

Ueber die
Erregungsart von Erdbeben
und andere
die Propagation bestimmende Factoren.

Von

J. K N E T T.

Mit 28 Figuren.

Prag, 1900.

Druck von Heinr. Meray Sohn in Prag.

Ueber die Erregungsart von Erdbeben und andere die Propagation bestimmende Factoren.

Von

J. K N E T T.

Zahlreich sind die Gesichtspunkte, nach welchen hin man die seismischen Erscheinungen eingehenden Betrachtungen unterzogen und sie danach in bestimmte Gruppen zusammengefasst hat. Wohl ist manches Erdbeben nach der einen oder anderen Richtung besonderen Anlasses oder günstiger Umstände halber besser untersucht worden und doch ergibt die nähere Umschau in der Literatur, dass noch manche Lücke besteht, manch einschlägiger Gedanke noch nicht oder nur vorübergehend ausgesprochen und dann entweder nicht weiter ausgebildet worden oder der Nichtbeachtung anheim gefallen ist.

Beifällig ist seinerzeit der Ausspruch aufgenommen worden, dass der Herd eines Erdbebens nicht bloß ein Punkt im weitesten Sinne, auch eine Linie, Fläche, Spalte, ja ein ansehnlich dimensionirter Körper sein könne.

So sehr man bei allgemeinen Erörterungen den punktförmigen Herd ins Auge fasste, so sehr wurde die „Spalte“ bevorzugt, wenn es sich entweder um ein „laterales“ Erdbeben handelte oder wenn das Beobachtungsmaterial eine längliche, etwa elliptische Propagationsform ergab.

Im ersteren Falle denkt man dabei vorzugsweise an ein Klaffen der Spalten, was einen auf ihren Verlauf senkrecht gerichteten Anschlag ergeben müsse. Diesen „ersten Anstoss“, ein fruchtbarer, der weiteren Verfolgung würdiger Gedanke, nimmt

man nun stets als direct gegen die Erdoberfläche auf einem kurzen oder kürzesten Weg erfolgt an.

Wir werden in der Folge sehen, dass noch andere Fälle möglich sind, dass der primäre Anschlag besonders auch gegen das Erdinnere erfolgen kann; Fälle, die wir etwa nicht deshalb vernachlässigen dürfen, weil wir Bewohner der Erdoberfläche und deshalb nur allzusehr geneigt sind, jede Erschütterung als die Folge eines gegen die Oberfläche gerichteten stärksten Impulses zu betrachten.

Die ruckweise, von einer Spalte ausgehende Bewegung muss endlich nicht immer eine auf ihre Flächenausdehnung senkrecht gerichtete sein; an allen Rupturen, sowohl im Faltengebirge als in Senkungsgebieten, kann auch ein Verschieben oder Verwerfen stattfinden, Vorgänge, deren Möglichkeit längst ausgesprochen, deren Bestehen wiederholt beobachtet worden ist. Man hat sie mehr in ihren Beziehungen zum Gebirgsbau gewürdigt und Herr Prof. E. S u e s s war es, der den Satz ausgesprochen hat, dass es ebenso viele Arten von Erdbeben geben müsse, als es Arten von Dislocationen gibt. Es hat dies auch seine Bestätigung gefunden. Weniger dagegen hat man den Einfluss dieser Erscheinungen auf die Propagation untersucht. Stösse, deren Erdbebenebene mit der Ebene der erregenden Dislocation zusammenfielen, nannte man einfach „axiales“ Beben, ohne meist weiter zu berücksichtigen, dass es ein ganzer Gesteinscomplex sein müsse, der die Bewegung vollführt und zur Veranlassung des Erdbebens wird.

Erst wo dieser Complex ansehnliche Dimensionen erreicht, wo es sich um ganze „Schollen“ handelt, hat man von „Senkungsbeben“ gesprochen. Sie afficiren grosse Theile der Erdoberfläche gleichzeitig und finden an mehreren Dislocationen statt, von denen nach obiger Auffassung eine jede zum Herd eines axialen oder Flächen-Bebens werden müsste.

In terminologischer Beziehung aber scheint es, als wäre es an der Zeit die wenigen verfügbaren Bezeichnungen strenger auf ihren Begriff zu bringen, um durch deren Anwendung in bestimmtem Sinne einer Verwirrung vorzubeugen.

Um nur ein Beispiel anzuführen, gebraucht der eine Autor die Bezeichnung „centrales“ Beben für ein solches, dessen Herd ein Punkt ist, ein anderer für Erdbeben, deren primärer Anschlag vertical über dem Bebenherd, also im Epicentrum erfolgt, wieder ein anderer für ein kreisförmiges Schüttergebiet.

In der Mehrzahl werden damit wohl Erdbeben verstanden, wo angenommen wird, dass all diese Umstände zutreffen; dies kann aber nicht immer der Fall sein.

Es mag diese Combination, wie sie u. A. auch Lasaulx annimmt und wie sie endlich auch bezüglich der „axialen“ Beben analoger Weise angenommen wurde, vielleicht der Schwierigkeit der Ermittlung eines jeden der drei genannten Erdbebenelemente entsprungen sein. Sind doch die Oberflächenerscheinungen der Erdbeben mitunter überaus complicirte; es ist nichts Neues, dass die Propagationsform ein Summarium der Einwirkung der verschiedensten Factoren ist, die sich in ihrer Beeinflussung oft diametral gegenüber stehen.

Es darf daher nicht Wunder nehmen, dass die Analyse eines erschütterten Areal in den meisten Fällen sehr schwierig ist, dass es oft gar nicht gelingt, die Erdbebenelemente, Gestalt des Herdes, Erregungsart bezw. Stossrichtung u. s. w. aufzufinden. Dann mag man zu „Nothbezeichnungen“ greifen; nur gestatte ich mir der Meinung zu sein, dass wir für den Fall, wo wir gezwungen sind, eine Erscheinung mit einem compilatorischen Namen zu belegen — hinter dem sich unsere Unkenntnis oder sagen wir Unvermögen verbirgt, keinen Anspruch werden erheben können auf die Anerkennung dieser Bezeichnung als geläuterten Begriff.

Liegt irgendwo ein annähernd kreisförmiges Schüttergebiet vor, dessen Entstehungsweise zu ermitteln nicht versucht oder ermöglicht wird, spreche man kurzweg von einem „Kreisbeben“ als Nothbezeichnung oder von einem Beben mit kreisähnlicher Propagation bezw. Ausbreitung, denn es kann durch das Zusammenwirken mehrerer Umstände dazu gekommen sein. — Etwas ähnliches gilt ja auch für elliptische Schüttergebiete und wir greifen den Fall heraus, wo ihre Lage zum Gebirgsbau betrachtet wird. An sich kann es die Folge eines linearen oder Flächenherdes sein; es kann der primäre Impuls quer zum Streichen erfolgen, das Gesamtschüttergebiet aber doch seiner Länge nach entsprechend den Gebirgsfalten gelagert sein, ein Phänomen der Beeinflussung der Schüttergebietsausdehnung durch das Faltenstreichen. Bei ganz gleicher Lage kann aber auch der Stoss parallel zu diesem Streichen erfolgen. Der eine Autor nennt nun ein „longitudinales“ Beben lediglich nur der Lage des Schüttergebietes wegen, ein anderer — wohl mit

mehr Berechtigung — bezüglich des — in unserem zweiten Falle „der Länge nach“ gerichteten Anschlages, wonach consequenterweise das erstere als „transversales“ Erdbeben zu bezeichnen wäre. Lasaulx hat denn auch diese Fälle strenger auseinander gehalten und unterscheidet „für die Schweizerbeben“ vier verschiedene Arten.¹⁾ Die eine: „transversales Beben mit longitudinaler Stossrichtung“ oder besser longitudinales Querbeben existirt wohl kaum! Die übrigen Fälle gelten selbstverständlich nicht allein für die Schweiz.

Bezüglich anderer Gesichtspunkte scheint es, als ob manch Ungleichwerthiges nebeneinander gereiht wurde, so bezüglich der Erdbebenursachen, des Schallphänomens u. s. w.

Eine Art Sichtung in dem theoretischen Gebäude der Seismologie, dessen Bau wohl noch nicht beendet ist, wäre daher meo voto schon jetzt ein zeitgemässes Unternehmen. Ich fühle mich hiezu nicht berufen und möchte mir mit den folgenden Zeilen nur den Versuch erlauben, insbesondere über einen auf die oberflächlichen Erdbebenercheinungen Einfluss nehmenden Factor, die Erregungsart der Beben kurze Betrachtungen anzustellen.

Charakter der Erregung.

