

Zeitschrift
für
angewandte Geophysik

Unter ständiger Mitarbeit zahlreicher Fachgenossen

herausgegeben von

Dr. Richard Ambronn
Göttingen

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 85 Schöneberger Ufer 12a
1922

Ortsbestimmung von Erdbebengebieten mit Hilfe des Zeitunterschiedverfahrens und anderes

Von

Prof. Dr. C. Mainka

1. Teil

Vor kurzem hat E. Tams die seismischen Verhältnisse des europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung untersucht¹⁾. Angeregt durch diese Arbeit hat dann E. Pautsch eine ähnliche Untersuchung in bezug auf die gleichen Verhältnisse des europäischen Mittelmeeres unternommen²⁾.

Die notwendige Ortsbestimmung der einzelnen Beben geschah meist nach dem Geigerschen Verfahren³⁾. Bei diesem werden die Laufzeiten T der ersten Vorläufer und deren Ankunftszeiten P an der fraglichen Erdwarte W , d. h. der Beginn des Seismogramms als bekannt vorausgesetzt. In ähnlicher Weise werden jedenfalls noch weitere größere Gebiete behandelt werden. Ein Blick auf die den genannten Arbeiten (1, 2) beigegebenen Karten zeigt, daß innerhalb solch größerer Gebiete kleinere Teilgebiete auftreten, wo mehrere Epizentra E , d. h. die durch ein Beben am stärksten erschütterten Teile der Erdoberfläche dicht beieinander liegen oder ineinander fallen. Zu solchen E -Nestern gehören z. B. der südwestliche und nordöstliche Teil von Island, einige Teilgebiete von Grönland und der norwegischen Küste, Jan Mayen und Spitzbergen. Ähnliches gilt auch für das Gebiet des europäischen Mittelmeeres.

Es ist eine zeitraubende Rechenarbeit, das Epizentrum für jeden einzelnen Fall aus einer Reihe von Beobachtungen vom Epi-

¹⁾ E. Tams, Die seismischen Verhältnisse des europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg XXXIII. — Derselbe, Die seismischen Verhältnisse des europäischen Nordmeeres. Zentralblatt f. Min. usw. 1922.

²⁾ E. Pautsch, Die seismischen Verhältnisse des europäischen Mittelmeeres. Diss. Hamburg 1922.

³⁾ L. Geiger, Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. Nachr. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, math.-phys. Kl. 1910.

zentrum verschieden entfernter Warten nach einem der bekannten Rechnungsvorgänge zu errechnen. Dazu kommt noch, als wenig erfreulich, daß die Rechnungsergebnisse immer noch zu wünschen übrig lassen, indem unter anderem die Wartung der Empfangsgeräte elastischer Wellen, Seismographen, noch besser sein könnte.

Der Gedanke liegt nahe, für ein solches Bebenest ein einziges Beben nach irgend einem eingehenderen rechnerischen oder auch graphischen Arbeitsverfahren örtlich festzulegen und die anderen benachbarten oder dem gleichen Ort zugehörigen Beben durch ein einfacheres Anschlußverfahren örtlich zu bestimmen, wie es in der Astronomie bei der Bestimmung von Sternörterern der Fall ist. Auf diese Weise ergäbe sich augenscheinlich eine Erleichterung.

In diesem Sinne hat Verf. im Januar 1908 ganz kurz ein geeignetes Verfahren angegeben¹⁾, auf das hier näher eingegangen werden soll. Es läßt sich auch für die Absichten der angewandten Geophysik anwenden, unter anderem auch unter Benutzung künstlich erregter elastischer Bodenwellen.

Notwendig für die Anwendungsmöglichkeit dieses Arbeitsweges sind zunächst mehrere mit guten Seismographen besetzte Erdbebenwarten, die in verschiedenen Entfernungen von der in Frage kommenden örtlichen Bebenanhäufung und möglichst gleichmäßig um dieselbe verteilt liegen sollen. Die Bebenaufzeichnungen, Seismogramme, der verschiedenen Warten sollen gleich gut sein, es sollen also auch die Einsätze der die Schaubilder einleitenden P-Wellen gleich scharf sein, um von einer Gewichtsverteilung absehen zu können. Der Einfachheit wegen wird hier nur von dem ersten Einsatz P eines Seismogrammes gesprochen. Es kann allgemein jede Welle oder jeder hervortretende Einsatz in der Wellenfolge benutzt werden, wenn Gewähr dafür da ist, daß diese in den Seismogrammen beider Beben aller Beobachtungsorte aufgefunden werden.

