufer- und Wechselwellen bei Erdbeben in ihrer Beziehung zur Schichtung der Erdkruste.** Von G. Krumbach. 19 S. gr. 8° 1926 Rmk 1.—*
- Heft 6: **Das Einsturzbeben in Thüringen vom 28. Januar 1926.** Von A. Sieberg und G. Krumbach. Mit 6 Abbild. im Text und 1 Isoseistenkarte. 32 S. gr. 8° 1927 Rmk 1.50*
- Heft 7: **Seismische Registrierungen in Jena.** 1. Oktober 1926 bis 31. Dezember 1927. Von G. Krumbach. 23 S. gr. 8° 1928 Rmk 1.—*
- Heft 8: **Das Erdbeben in Japan am 7. März 1927.** 11 Tafeln (26×38 cm) mit Seismogrammen und 4 S. Text. Lex. 8° 1928 Rmk 3.—*
- Heft 9: **Beiträge zu einer experimentellen Seismik.** Von O. Meisser. Mit 68 Abbild. im Text. V, 77 S. gr. 8° 1929 Rmk 4.50*
Inhalt: I. **Theoretische Grundlagen.** 1. Freie Wellen im elastischen unendlichen Raume. 2. Gebundene Wellen im elastischen unendlichen Halbraume. 3. Geometrische Seismik. II. **Experimentelle Arbeitsmethoden.** 1. Konstruktion und Beschreibung der Apparaturen. 2. Die theoretischen Grundlagen für die Auswertung von Registrierungen. 3. Beispiele für Beobachtungen an elastischen Wellen: Laufzeitverfahren. Emergenzwinkel. Perioden. Amplitudenverfahren. Ziele und Aufgaben einer experimentellen Seismik.
- Heft 10: **Seismische Registrierungen in Jena 1. Januar bis 31. Dezember 1928.** Von G. Krumbach. 24 S. gr. 8° 1929 Rmk 1.20*
- Heft 11: **Die wichtigsten Erdbeben des Jahres 1924 und ihre Bearbeitung.** Von G. Krumbach und A. Sieberg. Lex. 8° Rmk 6.—*
- Heft 12: **Entstehung und Ausbreitung Deutscher Erdbeben** in ihrer Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen. Von Fritz Nennstiel. Mit 8 Karten im Text. 43 S. gr. 8° 1930 Rmk 3.—*
- Heft 13: **Seismische Registrierungen in Jena, 1. Januar bis 31. Dezember 1929.** Von G. Krumbach. 21 S. gr. 8° 1930 Rmk 2.—*
- Heft 14: **Seismische Registrierungen in Jena, 1. Januar bis 31. Dezember 1930.** Von G. Krumbach. 20 S. gr. 8° 1931 Rmk 1.60*
- Heft 15: **Tätigkeitsbericht der Reichsanstalt für Erdbebenforschung für die Zeit vom April 1930 bis März 1931.** 12 S. gr. 8° 1931 Rmk 1.—

August Sieberg

Reg.-Rat, Professor für Geophysik an der Universität Jena

Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.

Mit 178 Abbild., 1 farb. seismisch-tektonischen Weltkarte und einem Anhang von 17 Hilfstafeln für die angewandte Erdbebenforschung. XIII, 572 S. gr. 8° 1923
Rmk 18.—, geb. 20.—*

Inhalt: Einleitung: Die physikalischen und geologischen Grundlagen der Erdbebenforschung. / 1. Begriff und Erscheinungsformen der Erdbeben. 2. Mechanik der Erdbeben. 3. Entstehung und Arten der Erdbeben. 4. Theorie der Erdbebenwellen und verwandter Erscheinungen sowie deren Bedeutung für die Erkenntnis des Erdinnern. (Von Dr. Beno Gutenberg.) 5. Geographie der Erdbeben. 6. Erdbebeninstrumente. 7. Seismische Untersuchungsmethoden. / Anhang: 17 Hilfstafeln für die angewandte Erdbebenforschung. Namen-, Sach- und Ortsverzeichnis.