Es ist zu unterscheiden zwischen diffuser und pulsiver Erregung. Ein Beispiel möge den Gedanken in Kürze erläutern: 10 *kg* Dynamit werden in rundlicher Packetform an einer Schnur aufgehängt — Mittel gleichgiltig, angenommen in Luft — und durch den elektrischen Contact zur Explosion gebracht. Der Widerstand ist nach allen Richtungen hin der gleiche, die Wucht der Explosion, die Intensität daher ebenfalls überallhin gleichwerthig. Von dem Erregungsorte gleichweit entfernte Apparate würden dieselbe mit gleicher Stärke verzeichnen²⁾, denn vom Herde ab

1) A. von Lasaulx: Die Erdbeben. — Kenngott's Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie. (Breslau 1882.)

2) D. h. mit $i = \frac{e}{d^2}$, wenn i die Stärkewirkung, e die Grösse der erregenden Kraft, d die Entfernung der Beobachtungsorte vom Herd bedeuten würde. In halbsogrosser Entfernung wäre die Wirkung eine vierfachverstärkte $J = \frac{e}{(d/2)^2} = 4 \frac{e}{d^2} = 4i$. Umgekehrt wieder würde ein Erdbeben bei gleichstarker Erregung aber zweifacher Herdtiefe erdoberflächlich nur $\frac{1}{4}$ so stark gefühlt werden, als ein solches von einfacher Herdtiefe, vollkommen elastisches Mittel vorausgesetzt, was nicht ganz zutrifft.

verlaufen nach allen Richtungen hin unendlich viele gleich intensive Stoss- und Schalllinien (Strahlenbündel), in ihrer Gesamtheit Kugelwellen bildend.

Die Grösse der Amplitude der (Beben und Schall-) Wellen ist in dem betreffenden Mittel nach allen Richtungen hin dieselbe und nimmt blos mit dem Quadrate der wachsenden Entfernung ab.

Ist in einem anderen Falle die Erregungskraft grösser, etwa bei Anwendung der zweifachen Menge des Explosionskörpers, so ist unter gleichen Umständen auch die Intensität der einzelnen Strahlenbündel und ihre Wirkung auf ein Beobachtungsorgan oder einen Apparat, desgleichen das erschütterte und tönende Gebiet entsprechend grösser; die Erscheinung selbst aber wird überallhin mit gleicher Stärke vernommen.

Das ist diffuse Erregung.

Würde die Explosion nach einer bestimmten Richtung einen geringeren Widerstand als nach allen übrigen finden, dann ist die Schwingungsweite der Wellen nicht überall die gleiche, sondern nach dieser, e i n e n Richtung hin am grössten.

Dorthin, in dieser Richtung des primären Impulses wird daher auch die Intensität der bebenden und tönenden Luft, kurz, der erregten Wellen am stärksten sein.

Würde man in einem weiteren Versuch die gleiche Sprengstoffmenge (10 kg) nicht ungehindert zur Explosion bringen, sondern etwa aus einem Rohr hinaus feuern, dann können vom Herde gleichweit abstehende Beobachter den Anprall der Bebenwelle oder die Stärke des Schalles nicht mehr gleichwerthig verspüren. Der in der Richtung des Abfeuerns befindliche Apparat hätte die stärkste Wahrnehmung, der ihm entgegengesetzte die schwächste zu verzeichnen.

Das ist pulsive Erregung.

Was mit dem Beispiel für Luft gesagt wurde, gilt im Principe für jedes andere Mittel.

Die Erregungsart ist nun von grosser Bedeutung für die erdoberflächliche Aeusserungsweise des Bebens, für seine Wirkung und Ausbreitung.

Propagation diffus erregter Erdbeben und verticaler Erdstösse.

Sofern nicht andere Umstände störend hinzutreten, muss sich ein diffuserregtes Erdbeben oberflächlich nach allen Rich-

tungen, selbst auf grosse Flächen hin, insbesondere in isoseismischer Beziehung gleichmässig äussern; der Gradient der Isoseisten ist ein allmählich abnehmender.

Erdbeben, die eine solche Oberflächenerscheinung aufweisen, hat schon vor längerer Zeit Prof. Suess diffuse Beben genannt.¹⁾ Es waren damit weniger Beben mit diffuser Erregung, als mit weitausgebreiteter „diffuser Propagation“ gemeint. Eine solche oder ähnliche kann aber auch durch das zufällige Zusammenwirken mehrfacher Umstände entstehen oder die Folge eines selbst verticalpulsiven (aus grosser Tiefe kommenden) Erdstosses sein.

Selbst wenn ein seichtes Erdbeben, dessen Anschlag vertical gegen den Oberflächenmittelpunkt (succussorisches Beben im engeren Sinn) gerichtet ist, in Frage steht, wird es in praxi nur schwer und mit Berücksichtigung vieler Beobachtungen und aller geologischen Momente gelingen zu entscheiden, ob diffuse oder vertical-pulsive Erregung vorliegt, wenn derselben nicht grosse Intensität eigen war.

Trifft letzteres zu, dann hat die Propagation allerdings eine unverkennbare Extremform, die umso ausgeprägter sein wird, wenn der Herd der Erscheinung nur in verschwindend geringer Tiefe unter der Erdoberfläche gelegen war.

Die Eigenheit solcher Erdbeben liegt in der Abgrenzung des merklichen Gesamtschüttergebietes durch eine relativ noch intensive Isoseiste, welche Grenze bei seichter Herdtiefe umso schärfer gezogen ist.

Dieses Phänomen localer, oft verderblicher Erdbeben zeigen insbesondere die von Vulcanen ausgehenden Stösse.²⁾ Nehmen wir aber selbst gleiche Herdtiefe und gleichstarke Erregung an, so sind die Unterschiede der Propagationsverhältnisse zwischen diffusen und verticalen Erdbeben wenigstens theoretisch noch gut erkennbar. So wie bei diffuser Erregung die Vertheilung der erschütternden Kräfte eine allseitig ziemlich gleiche, im weiteren Bebengebiet vom epicentralen nicht wesentlich verschiedene ist, so concentriren sich dieselben bei aufstossenden Erdbeben vorzüglich auf das letztere Gebiet, während ihr Mass im weiteren Umkreise im beschleunigten Sinne abnimmt.

1) Ed. Suess: Ueber die Erdbeben in der österreichisch-ungarischen Monarchie. -- Ausserord. Beilage Nr. II zu den Monatsblättern des Wissenschaftlichen Club in Wien. (Wien 1880/81.)

2) Die local begrenzte zerstörende Wirkung der Torpedos kann als analoger Fall betrachtet werden.

Fig. 1. stellt die Unterschiede schematisch dar; H ist der Bebenherd, E das Epicentrum; die Stärke in den erschütterten Gebieten des diffusen (D) und des verticalen (V) Erdbebens ist durch entsprechende Aufblähung der Erdoberfläche angedeutet, b zeigt die Propagation des ersten, c des zweiten Erdbebens.

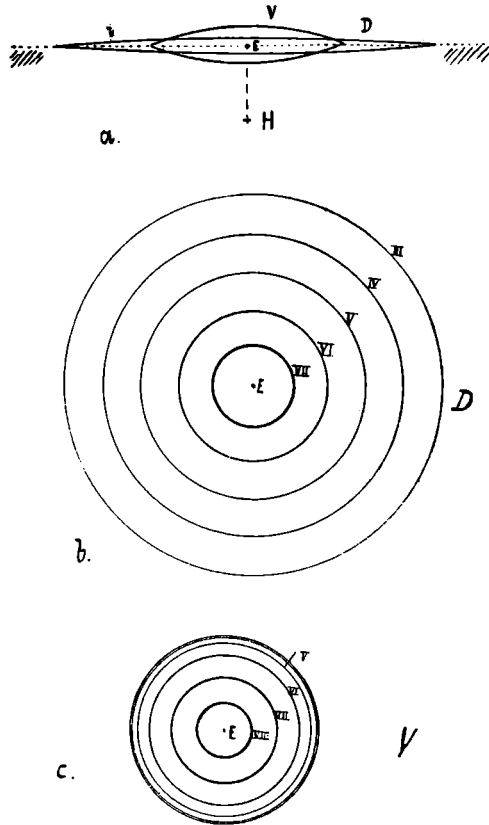


Fig. 1.

Die Linien gleicher Schütterstärke, die mit Ziffern bezeichnet ist, sind als Kreise dargestellt. Das kleine Schüttergebiet des Verticalstosses können wir als bereits mit Isoseiste V begrenzt betrachten.

Da sich diese strengen Unterschiede in Wirklichkeit aus mannigfachen Gründen meist nicht scharf erkennen lassen, so

werde ich diese beiden Propagationsformen in den folgenden Erörterungen nicht besonders von einander halten und begnüge mich auf das Vorhandensein der Differenzen hingewiesen zu haben.

Die Oberflächenerscheinung solcher Erdbeben ist also eine quasi vollkommen symmetrische. Das Epicentrum, der normal über dem Bebenherd gelegene Ort an der Oberfläche der Erde, in welchem die Bebenwellen zuerst einlangen, liegt in der Mitte des aus nahezu concentrischen Kreisen gleicher Schütterstärke aufgebauten Bebengebietes.