Bei solchen örtlichen Festlegungen der Epizentra wird freilich nicht darauf Rücksicht genommen, daß der Untergrund in dieser Richtung zwischen Epizentrum und Warte ein verschiedener sein könnte, als in jener. Zum Teil würde die nicht große Genauigkeit der Ortsbestimmungen eine solche Erweiterung der Arbeit nicht rechtfertigen und dann gibt es auch noch nicht Laufzeit-

¹⁾ C. Mainka, Zur Bestimmung der Epizentra. Erdbebenbericht der Hauptstation für Erdbebenforschung zu Straßburg i. Els. 1908, 5.

kurven, die hierauf Rücksicht nehmen. Bei genaueren Untersuchungen muß aber auf die geologische Verschiedenheit des Untergrundes auf dem Weg vom Epizentrum zur Warte und an dieser selbst geachtet werden. Die Rechenvorschrift, deren man sich bedient, muß dann zunächst darauf hinzielen, die Einwirkung der von solchen Einflüssen nicht ganz freien Laufzeitkurven zu schwächen.

Die Frage, ob es möglich ist, auf Grund derartiger Rechnungen im allgemeinen und im besonderen auch nach der hier zu erörternden Weise etwas über die Beschaffenheit des Untergrundes aussagen zu können, kann bejaht werden, wenn der Ort des Ausgangs- und des anzuschließenden Bebens aus unmittelbaren, makroseismischen, Beobachtungen genau bekannt ist. Hier sei darauf hingewiesen, daß nur sehr wenige Laufzeitkurven tatsächlich von anderen unabhängig sind, man sollte mehr „absolute“ und „relative“ Laufzeitkurven unterscheiden¹⁾, ganz abgesehen davon, daß Ungenauigkeiten sich immer weiter fortpflanzen, wenn die Ableitung der Kurven nicht unabhängig von anderen geschah. Auch die einzelnen Teile der Laufzeitkurven sind nicht von gleicher Genauigkeit.

Von den in Betracht kommenden Seismographen soll vorausgesetzt werden, daß sie alle gleich empfindlich sind und daß es, wenn der erste Einsatz benutzt wird, ohne Wirkung ist, ob der Seismograph von einer Verdünnungswelle oder einer Verdickungswelle getroffen wird²⁾. Schließlich soll noch die Voraussetzung erwähnt werden, die auch sonst immer noch gemacht wird, daß der Einfluß der Herdtiefe an sich und der eines etwaigen größeren Unterschiedes der Herdtiefen beider Beben in diesem Fall belanglos ist, genau genommen ist er es nicht.

Es ist oben darauf hingewiesen worden, daß abgesehen vom ersten Einsatz auch weitere Einsätze und Wellen benutzt werden können, sofern ein Wiederfinden dieser in den Diagrammen der zeitlich auseinander liegenden aber dem gleichen Ort angehörigen Beben möglich ist. Gehören die beiden Beben genau dem gleichen Ort an, so ist es eine bekannte Tatsache, daß dann die Seismogramme, wenn die Beben nicht sehr verschieden stark gewesen

¹⁾ C. Mainka, Laufzeiten von Erdbebenwellen. Die Naturwissenschaften 1920.

²⁾ Derselbe, Ergebnisse der Aufzeichnungen der Erdbebenstation Advent-bay auf Spitzbergen 1911/1912. Beitr. z. Geophysik 1914, XIII.

sind, am gleichen Ort gleiches Aussehen haben. Hierauf hat auch 1920 A. de Quervain¹⁾ unter besonderer Wiedergabe von Seismogrammen hingewiesen.