Eine einheitliche und ins Einzelne gehende Darstellung des Gesamtgebietes der Erdbebenkunde. Das Buch ist als Nachschlagewerk für Fachleute sowie als Lehrbuch für Studierende und zum Selbststudium gedacht. Deshalb werden die zum Verständnis notwendigen Grundlehren von Geologie und Physik in knappster, eigens dem Zweck angepaßter Form vorausgeschickt.

Geologische Einführung in die Geophysik.

Für Studierende der Naturwissenschaften, des Ingenieurwesens und des Bergbaues, sowie zum Selbststudium. Mit 260 Abbild. im Text und 1 farb. Karte. X, 374 S. gr. 8° 1927
Rmk 17.—, geb. 19.—*

Inhalt: Einleitung: Zusammenhänge in der Physik der Erdkruste. Aufgaben und Hilfsmittel. Aufschlußmethoden. Deutschsprachige Lehr- und Handbücher. / 1. Der Erdplanet. 2. Innerer Aufbau und physikalische Verhältnisse des Erdkörpers. 3. Die Stellung der Erde im Weltganzen und der Entwicklungsgang. 4. Die irdische Schwere. 5. Die erdmagnetischen und verwandte Erscheinungen. 6. Die magmatischen Vorgänge. 7. Die tektonischen Vorgänge. 8. Die seismischen Vorgänge. 9. Die Erdbeben. / Literatur. Namen-, Sach- und Ortsverzeichnis.

Geolog. Rundschau. 1927, Heft 6: . . . Was das neue Werk auf das vorteilhafteste auszeichnet, ist die große Klarheit der Darstellung, das konsequent durchgeführte Prinzip, alles ab ovo zu erklären, nichts als bekannt vorauszusetzen, die übersichtliche, reiche Gliederung des Stoffes und die Beigabe von Figuren, mit denen in äußerst geschickter Weise die im Text vertretenen Auffassungen verdeutlicht werden. Sehr zu begrüßen ist die Einfügung geschichtlicher Daten bei allen Abschnitten. Für den Geologen ist diese kritische Zusammenfassung des geophysikalischen Wissens von größtem Werte. Stehen doch viele der hier behandelten Probleme gerade im Vordergrund des Interesses in der allgemeinen Geologie. . . . Das Buch ist ein Muster an Vielseitigkeit und Vollständigkeit. Druck, Ausstattung und Papier des Buches sind vorzüglich. Wilckens.

Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet.

Ergebnisse einer erdbebenkundlichen Orientreise, unternommen im Frühjahr 1928. Mit 6 Erdbebenkatalogen, sowie 65 Abbild. und Karten im Text, und 2 farbigen Erdbebenkarten. („Denkschriften der medizinisch-naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Jena“. Bd. 18, 2.) VI, 114 S. gr. 4° 1932
Rmk 20.—

Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Süditaliens.

Mit 2 farbigen Ansichten, sowie 67 Abbild. und Karten im Text. VI, 226 S. 8° 1914
Rmk 4.—*

Inhalt: 1. Das Wesen der Erdbeben und des Vulkanismus, sowie der Zusammenhang mit dem geologischen Aufbau des südlichen Italien. 2. Die erloschenen Vulkane der römischen Campagna. 3. Der Vesuv. 4. Das Einbruchsbecken von Neapel und seine erloschenen Vulkane. 5. Kalabrien und die Erdbeben des südlichen Italien. 6. Die Ostküste Siziliens. 7. Der Aetna. 8. Der Stromboli und die übrigen äolischen Inselvulkane. — Literaturverzeichnis. Register.

Erdbebenforschung und ihre Verwertung für Technik, Bergbau und Geologie.

Eine erste Einführung zum Selbststudium. Mit 52 Abbild. im Text. (Erweiterter Sonderdruck aus „Handwörterbuch der Naturwissenschaften“. 2. Aufl.) VII, 144 S. kl. 8° 1933
Rmk 3.20