Ist die Erregung solcher Erdbeben nur eine schwache, so wird die Erschütterung im Oberflächenmittelpunkt oft kaum vermerkt; erst bei stärkeren, etwa den Grad IV—VI annehmenden Beben wird sie auch im Epicentrum allgemein wahrgenommen.

Bei dieser Stärke ist aber selbst der verticale Stoss in diesem Punkte für Gegenstände auf der Erdoberfläche noch nicht gefährlich. Erst in einem gewissen Umkreise wird die Erschütterung von Gebäuden etc. eine bedenklichere, dort nämlich, wo das Mass des Auftauchungswinkels bereits wesentlich von 90° abweicht, wo also die ersten „wirksamen schrägen Stösse“ eintreffen.

Bei geradliniger Verbindung des Bebenherdes mit den betreffenden Orten würde dies auf einen Emissionswinkel von $45\text{—}55^\circ$ deuten. Milne hat diese Beobachtung denn auch mehrmals gemacht. In diesem „Gebiete des gefährlichen Emergenzwinkels oder der stärksten Zerstörungen“, das bei den gedachten Bebenarten eine ringförmige Zone darstellt, müssen wir uns den schrägen Stossstrahl in eine hebende, aufstossende und eine schiebende, seitwärtsstossende Componente zerlegt denken. In diesem gleichzeitigen Zusammenwirken liegt die Gefährlichkeit¹⁾ für bewegliche Gegenstände auf der Erdoberfläche, wovon man sich durch ein kleines Experiment leicht überzeugen kann. (Fig. 2) Auf einer in der Mitte durchlochtem Eisenblechplatte *PP*, welche an zwei Rändern unterstützt bzw. eingeklemmt ist, errichten wir aus „hölzernen Bausteinen“ ein kleines Gebäude. Die Vorrichtung zur Ausführung der Stösse bedarf keiner weiteren Erläuterung als wie folgt: Indem wir vermittels des Gewichtes

¹⁾ Es gibt indess noch andere Erklärungsversuche, die ihre volle Berechtigung besitzen mögen und auf welche bei anderer Gelegenheit zurückzukommen sein wird.

Q_1 von unten sachte Stöße auf die Platte ausführen, bemerken wir wohl die Schwingung des Bodens, aber noch nicht Zerstörung unseres Kartenhauses; dies ist erst bei einem gewissen Uebergewicht, welches wir an Q zu hängen haben, der Fall, z. B. bei q . Verbinden wir aber mit $Q + q$ auch das Rollgewicht R durch den punktirt gezeichneten Faden (f_2), so bedarf es nur des Uebergewichtes von z. B. $\frac{3}{4} q$, um das Blockhaus zu Fall zu bringen. In dem Momente, wo die Componenten Q_1 und R an die Platte stossen, durchschneiden wir bei s die Fäden ($f_1 f_2$) dieser Gewichte; Q_1 fällt zu Boden, desgleichen $Q + q$, welche, da der Retourfaden f_3 des Rollgewichtes im Momente des Anschlages gespannt ist, dieses (R) mit sich reissen, bezw. von der Platte wegziehen. Die letztere kann daher ungehindert ihre Schwingungen vollführen.

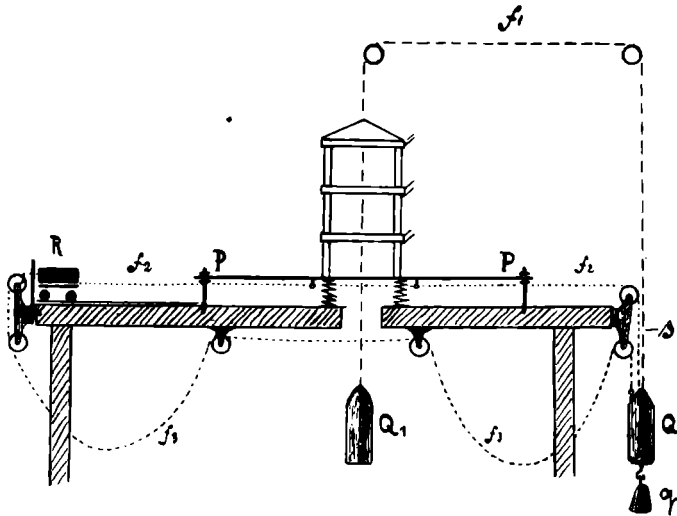


Fig. 2.

(Es wird noch bemerkt, dass die 6 Klemmstützen — auf jeder Seite 3 — transversaler Schwingungen fähig sind, bezw. sein müssen.)

Nun wissen wir aber, dass nach der wohl im allgemeinen Giltigkeit habenden Schmid'schen Theorie excentrisch gelegener Wellenflächen die Wellenorthogonalen oder die Stossstrahlen krumme und zwar gegen die Erdoberfläche zu concave Linien

sind, welche an derselben in einem weit stumpferen Winkel einlangen¹⁾. Nachdem wir nicht das Gesetz der Geschwindigkeitsabnahme nach oben kennen, haben wir auch keinen Massstab für die Brechung der Stossstrahlen, bezw. kein Winkelmass für dieselben an der Oberfläche.

Nach Prof. Schmidt's Darstellung wäre anzunehmen, dass der Emergenzwinkel selbst in grösserer Entfernung vom Epicentrum um nicht viel von 90° abweicht, was umso eher wahrscheinlich wäre, als die Zerklüftung der Erdkruste an der Oberfläche sicherlich ungleich grösser ist als in der Tiefe, die Brechung nahe an der Oberfläche daher eine beschleunigte sein muss, ähnlich wie die Refraction des Lichtes unmittelbar vor dem Einlangen auf der Erde durch den Einfluss der Atmosphäre.

Damit lässt sich nun allerdings die beobachtete Thatsache des Bestehens eines „pleistoseisten Gürtels“ nicht aus dem Wege räumen; wir müssen vielmehr erst recht nach einer Erklärung dieser Erscheinung fahnden.

Ob sich dieselbe nicht mit der früheren decken wird, bleibe momentan unerörtert. Theoretisch würde es scheinen, als könnte die seitlich wirkende Componente verschwindend intensiv veranschlagt werden und doch müssen wir der Thatsache Rechnung tragen und die erstere umsomehr als gefährlich betrachten.

Alle Anzeichen sprechen dafür, dass diffuse Erdbeben keinen katastrophalen Charakter annehmen; die Stärke der Erregung ist eben eine nach allen Seiten hin zersplitterte, während sie sich bei vertical aufstossenden Beben vorzüglich im epicentralen Gebiet entladet.

Wie sich die Oberflächenerscheinung mit zunehmender Erregungsstärke darstellen, resp. ändern wird, ist aus umstehender schematischer Skizze (Fig. 3) ersichtlich. Mit dem Wachsen der Intensität geht nicht nur eine Vergrösserung des Gesamtschüttergebietes Hand in Hand, sondern auch eine Verbreitung des pleistoseisten Gürtels sowohl gegen das Epicentrum als nach entgegengesetzter Richtung hin, bis bei

1) A. Schmidt: Wellenbewegung und Erdbeben. — Jahreshfte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württ. (Stuttgart 1888). — Herr Prof. Dr. Uhlig hatte die Güte, mich auf diese Publication, über welche sich in unserer „Erdbebenkunde“ (Leipzig 1893) leider nichts vorfindet, besonders aufmerksam zu machen und statte ich für die längere Ueberlassung des betreffenden Vereinsbandes hiemit meinen verbindlichsten Dank ab.

heftiger Stärke das ganze epicentrale Gebiet, einschliesslich des Gürtels und weit darüber hinaus zur pleistoseisten Region, zur Hauptschütterfläche wird. Dies ist wohl die bei den meisten Erdbeben von den betreffenden Bearbeitern ausgeschiedene erste Intensitätsfläche.

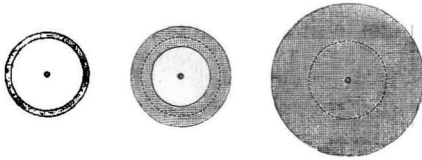


Fig. 3.

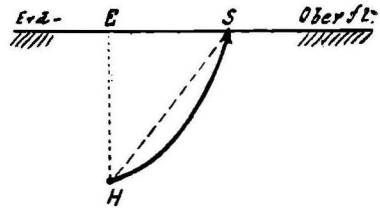


Fig. 4.

Es liegt meiner Ansicht nach kein Grund vor, anstatt des allgemein für jede Gestalt giltigen und doch so bezeichnenden Ausdruckes „Erdbebenherd“ andere Bezeichnungen, wie Stosspunkt (E. Suess) oder Schütterfläche (E. Reyer) zu gebrauchen; da diese Namen besser auf andere Dinge angewandt werden können, so erlaubte ich mir von diesen Bezeichnungen in geändertem Sinne Gebrauch zu machen.

Von 90° nur um ein geringes Mass abweichende primäre Stösse werden eine der „vollkommen symmetrischen“ Propagation ganz ähnliche Oberflächenäusserung aufweisen.