Es sei E_0 das Epizentrum des Ausgangsbebens eines solchen Bebennestes, dessen Lage gut bekannt ist, t_0 seine Eintrittszeit in E_0 , P_{oi} ($i = 1, 2, \dots$) die Zeiten der ersten Einsätze der Diagramme an den Warten W_i ($i = 1, 2, \dots$), T_{oi} seien die Laufzeiten, die die in E_0 zur Zeit t_0 erregten Wellen brauchen, um von E_0 nach W_i zu gelangen. Die Werte T_{oi} sind der Laufzeitkurve für die entsprechende bekannte Entfernung $E_0 - W_i = \Delta_{oi}$ zu entnehmen. Es ist: $t_0 = P_{oi} - T_{oi}$. Am gleichen Ort E_0 , der aber für den zweiten Teil zunächst unbekannt ist und deswegen mit E_{ox} bezeichnet sei, habe zum Zeitpunkt t_{ox} ($t_{ox} \lesseqgtr t_0$) ein weiteres Beben stattgefunden, das die Beobachtungsgeräte aller oder eines Teiles der Warten W_i zu den Zeitpunkten P_{xi} in Tätigkeit gesetzt hat; die zugehörigen Laufzeiten seien T_{xi} . Es ist dann: $t_{ox} = P_{xi} - T_{xi}$. Da aber der gleichen Entfernungen E_0 bzw. E_{ox} bis $W_i = \Delta_{oi}$ wegen, $T_{oi} = T_{xi}$ ist, hat für alle Warten W_i : $t_{ox} - t_0 = P_{xi} - P_{oi} = \Delta t$ den gleichen Wert.

Wird somit nach roher Überschlagsrechnung vermutet, daß ein bestimmtes Beben dem gleichen Ausgangsort E_0 angehört, wie ein anderes, so sind die Unterschiede $P_{xi} - P_{oi}$ zu bilden, die dann für alle W_i innerhalb der Genauigkeitsansprüche, gleichwertig sind. Die Zeiten P_{oi} und P_{xi} müssen natürlich wegen Uhrstand und Uhrgang verbessert sein.

Sind die Zeitunterschiede Δt groß, so wird angenommen, daß inzwischen Änderungen in der Beschaffenheit des zwischen E_0 bis W_i liegenden Untergrundes in verschiedenen azimutalen Richtungen nicht eingetreten sind. Denkbare derartige Vorgänge im großen wie im kleinen wohl, hervorgehend z. B. aus Druckänderungen in den geologischen Schichtenanordnungen. Solche Veränderungen in der elastischen Beschaffenheit des Untergrundes, dadurch aber Änderungen der Geschwindigkeitsverhältnisse der elastischen Wellen, wollte 1910 R. v. Koevesligethy für eine Prognose von Erdbeben benutzen²⁾.

¹⁾ A. de Quervain, Jahresbericht des schweizerischen Erdbebendienstes 1919. Anhang: Über identische Seismogramme identischer Herde von A. de Quervain und A. de Weck, Zürich 1920.

²⁾ R. de Koevesligethy, Sur l'hysteresis sismique. Mathem. und naturw. Berichte aus Ungarn, 26. Bd., 3. Heft, 1908, Leipzig 1910.

Derartige zeitliche Veränderungen der Beschaffenheit des Untergrundes können auch als Folgeerscheinungen in einem ausgedehnten größeren bergbaulichen Bezirk auftreten. Würden in einem solchen Gebiet zwei oder mehrere Seismographen aufgestellt sein, so würden sich diese Änderungen auf Grund der Seismogramme und oben erwähnter einfacher Rechnungen erkennen lassen. Die Ergebnisse würden dann für die reine Praxis von großem Nutzen sein.

Ist es andererseits vielleicht durch makroseismische Beobachtungen sichergestellt daß die beiden Ausgangsorte seismischer Wellen zusammenfallen, dann kann der Zeitunterschied $P_{xi} - P_{oi} = \Delta t$ für die Ermittlung des mittleren Fehlers einer Beobachtung herangezogen werden, wenn nicht irgend welche systematische Einflüsse, z. B. eben erwähnter Art, vorhanden sind.

Sind die Seismogramme beider Beben einwandfrei, so kann eine Genauigkeitsuntersuchung der Eintrittszeiten von Wellen verschiedener Perioden ausgeführt werden, was auch an sich von Wert ist. Es ist auch empfehlenswert, das Zeitunterschiedverfahren besonders auf die langperiodischen Wellen in Fernbebenseismogrammen auszudehnen, es wird manche wertvolle Ergebnisse zutage fördern und ist zurzeit für manche Zwecke noch mehr zu empfehlen, als der seiner Zeit vom Verf. begonnene Versuch, die Intensitäten langperiodischer Wellen mit den Bebenstärken zu vergleichen (s. Anm. 2, S. 45)¹⁾.