Propagation lateraler Erdbeben.

Seitlich-pulsive, „laterale“ Erdbebenstösse zeigen keinen quasi vollkommen symmetrischen Aufbau des Schüttergebietes mehr, sofern die Richtung des schrägen Stosses bereits bedeutender (etwa um 40° oder mehr bei directer Verbindung) vom rechten Winkel differirt (Fig. 4). Der Anschlag, der stärkste Stoss trifft die Erdoberfläche nicht mehr im Epicentrum E, sondern — wie ein schief von unten gegen eine ruhige Wasseroberfläche heraufgestossener Stab — weiter ab in einem besonderen „Stosspunkt“ S. In der Richtung dieses kräftigsten Strahlenbündels werden alle dem Stosspunkt vorausliegenden Orte stärker erschüttert, als ebenso weit entgegengesetzt liegende; die Iso-

seisten werden zu excentrisch gelegenen Ellipsen (Fig. 5, III—V bedeuten die Stärkegrade). Dabei liegt das Excentrum E gleichsam in einem „Erdbeben-Schatten.“ Denkt man sich durch den Herd und den Stosspunct eine verticale „Erdbebenebene“ gelegt, so schneidet sie die Erdoberfläche in einer Geraden, welche die Symetrale des elliptischen Schüttergebietes bildet. Zu beiden Seiten dieser Schüttergebetsachse — ES — nimmt die Erschütterungsstärke dann ebenfalls ab, kurz das Schüttergebiet lateraler Erdbeben ist blos ein quasi einfach symetrisches. Die

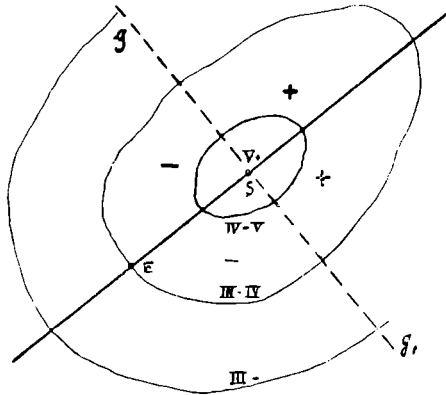


Fig. 5.

durch den Stosspunct senkrecht auf die Erdbeben- und Schüttergebetsachse, aber auf der Oberfläche gezogene Linie wird zu einer „Licht- und Schattengrenze“, zu einer Grenze (gg) zwischen dem positiven, in der Richtung des Impulses gelegenen und dem negativen, ersterem abgewandten Antheile des Schüttergebietes.

So wie also das Schüttergebiet eines vertical pulsiven Bebens nichts anderes ist als der horizontale Schnitt eines auf der Spitze und zwar vertical stehenden Kegels, so ist das eines lateralen der horizontale Schnitt eines ebensolchen aber geneigt gestellten Kegels. Im ersten Fall ist die Kegelschnittslinie ein Kreis, im zweiten eine Ellipse.

Bei heftigen lateralen Erdbeben wird der Stosspunct selbst, durch einfache Vergrößerung zur Hauptschütterfläche, in welchem Falle das Gebiet der stärksten Zerstörungen sohin nicht mehr

von einem Gürtel abgeleitet werden kann. Einen solchen gibt es bei ausgesprochen seitlich-pulsiven Erdbeben nicht, denn die schräge Richtung des (lateralen) Erdstosses schliesst die Gefährlichkeit schon in sich.

Die Bewegungen an Dislocationen sind mannigfacher Art; die letzteren können einen Gesteinskörper bis zur Grösse eines Hauses begrenzen, durch dessen ruckweise Ortsveränderung ein Erdbeben entsteht. Er ist trotz seiner Dimensionen für uns nur ein Punkt, sein Epicentrum vielleicht ein Dorf, eine Stadt. So wie nun diese ruckweise Bewegung gegen die Erdoberfläche gerichtet sein kann, muss dies von vorneherein auch für alle anderen Richtungen zugestanden werden; die Lage und das ruptuelle Mass der einzelnen Dislocationen, der Verband des gepressten gedrückten Körpers mit seiner Umgebung bildet das bestimmende Moment.

Für viele erdbebenerregende Bewegungen in der Kruste unseres Planeten besteht sogar die grosse Wahrscheinlichkeit, dass die Richtung des primären Impulses direct gegen das Erdinnere erfolgt. Ich sehe hier von den „Einsturzbeben“ ganz ab, für welche das Gesagte a priori zutrifft.

Ein solches Beben muss, wenn seine Stärke nicht ansehnlich ist, im Gebiete des „negativen Stosspunktes N “ (oder Epicentrums E) gar nicht zur Wahrnehmung gelangen; erst im weiteren Umkreise wird dies der Fall sein, wenn die Intensität ausreichend ist; das Schüttergebiet umschliesst dann ein „negatives Stossgebiet“ oder eine „Stossinsel“. (Fig. 6.)

Bei solchen schwachen Erdbeben ist das Schüttergebiet breit-ringförmig und erinnert gewissermassen an den pleistoseisten Gürtel centrifugaler Beben mit steiler, 90 gradiger oder nur wenig von diesem Mass abweichender Emergenz. Es ist aber von diesem genetisch wesentlich verschieden. Während der pleistoseiste Gürtel nichts anderes darstellt als den geometrischen Ort der Stosspunkte unendlich vieler als Componenten des verticalen Impulses gedachter lateraler Stösse, entsteht das ringförmige Schüttergebiet centripetaler Erdbeben durch die innere Einschaltung einer Fläche allergeringster Schütterstärke, der negativen Stossfläche.

Vergleich der Propagationsformen.

Der pleistoseiste Gürtel ist also hauptsächlich bedingt durch die — wohl aber noch genug intensive — schräge Emergenz und umschliesst ein in Wirklichkeit noch stärker gestossenes inneres (epicentrales) Gebiet; er selbst hat, streng genommen, keine isoseismische Bedeutung und ist eigentlich nur ein Gebiet stärkerer Zerstörung von Baulichkeiten, aber kein solches intensiverer Stösse, kurz ein Gebiet gefährlicherer Erschütterung

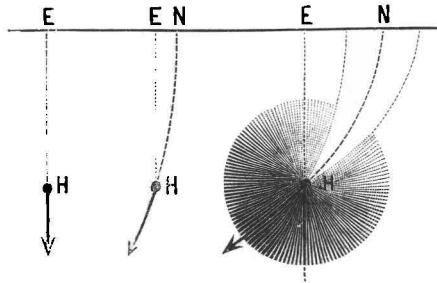


Fig. 6.

und nicht grösserer Stosstärke. Bezüglich des breiten ringförmigen Schüttergebietes dagegen ist die relative Stärke gegenüber dem inneren inselartigen Gebiet das bedingende Moment, während die Emergenz der Stossstrahlen von untergeordneter Bedeutung

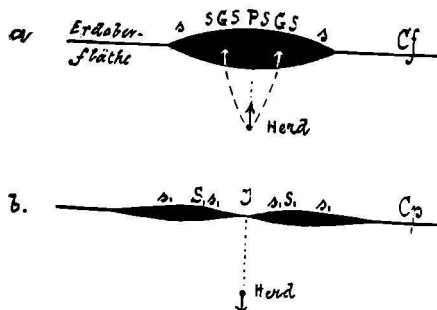


Fig. 7.

ist. Fig. 7 veranschaulicht die Verhältnisse in schematischer Weise; die wahre Stosstärke ist wieder durch entsprechende

Dicke der Erdoberfläche ausgedrückt. P ist das Gebiet des Stosspunktes (Epicentrums), J die Stossinsel (Epicentrum), S_s bzw. S_1, s_1 die verschiedenen Stosstärken, G der pleistoseiste Gürtel. Die obere Figur bezieht sich auf centrifugal, die untere auf centripetal gerichteten Erdstoss.

Und so wie sich bei zunehmender Intensität aufstossender Erdbeben der pleistoseiste Gürtel verbreitet und die Differenzen der Erschütterungsstärken dadurch verwischt werden, so ist dies auch hinsichtlich des Schüttergebietes abstossender Impulse der Fall: die Stossinsel verschwindet, die Grenzen des erschütterten Areals rücken weiter hinaus, wodurch eine der diffusen Propagationsform ähnliche Oberflächenerscheinung resultirt. (Fig. 8.)

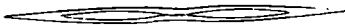


Fig. 8.

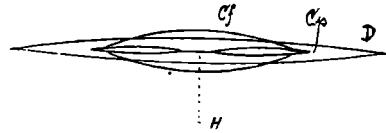


Fig. 9.

Wir ersehen daraus, dass sich nicht nur die Schüttergebiete schwacher aufstossender und diffuser Erdbeben, sondern auch diffuser und starker abstossender Erdbeben einander ähneln. Fassen wir das Gesagte in ein Bild zusammen: bei gleicher Herdtiefe und Erregungsstärke ergeben sich je nach dem Character der Erregung als aufstossend (Cf), diffus (D) oder abstossend (Cp) dreierlei im Wesen verschiedene Propagationsformen, die sich vorzüglich durch ihre Stosstärke im Epicentrum,

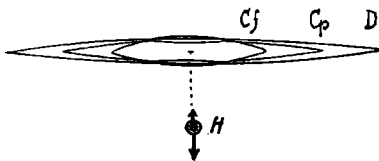


Fig. 10.

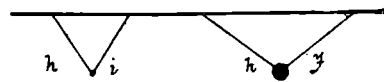


Fig. 11.

(aber auch im übrigen Schüttergebiet) und durch die Grösse des letzteren unterscheiden. (Fig. 9.) Das erste Beben weist den

pleistoseisten Gürtel überdies deutlich, das zweite nur andeutungsweise, das letztere gar nicht mehr auf.

Eine gewisse Stossstärke als Mass angenommen für ein diffuses Erdbeben, bedarf es also eines umso schwächeren aufstossenden oder stärkeren abstossenden Impulses, um dieselbe epicentrale Stossstärke (des diffusen Bebens) zu erhalten. (Fig. 10). Dabei ist gleiche Herdtiefe vorausgesetzt, wodurch die Schüttergebietsgrenze des aufstossenden Bebens nach innen, des abstossenden nach aussen wandert, denn Grösse des Schüttergebietes und Stärke der Erregung verhalten sich dann bekanntlich gleichsinnig.

Wir können uns die verschiedenen Erregungsstärken (i, I) und ihren Einfluss auf die Ausbreitung der Erschütterung durch einen kleineren oder grösseren Winkel versinnbildlichen, dessen Scheitel im Bebenherd gelegen ist. Je intensiver die Erregung, eine umso grössere Oberfläche wird von dem Erdbeben afficirt. (Fig. 11.) Ebenso variirt die Schüttergebietsgrösse bei gleicher Intensität im Herde mit der Tiefe (h, H) desselben. (Fig. 12 a.)

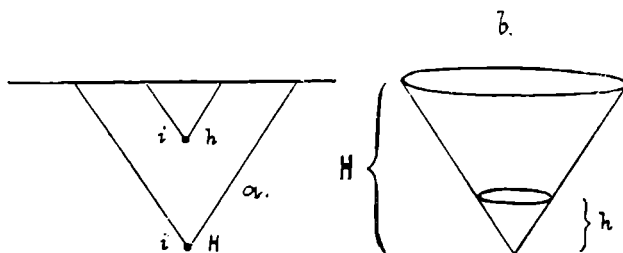


Fig 12.

Je grösser die Herdtiefe, desto grösser die erschütterte Oberfläche; die letztere entspricht dann einem weiter oder näher gegen die Spitze eines Kegels geführten ebenen Schnitt. (Fig. 12 b.)

Die Einflüsse der Erregungsstärke und Herdtiefe combiniren sich denn auch in Wirklichkeit bei jedem Erdbeben und man gelangt zu den nachstehenden vier Fällen bezüglich der oberflächlichen Aeusserungsweise (Fig. 13):

Herdtiefe:	Erregungsstärke:	Angenommene Ver- hältniszahl der Schütter- stärke:	Schütter- gebiets- grösse
1. gering (<i>h</i>)	klein (<i>i</i>)	gross (VII)	klein (10)
2. gering (<i>h</i>)	gross (<i>I</i>)	sehr gross (IX)	mässig (20)
3. bedeutend (<i>H</i>)	klein (<i>i</i>)	schwach (III)	gross (40)
4. bedeutend (<i>H</i>)	gross (<i>I</i>)	stark (V)	sehr gr. (80)

Das Ergebnis dieser Betrachtung ist somit:

Ein sehr kleines Schüttergebiet mit heftiger Wirkung lässt auf geringe Herdtiefe, wenn auch nicht auf besonders starke Erregung schliessen (1); umgekehrt, ein grosses Schüttergebiet mit schwacher Wahrnehmung des Erdbebens auf grosse Herdtiefe und relativ schwache Erregung (3). Ist das erschütterte Areal aber ein sehr weit ausgebreitetes und die Erschütterung dennoch von ansehnlicher Stärke, so liegt die intensive Erregung in grosser Tiefe (4); wenn dagegen nur ein kleines oder mässig grosses Gebiet aber äusserst heftig betroffen wurde, so ist die Herdtiefe als seicht, die Erregungsstärke als intensiv zu veranschlagen (2).

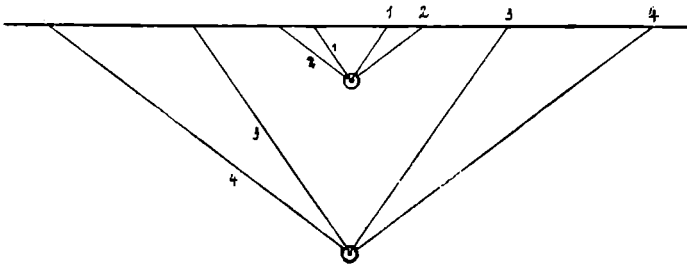


Fig. 13.

Auf ganz demselben Wege, aber ohne weitere Berücksichtigung der bei gleicher Herdtiefe sich ändernden Intensität der Erregung kam v. Lasaulx¹⁾ zu den Beziehungen (l. c. pag. 313):

„Erdbeben von sehr heftiger Wirkung an der Oberfläche, aber von nur sehr kleinem Verbreitungsgebiete können nur eine geringe Tiefe des erregenden Herdes besitzen“ (= Fall 1—2) und

¹⁾ Vor ihm eigentlich schon Fr. Pfaff: Beiträge zur Theorie der Erdbeben. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. (Berlin 1860.)

„Erdbeben von schwacher Wirkung an der Oberfläche, aber von grossem Verbreitungsgebiete sind in bedeutender Tiefe erregt“ (= Fall 3).

Man erkennt, dass es an dem Masstab fehlt, Ursachen und Wirkungen ziffermässig auszudrücken; so wie wir bei unseren Betrachtungen nur je zwei Masse für die Herdtiefe und Erregungsstärke angenommen haben (hH u. iI), so würden die Combinationsfälle, wenn wir für die Tiefe und Stärke nur die Grade 1—5 einführt, sich mehren, die Unterschiede der Extremfälle sich aber verschärfen, wenn wir h und $i = 1$, H und $I = 2$ usw. setzen, während bei H und $I = 5$ sich vom ersten bis zum letzten Fall blosse Uebergänge ergeben möchten.



Fig. 14.



Fig. 15.

Aus dem oben Erörterten ergeben sich unschwer die Bedingungen, unter welchen die ins Auge gefassten drei Erregungsarten nicht nur fast gleiche epicentrale Stossstärke sondern auch Schüttergebietsgrösse aufweisen müssen. Die Herdtiefe des aufstossenden Bebens muss bei entsprechend zunehmender, der des diffusen Erdbebens sich nähernder Erregungsstärke nach unten rücken, während die Herdtiefe des abstossenden Impulses eine seichtere werden muss. (Fig. 15, Fig. 14 = Fig. 10, zum Vergleiche vergrössert.) Unter diesen Umständen verschwinden alle charakterischen Unterschiede, auch bezüglich des pleistoseisten Gürtels; er ist dann bei allen drei Erdbeben in annähernd gleichem Masse ausgedrückt.

Sobald wir daher nicht den einen oder anderen die Propagation bestimmenden Factor ermitteln und zahlenmässig ausdrücken können, was ehestens noch bezüglich der Herdtiefe zu gelingen scheint, kann der Fall eintreten, dass eine selbst

scharf ausgeprägte, aus keinen anderen Gründen verwischte Propagationsform dennoch eine sichere Deutung nicht zulässt, etwa — wenn das Beispiel gestattet ist, wie nicht ermittelt werden kann, ob die Zahl 12 aus 2×6 oder 3×4 entstanden, wenn nicht ein Factor bekannt ist. Es liegen eben zwei oder richtiger mehrere Unbekannte vor, deren Zusammenwirken unter Umständen gleiche Propagationsverhältnisse ergibt. Dass sich dies selbst theoretisch nachweisen lässt, sollte wenigstens an einem Falle gezeigt werden.

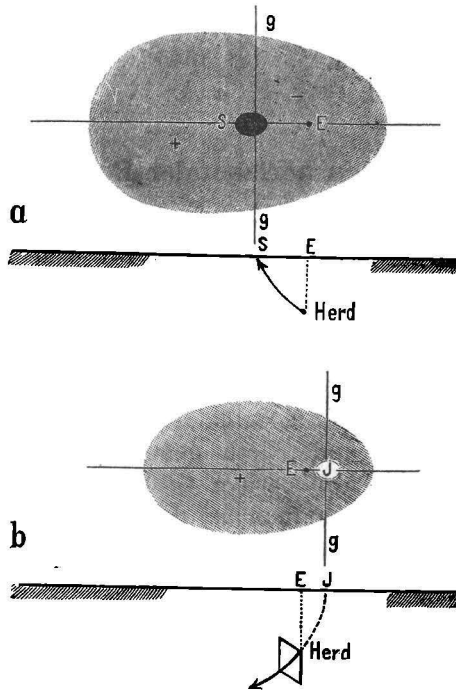


Fig. 16.