Für die weiteren Überlegungen soll angenommen werden, daß die beiden Epizentra E_o und E_{ox} örtlich nicht zusammenfallen, sondern im größten Kreis gemessen Δ_{ox} km voneinander entfernt sind. Es fallen zunächst zwei Sonderfälle auf:

1. Fall. Die Warten W_i seien auf dem größten Kreis angeordnet, der senkrecht zu $E_o - E_{ox}$ steht und $E_o - E_{ox}$ halbiert (Mittelsenkrechte).

In diesem Fall sind die Laufzeiten von E_o und E_{ox} nach einem Punkt W_i einander gleich und es ist für solche W_i : $t_{ox} - t_o = P_{xi} - P_{oi} = \Delta t$, gleichgültig wie groß Δ_{ox} ist. Für alle Punkte W_i , die außerhalb der Mittelsenkrechten liegen, wird $P_{xi} - P_{oi} = \Delta t + (T_{xi} - T_{oi})$ größer, darin liegt der Unterschied zu dem Fall, wo die beiden Epizentra zusammenfallen und demgemäß nach

¹⁾ C. Mainka, Seismometrische Beobachtungen in Straßburg i. Els. 1. 1. bis 31. 12. 1905. Beitr. z. Geophysik 1910, Bd. X.

oben alle Werte Δt den gleichen Wert haben. Die Konstruktion des zweiten Epizentrums E_{ox} ist danach einfach. Läßt sich eine gewisse Anzahl von Warten ausfindig machen, für die die Werte $P_{xi} - P_{oi}$ ein Minimum aller Δt sind und die auf einem größten Kreis liegen, natürlich innerhalb der Genauigkeit der Beobachtungen, so sind diese Warten durch einen größten Kreis zu verbinden und das Spiegelbild von E_o in bezug auf diesen zu konstruieren, womit E_{ox} gefunden ist.

Umgekehrt sind die beiden Epizentra E_o und E_{ox} aus unmittelbaren, makroseismischen Beobachtungen genau ermittelt, so weisen stark herausfallende Werte $P_{xi} - P_{oi}$ von Warten, die auf dem durch die Mitte von $E_o - E_{ox}$ gehenden und zu $E_o - E_{ox}$ senkrecht stehenden größten Kreis liegen, auf Unstetigkeiten im Erdinnern hin. Auf solche Weise können seismische Zeitunterschiedbeobachtungen bei sachgemäßer Ausgleichung auch zur Feststellung des Untergrundes herangezogen werden. Von Wert wäre es weiterhin, diese Messungen auf alle in den Seismogrammen beider Bebengebiete aller solcher Warten auftretende Einsätze und Wellen, so weit sie sich sicher identifizieren lassen, auszudehnen.

2. Fall. Liegt eine gleichmäßige Verteilung einer Reihe von Warten W_i um E_o oder besser um die Mitte von $E_o - E_{ox}$ vor, und liegen Warten, deren Zeitunterschied $P_{xi} - P_{oi} = \Delta t + (T_{ox} - T_{oi})$ einen größten Wert aufweisen, auf einem größten Kreis, der durch E geht, so liegt auch E_{ox} auf diesem Verbindungskreis. Diese Linie ist, wie auch oben, natürlich als Streifen zu denken, dessen Breite von der Genauigkeit, z. B. der Eintrittszeiten P , abhängt. Das gleiche gilt auch wie oben für andere Einsätze und auch für einzelne, z. B. langperiodische, Wellen, der größte Kreis ist ferner beiderseits E_o fortgesetzt gedacht. Um nun mit Hilfe dieser größten Zeitunterschiede Δt den Ort E_{ox} zu finden, müssen diejenigen beiderseits E_o liegenden Werte $P_{xi} - P_{oi}$ herausgesucht werden, die einander innerhalb der Genauigkeit gleich sind. Wird dann die Verbindungslinie solcher Punkte halbiert und das Spiegelbild von E_o auf dieser Linie in bezug auf die Mitte M hergestellt, so ist dieses E_{ox} . Sind umgekehrt E_o und E_{ox} wie oben bekannt, so müssen von M gleich weit entfernte und auf der Verbindungslinie von $E_o - E_{ox}$ liegende Warten gleiche Zeitunterschiede $P_{xi} - P_{oi}$ aufweisen. Stärkere aus dem Rahmen der Genauigkeit herausfallende Werte sind wiederum Unstetigkeiten im Untergrund, vor allem des von W , zuzuschreiben.

A) Es gilt für E_o : $t_o + T_{oi} = P_{oi}$

und für E_{ox} : $t_{ox} + T_{ix} = P_{ix}$,

wenn z. B. der erste den longitudinalen Wellen zugehörige Einsatz in Betracht gezogen wird. Hieraus wird:

B) $(t_{ox} - t_o) + (T_{ix} - T_{oi}) = P_{ix} - P_{oi}$

ein Maximum für Warten W_i auf der Verbindungslinie $E_o - E_{ox}$ und ein Minimum für Warten auf der Mittelsenkrechten gelegen, da dann $T_{ix} - T_{oi} = 0$ ist.

Für eine Warte W_j auf dem letztgenannten größten Kreis ist:

C) $t_{ox} - t_o = P_{jx} - P_{oj}$;

aus den Gleichungen B und C wird:

$$(P_{ix} - P_{oi}) - (P_{jx} - P_{oj}) = T_{ix} - T_{oi}.$$

Ist E_o bekannt, also T_{oi} ebenso, so ist:

D) $(P_{ix} - P_{oi}) - (P_{jx} - P_{oj}) + T_{oi} = T_{ix}$,

d. h. aber T_{ix} die Laufzeit des ersten Einsatzes der von E_{ox} kommenden longitudinalen Wellen läßt sich so ermitteln, damit aber auch mit Hilfe einer Laufzeitkurve für diese Wellen die zugehörige Epizentralentfernung A_{ix} für W_i vom Bebenort E_{ox} , ohne daß in W_i der Einsatz S der transversalen Wellen bekannt zu sein braucht.

Unter W_i sind in diesem Falle auf dem durch E_o und E_{ox} gehenden größten Kreis gelegene Warten zu verstehen. Die Warten, die dem Kennzeichen des 2. Falles genügen, geben die Richtung des durch E_o gehenden größten Kreises an, auf dem auch der gesuchte anzuschließende Bebenort E_{ox} liegt, d. h. er ist ein geometrischer Ort für die Lage desselben. Der zweite geometrische Ort ist dadurch gegeben, daß mit der Epizentralentfernung A_{ix} von W_i nach E_{ox} um die fragliche Warte W_i ein Kreis geschlagen wird, der den ersten genannten geometrischen Ort schneidet. Der Schnittpunkt beider Standlinien ist E_{ox} . Die Epizentralentfernung A_{ix} ergibt sich, wenn S , der Einsatz der transversalen Wellen, auch deutlich im Seismogramm vorhanden ist, in bekannter Weise sehr einfach. Ist er aber nicht vorhanden, so ist er nach dem oben gegebenen Vorgang (Gleichung D) zu finden. Für die tatsächliche Ausführung ist der Globus zunächst ein einfaches Hilfsmittel und dann Karten in stereographischer Projektion¹⁾, deren Netze

¹⁾ E. Rosenthal, Über die Anwendung der stereographischen Projektion zur Bestimmung der Epizentren von Erdbeben. Beitrag z. Geophysik 1912. — O. Klotz, Über die stereographische Methode zur Herdbestimmung von Erdbeben. Beitr. z. Geophysik 1912.

sich bekanntlich leicht herstellen lassen. Naturgemäß wird der Umstand, daß beide Sonderfälle in Betracht kommen, nicht oft eintreten, aber auch schon einer von beiden Fällen bringt Vorteile mit sich. Die oben genannten Beziehungen gelten nicht nur für den Fall, wo E_0 und E_{0x} einem Bebenest angehören, also nicht weit voneinander liegen, sondern für beliebige Entfernung.

Trifft nur der eine der beiden Sonderfälle zu, z. B. Fall I, und soll nach obigem Arbeitsvorgang der Untergrund in einem bestimmten Gebiet nach Unstetigkeiten untersucht werden, so kann entweder ein anderes Paar geeignet gelegener Epizentra aufgesucht oder das eine der Epizentra E_{0x} und E_0 mit einem anderen geeigneten Epizentrum verbunden und in oben angegebener Art vorgegangen werden. Liegt auf dem Schnittpunkt der Mittelsenkrechten beider Paare, des Paares E_0 - E_{0x} und des neuen, eine Warte, so müssen die obigen Zeitunterschiede gleich sein, wenn sich Wirkungen des zwischen liegenden Untergrundes oder des von W nicht bemerkbar machen. Um beurteilen zu können, wie weit die Δt voneinander abweichen dürfen, müssen die oben schon erwähnten Genauigkeitsuntersuchungen angestellt werden.