Kehren wir nach dieser Abschweifung wieder zu dem ringförmigen Schüttergebiet centripetal gerichteter Erdstöße zurück. Dass dasselbe mit dem pleistoseisten Gürtel nichts gemein hat, ersehen wir deutlich daraus, dass diese Form des Schüttergebietes auch für laterale gegen das Erdinnere zu erfolgte Erdstöße, wenn auch in geänderter Art bestehen bleibt; es wird

nur in der Richtung des „Anstosses“ ausgedehnter, weil dorthin noch Stossstrahlen von relativer Stärke in grösserer Entfernung vom Mittelpunkte eintreffen. So wie wir uns den lateral-abwärtsgerichteten Stoss aus einem in derselben Erdbeben-Ebene gelegenen lateral-aufwärts gerichteten und aus einem rein centripetalen Stoss componirt denken können, so stellt sich auch die Propagationsform dar (Fig. 16 *b*). Das Schüttergebiet ist von ellipsoidischem Umriss, die der Stossfläche *S* entsprechende Stossinsel *I* liegt excentrisch und entgegengesetzt der Richtung des primären Anschlages; und während das Epicentrum bei aufwärts erfolgtem Seitenstoss im negativen Antheile des Schüttergebietes gelegen war, ist dies bei abwärts gerichtetem im positiven Gebiete der Fall. (Fig. 16, *a*, *b*.)

Propagation horizontaler Erdstöße.

Wir haben bis jetzt auf- und abstossende Impulse ins Auge gefasst; ihre Richtung war entweder mit dem Erdradius zusammenfallend oder von diesem um einen gewissen Winkel abweichend.

Im letzteren Falle werden die Stossstrahlen die verschiedenen nach oben hin an Dichtigkeit abnehmenden „Schichten“ der Erdkruste, wie wir sie mit Prof. Schmidt annehmen wollen, treffen und continuirlich zum Einfallslot gebrochen, woraus eben die gegen das Epicentrum hin concave Gestalt der Wellenorthogonalen resultirt. Bleiben wir nun bei der hiezu nöthigen Voraussetzung, die Geschwindigkeit nehme nach oben hin stets ab und

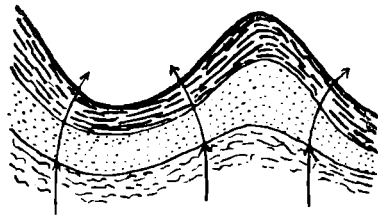


Fig. 17.

nirgends zu, nach unten hin dagegen zu und nirgends ab, so gibt es zwei Richtungen von Erdbebenstößen, welche unbeeinträchtigt bestehen bleiben. Die eine ist die erdradiale (vertical auf- oder abstossende), die andere die horizontale.

Die erstere weist direct gegen das Epicentrum oder gegen den Erdmittelpunkt (bezw. Antipodenpunkt A in Fig. 18); sie trifft die ideal angenommenen Schichten mit nach oben (unten) hin zu (ab) nehmendem Mass von Zerklüftung und ab(zu)nehmendem Erddruck senkrecht und wird daher nicht abgelenkt.

Wir sehen dabei natürlich von allen anderen Umständen ab, die doch eine Brechung verticaler Erdstösse veranlassen können, wie das Vorhandensein geneigter Schichten u. s. w. So zeigt z. B. Fig. 17, dass Verticalstösse in Faltengebirgen stets muldeneinwärts gebrochen werden, wenn nicht die wahren Dichteverhältnisse der Gesteinsschichten eine Störung bewirken.

Wie verhält sich die Sache nun bei Horizontalstössen?

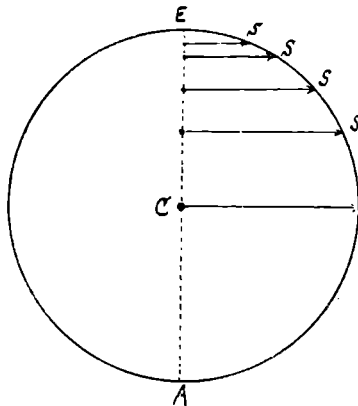


Fig. 18.

Solche Impulse sind ausserordentlich lateral, ihr Stosspunkt muss daher in weiter Ferne liegen.

Denken wir uns wie vorher das Schichtsystem mit seinen charakteristischen Eigenschaften, allmählich oder von Schichte zu Schichte jäh übergehend und den Bebenherd in einer solchen oder an der Grenze zweier. Liegt für einen von dort ausgehenden horizontalen Anstoss ein Anlass vor, dass seine Richtung auf grosse Strecken hin geändert werde? Offenbar nein, denn parallele Linien schneiden sich nach geometrischen Begriffen bekanntlich „in unendlicher Entfernung“.

Dieselbe wird allerdings eine endliche dadurch, dass dieser Stoss an der Erdoberfläche auftaucht, aber erst dort,

wo für ihn die Krümmung der Erde bereits beeinflussend wird, also in sehr grosser Entfernung. Sie ist von der Herdtiefe abhängig, wie wir aus Fig. 18 ersehen. Je seichter dieselbe, um so kleiner ist der Bogen zwischen Epicentrum E und dem Stosspunkt S solcher Impulse; je grösser die Herdtiefe wird, umso mehr wird diese Richtung eine laterale, bei grösster Herdtiefe (im Erdmittelpunkt c) ist sie vertical. ES ist ein Mass für die Herdtiefe.

Nun wird sich allerdings auch eine Brechung horizontaler Stösse einstellen, aber ebenfalls erst in sehr weiter Entfernung, dort nämlich, wo es die Krümmung der die Erdkruste aufbauenden „Schichten“ ist, die sich der Richtung gedachter Impulse in schwacher Neigung entgegenstellt; dadurch wird das Bogenstück etwas kleiner, sowie dies in relativ grossem Mass bei steileren lateralen Stössen der Fall ist. (Fig. 19.) Auch die

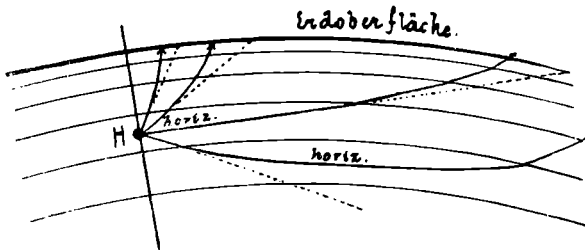


Fig. 19.

wenig von der horizontalen Richtung nach unten abweichenden Strahlenbündel werden Anfangs gebrochen, um dann lange Strecken hin als horizontal ungestört zu verlaufen und dann erst macht sich wieder die Krümmung bemerkbar. Theoretisch haben daher wohl auch lateral-abstossende Impulse in sehr weiter Entfernung einen Stosspunkt, der sich indess in den allerseltensten Fällen wird nachweisen lassen. In überwiegender Mehrzahl wird sich blos die „negativ-laterale“ Propagationsform (Fig. 16 b) ergeben.

Herr Prof. Schmidt zeichnet auf Taf. V seiner schönen überaus beifällig aufgenommenen Arbeit, die Erdoberfläche geradlinig, gibt dem horizontalen Stossstrahl aber eine ebenso rasche, den übrigen lateralen Richtungen entsprechende Krümmung nach oben (Fig. 20). Ich glaube, dass dies der Wirklichkeit

nicht entsprechen kann, da, wie erörtert, zu einem solchen Mass von Brechung kein Grund vorliegt; der horizontale Strahl wäre parallel zur Erdoberfläche zu zeichnen oder wenn letztere auch nur wenig gekrümmt dargestellt wäre, erst in grösserer Entfernung schwach concav nach oben mit dieser in Schnitt zu bringen.

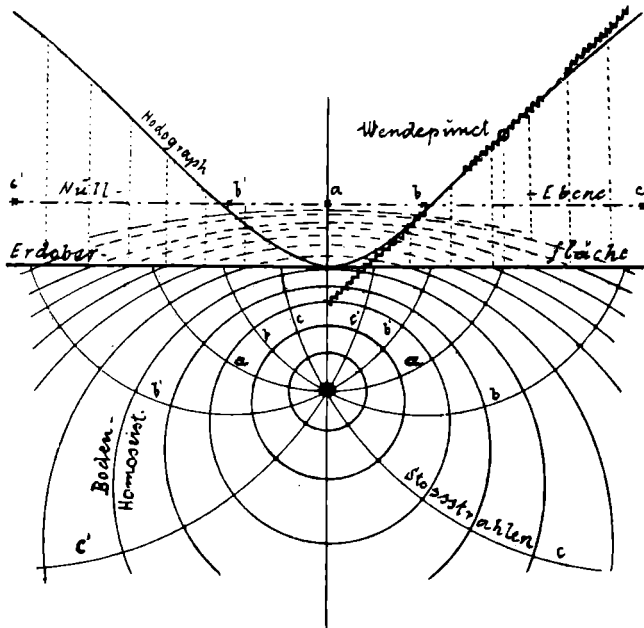


Fig. 20.

Es kann hier nicht der Ort sein, die Frage des Stoss- oder Auftauchungspunktes horizontal ausgehender Strahlen erschöpfend zu behandeln; es lohnte sich aber wohl der Mühe, wenn dies durch die Erdbebenmathematiker geschähe, zumal in dieser Frage der Kernpunkt praktischer Verwerthung der Schmidt'schen Theorie gelegen ist, der da lautet: im Stosspunkt des Horizontalstrahles fusst die Ordinate des Hodographen-Wendepunktes u. s. w.

Ohne den Werth der wiederholt genannten Theorie, die eine glückliche Verarbeitung eines bereits von Humboldt ausgesprochenen Gedankens darstellt, auch nur im entferntesten schmälern zu wollen, möchte ich mir blos erlauben darauf aufmerksam zu machen, dass — wenn unser Einwurf richtig ist —

die Oberflächen-Homoseiste der horizontalen Strahlen dann in Wirklichkeit einen weit grösseren Radius (vom Epicentrum aus) haben wird, als Schmidt darstellt, wonach die hodographische Ermittlung der Herdtiefe nothwendigerweise einen zu grossen Werth ergeben muss.

Gilt doch gerade für diese Strahlen im hervorragenden Masse jenes Bedenken, das Prof. Schmidt im allgemeinen selbst ausgesprochen hat (l. c. pag. 267): „Sollte z. B. der Elasticitätsmodul e , welcher in der früher aufgestellten Geschwindigkeitsgleichung ¹⁾ unter der Wurzel steht, der Tiefenzunahme proportional wachsen, so würde dies für die Aenderung der Geschwindigkeit c die Bedeutung haben, dass sie in der Nähe der Erdoberfläche rascher erfolgt, als in der Tiefe, die Strahlen würden daher nicht mehr Kreise ²⁾ bleiben, sondern in der Nähe der Erdoberfläche sich stärker krümmen, in der Tiefe weniger. Dies hätte die Wirkung, dass eine aus dem Gesetz unserer Figur berechnete Herdtiefe zu gross würde. Und die sehr rasche Abnahme der Vernehmbarkeit der Erdbeben mit der Tiefe deutet in der That auf eine verhältnissmässig rasche Aenderung von c hin unmittelbar unter der Oberfläche.“

Wenn ich Dr. Schmidt's Darstellung recht erfasse, so ist derselbe der Ansicht, dass ein Erdbebenstrahl seine Richtung auch ändern kann, wenn er parallel zur Grenze zweier Schichten oder in einer solchen verläuft, wie man dies für Lichtstrahlen anzunehmen geneigt ist (?), doch lässt uns in diesem Falle dann das Sinus-Brechungsgesetz, mit welchem Schmidt sonst alle Details seiner Erdbebenhypothese zu beweisen vermag, beakanntlich im Stich.

Sei nun der Stosspunkt eines horizontalen Strahles dort, wo ihn Herr Schmidt annimmt, oder weit davon entfernt, wie

1) $c = \sqrt{\frac{e}{d}}$; c bedeutet die Geschwindigkeit der Wellenbewegung in einem Medium, dessen Elasticität und Dichte durch e und d bezeichnet ist.

2) Die Mittelpunkte all dieser liegen in der horizontalen „Null-Ebene“, welch letztere die endlich zusammenfallenden Wellenstirnen tangirt. Dort hätte die Geschwindigkeit ihr Minimum erreicht. Die Abstände der Wellenscheitel von dieser Ebene sowohl der oberen als unteren berechnen sich aus der Gleichung $y = ae^{-\gamma t}$, wenn a die Herdtiefe unter der Nullebene, e die Grundzahl der natürlichen Logarithmen, γ das Maass der Geschwindigkeitsänderung u. t. den der betreffenden Wellenfläche entsprechenden Zeitpunkt ausdrückt. A. Schmidt: Die cyklische Refraction. — Progr. (Stuttgart 1878).

es mir wahrscheinlicher dünkt, die Propagation solcher Impulse wird der eines äusserst lateralen Stosses ähnlich sein, wobei aber die Einzelheiten und Grenzen des Schüttergebietes, das man füglich seinen Details nach als ein Mittelding zwischen der lateral auf und abstossenden Propagation betrachten kann, verschwommen sind; und wenn der Impuls nicht von besonderer Stärke ist, liegt das Epicentrum sogar ausserhalb des merklichen Schüttergebietes, was überhaupt für schwache flache Lateralstösse gilt. Ist dies nicht der Fall, dann liegt eine wohl nie vollkommen zu ermittelnde Propagation vor, denn auch der Stosspunkt, der bei lateralen Erdbeben wegen der Gefährlichkeit für Gebäude etc. weit sicherer auffindbar ist, als der eines vergleichsweise selbst stärkeren verticalen Anschlages, bezw. die Stossfläche hat eine undeutliche Begrenzung; sie gleicht dann nur mehr wenn man so sagen darf, der Spur eines Streifschusses.

Gestalt des Bebenherdes.

Ist der Herd ein Punkt, nicht in mathematischer Bedeutung, sondern im Sinne eines nach allen Richtungen hin ziemlich gleich dimensionirten Raumes (Scholle, Höhle, Vulcanherd), so wird auch das Epicentrum, bezw. der Stosspunkt oder die Hauptschütterfläche ein analoges Abbild des Herdes auf der Erdoberfläche darstellen, womit die übrige Begrenzung des Schüttergebietes nicht übereinzustimmen braucht. In diesem Falle, wo der Herd ein solches räumliches Centrum bildet, wollen wir das Beben als centrales bezeichnen.

Ist der Herd dagegen eine Linie, Spalte, Kluft, wie wohl in den meisten Fällen, insbesondere bei Dislocationsbeben, so bezeichnen wir es als lineares, axiales oder Flächenbeben, der Stosspunkt nimmt dann ebenfalls die Form eines schmalen Landstriches oder bei Bewegung ganzer Schollen eine grössere Fläche an; der pleistoseiste Gürtel wird bei aufstossenden axialen Beben ebenfalls eine ellipsoide Form aufweisen. Die Gestalt des Herdes allein kann also die regelmässige, durch die Erregungsart, bezw. die Richtung des primären Anschlages allein bestimmte Propagation bis zu einem gewissen Grade (vorzüglich die Gestalt der Stossfläche) ändern, wenn dies auch in der Mehrzahl der Fälle nicht bis zur Grenze des merklichen Schüttergebietes zu gelten braucht.

Ausserst complicirt müssen sich die Verhältnisse gestalten wenn ganze ansehnliche Schollen die Bewegung vollführen. Denken wir uns den allereinfachsten Fall: einen grossen Gesteinswürfel, der Gelegenheit findet eine kurze Strecke nach abwärts zu gleiten (Fig. 21). Das Spaltenreissen an der oberen

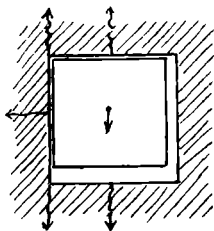


Fig. 21.

Fläche bewirkt ein Mitzerrren des Hangenden, denn wir dürfen uns den Verband nicht so sehr gelockert vorstellen, sondern die Lösung erst durch „abyssodynamische“ Kräfte bewerkstelligt denken. Das Ausschwingen der Hangendschichte bewirkt einen aufstossenden Impuls, rasch folgt das axiale Beben an der Verwerfungskluft, endlich der Schlag nach unten durch das Auf-
fallen des Körpers.

Welches Wirrsal von Wellen mag bei complicirterer Begrenzung des Herdes an die Erdoberfläche wandern und wer wollte dasselbe zergliedern?

Wohl hat man bei grösseren Schollen meist nur mit Hauptdislocationen zu rechnen, doch braucht die Bewegung deswegen keine einfache, z. B. senkende zu sein, auch ein Schaukeln um eine Achse ist denkbar, ein Schieben, Ueberschieben u. s. w. — man denke nur an die Details in gefalteten Gebirgen.

Weit einfacher gestaltet sich die Sache, wenn es ein ganzer Gebirgscomplex ist, der Erdbeben auslöst. Nicht selten zeigt sich dann vorzüglich eine Dislocation als Hauptbebenlinie, andere dagegen wohl auch von habitueller, bezüglich der Intensität aber von untergeordneter Bedeutung.

Noch haben wir die

Richtung lateraler Erdstösse in Bezug auf den Gebirgsbau
in Erwägung zu ziehen.

Sofern der Stoss in einem Kettengebirge nachweisbar parallel zum Streichen der Gebirgsfalten erfolgt ist, sprechen wir von einem longitudinalen Beben, ist derselbe aber senkrecht darauf gerichtet, so nennen wir ihn transversal. Wir müssen diesen Bezeichnungen unbedingt den Vorzug geben; man hat sie mit Unrecht auf die blosse Form des Schüttergebietes übertragen, doch ist diese zu sehr von anderen Einflüssen abhängig, um eine begriffsbezeichnende Verwerthung zuzulassen.

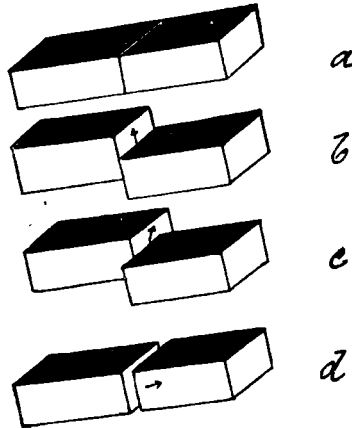


Fig. 22.

Denken wir uns in einem Faltengebirge z. B. eine quer zum Streichen verlaufende steile Dislocation, etwa 75° fallend. (Schem. Fig. 22.) Von dieser Querstörung können ihren Ausgang haben: Steilaufstossende (verticale Impulse sind gut nicht denkbar), „indifferente“¹⁾ Transversalbeben (Fig. 22 b) durch Senkung eines Theiles u. s. w.; dann laterale bis horizontale Transversalbeben (c) durch Verschiebung (Blattbeben) und laterale Longitudinalbeben durch Spaltenwerfen (d) etc. — Steht der Querbruch saiger, dann sind nur verticale bis horizontale Transversal-Impulse und nur horizontale (aber nicht laterale) Longitudinalstöße möglich.

Ebenso kann eine Längsstörung indifferente bis verticale oder laterale Longitudinalbeben und laterale Transversalbeben veranlassen u. s. f.

Solange man daher über die Hauptrichtung eines Erdbebens keine sicheren Anhaltspunkte hat und nur die Form und Lage

¹⁾ Der Emergenzwinkel ist gleich dem Fallwinkel.

des Schüttergebietes bekannt ist, erscheint es mir zweckmässiger, die Bezeichnungen longitudinal und transversal gar nicht zu gebrauchen; sie seien lediglich auf die Richtung des Impulses bezogen, denn diese ist ja ein weit massgebenderer elementarer Factor für jedes Erdbeben, als die Verbreitungsgrenze.

Dagegen können wir die Uebersetzung der obigen Bezeichnungen ganz gut für die Lage des Schüttergebietes verwenden und von einem Längs- und Querbeben sprechen, wenn wir weiter nichts wissen, als dass das Schüttergebiet der Länge oder Quere nach gegen die Gebirgsfalten gelegen ist. Ja, wie sich sofort ergeben wird, sind wir zur Verwerthung dieser Benennungen förmlich gezwungen, will man mit dem Namen eines Bebens eine seiner Haupteigenschaften kennzeichnen: Stossrichtung und Schüttergebiet.

Wir haben nämlich noch eines bereits eingangserwähnten Umstandes zu gedenken, des petrographischen und tektonischen Charakters jenes Erdoberflächenstückes, das von einem Erdbeben betroffen wird.

Der erstere ist vorzüglich für die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Bebenwellen, der letztere mehr für die Intensität und der damit zusammenhängenden Verbreitung, also für die Schüttergebietsausdehnung von Bedeutung.

Wir fassen für unseren Zweck nur den Einfluss ins Auge, den das Streichen der Gebirgsfalten auf die Propagation der Erdbeben nehmen kann. Es ist leicht, sich denselben dadurch zu veranschaulichen, wenn man hiezu ein fest zugeklapptes Buch von etwa 400 Seiten, am besten mit schwach saugendem Papier bestimmt und die Schichtenköpfe der Papierblätter mit einem in Tinte getauchten Pinsel betupft. Ein durch ruhiges Daraufhalten entstandener kreisförmiger Klecks erweitert sich im Sinne des Streichens der Papierlagen zu elliptischem Umriss. (Fig. 23.) Das vollkommen symetrische Schüttergebiet wird zu einem bloss einfach symetrischen; Beben mit elliptischem Schüttergebiet schlechtweg usw. Jetzt mache man an einer anderen Stelle parallel zu der Schichtung rasch einen länglichen Klecks; er wird zu einen noch länger gestreckten, mitunter zu einem linearen Gebiet (Fig. 24). Longitudinales Längsbeben oder Longitudinalbeben kurzweg.

Führt man den länglichen Klecks dagegen quer zum Streichen der Schichtung, so kann die Beeinflussung ein sehr

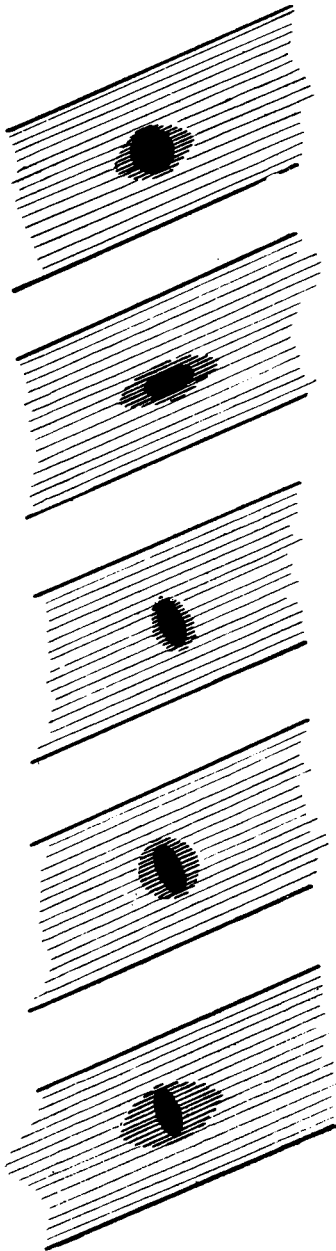


Fig. 23—27.

verschiedenes Mass annehmen; sie ist entweder nur gering; transversales Querbeben oder Transversalbeben kurzweg (Fig. 25) oder stärker: transversales Kreisbeben (Fig. 26) oder gänzlich umgestaltend: transversales Längsbeben (Fig 27).¹⁾ Ebenso kann man die Versuche auf diagonal verlaufende Dislocationen ausdehnen; alle diese Ergebnisse decken sich mit denen, welche SÉNARMOnt bezüglich der Wärmeleitung der Kristalle und geschichteten Gesteine erhielt.

Man kann die Versuche auch auf Dislocationen in Senkungsgebieten ausdehnen. Man betupfe ein nicht-haariges Fliess-Papier, der Klecks bleibt kreisrund. Jetzt mache man an einer anderen Stelle „Spalten“, Eingrabungen mit Hilfe eines schräg gehaltenen stumpfen Messers und halte im Schnittpunkte die getränkte Pinselspitze darauf (Fig. 28 a). Der Umriss wird entsprechend polygonal oder man fahre an einer Dislocation herab (Fig. 28 b), gegen die hiezu Senkrechte entsteht eine Ausbauchung. In jedem Falle also zeigt es sich, dass die Stossfläche, deren Gestalt durch die Form des Herdes und die Richtung des primären Anschlages bestimmt wird, im Grossen und Ganzen bestehen bleibt, während es hauptsächlich das übrige Schütter.

¹⁾ Ist die Lage der transversalen Stossfläche zum länglichen Umriss des Gesamtschüttergebietes eine excentrische, so deutet dies auf „indifferente“ ruckweise Bewegung.

gebiet ist, das im gefalteten Gebirge einer Aenderung seiner Umrisse unterworfen sein kann; wenn man daher lediglich aus der Form eines erschütterten Gebietes auf die Erdbebenelemente Schlüsse ziehen will, so ist grösste Vorsicht am Platze.

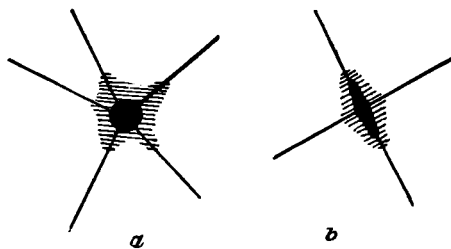


Fig. 28.

Inwiefern sich centrale Beben (mit punktförmigem Herde) vorzüglich diffus oder verticalstossend und Spaltenbeben lateral äussern, desgleichen inwieweit neben abstossenden Impulsen auch aufstossende und umgekehrt zugleich entstehen — wie es von vornherein wahrscheinlich ist, wird die Folgezeit ergeben, wenn man diesen Fragen näherzukommen sich bei den entsprechenden Anlässen bemühen und alle einschlägigen Momente der weitgehendsten Beachtung zu würdigen sich zum Ziele stecken wird.