Die beiden Sonderfälle I und II lassen sich aber auch in umgekehrter Weise anwenden, wo also an Stelle der E die W und umgekehrt treten. Es seien also zwei Warten gegeben, auf deren Mittelsenkrechten oder auf deren durch sie gehendem größten Kreis ein oder mehrere Epizentra liegen. Dann gilt das, was oben für das Bebenpaar E_0 und E_{0x} und die Warten W_i gesagt war, jetzt sinngemäß umgekehrt. Die geeigneten Epizentra lassen sich wie folgt in einfacher Weise finden.

Grablovitz hatte seinerzeit zuerst darauf hingewiesen, für seismische Zwecke in Merkatorprojektion Weltkarten für eine Warte als Mittelpunkt herzustellen. Dieser Gedanke kann in erweiterter, bisher noch nicht begangener Form, für die vorliegende Arbeit benutzt werden. In einer solchen Weltkarte, die natürlich auch in einer anderen Projektion angefertigt sein kann, werden für die betreffende Warte als Mittelpunkt Linien gleicher Entfernungen, äquidistante Linien, eingezeichnet. Für bestimmte Warten sind bisher auf besonderen Blättern getrennt derartige Karten gezeichnet worden. Für obige Ziele ist es empfehlenswerter, auf einem Blatt für zwei oder mehrere Warten als Mittelpunkte die zugehörigen äquidistanten Linien und die in Tätigkeit gewesenen Epizentra, deren Beben von den Seismographen der Warten aufgezeichnet

worden sind, einzutragen. Mit Hilfe des Liniennetzes läßt sich leicht das in Betracht kommende, von den Warten gleich weit entfernte Beben herauszufinden. Außerdem muß noch der durch je zwei Warten gehende größte Kreis eingezeichnet werden, um den zweiten Sonderfall zu berücksichtigen.

Die beiden oben besprochenen Sonderfälle weisen auch auf ein einfaches zeichnerisches Verfahren hin, mit dessen Hilfe es möglich ist, die Lage der beiden Fällen I und II entsprechenden Hauptlinien azimuthal festzulegen. Werden die Zeitunterschiede $P_{xi} - P_{oi}$ in ein rechtwinkliges Achsenkreuz als Ordinaten eingetragen und die Azimute a_i der Warten W_i in bezug auf den durch E_o gehenden Meridian als Abszissen, so gilt folgendes:

Fallen die beiden Epizentra E_o und E_{ox} tatsächlich zusammen, dann liegen die Werte $P_{xi} - P_{oi}$ innerhalb der Genauigkeitsgrenzen auf einer zur Abszisse parallelen Geraden und umgekehrt. Bei sehr großer Genauigkeit der beobachteten Einsätze P würde sich der Einfluß der Herdtiefenunterschiede der den beiden Epizentra zugehörigen Herde bemerkbar machen, namentlich bei den dem Bebengebiet näher liegenden Warten. Ist nämlich E die Ebene, die die beiden Herde H_o und H_x und die Warten z. B. W_k und W_l enthält, die der Einfachheit wegen normal zur Erdoberfläche angenommen sei, was aber nicht nötig und meist nicht zutreffend ist, so ist:

$$\text{für } W_k: t_{ox} - t_o = (P_{xk} - P_{ok}) - (T_{xk} - T_{ok}) = \Delta t_k;$$

$$\text{für } W_l: t_{ox} - t_o = (P_{xl} - P_{ol}) - (T_{xl} - T_{ol}) = \Delta t_l.$$

Für den Fall, daß H_o mit H_x zusammenfällt, ist $\Delta t_k = \Delta t_l = \Delta t = (P_{xk} - P_{ok}) = (P_{xl} - P_{ol})$. Für den Fall, daß H_o nicht mit H_x zusammenfällt, werden u. U. die Δt jener Warten größere Werte zeigen, die dem Epizentrum näher liegen. Der Kürze wegen hierüber nur das Gesagte.

Liegen nunmehr die Epizentra E_o und E_{ox} getrennt voneinander, so liegen die Punkte $\Delta t = P_{xi} - P_{oi}$ auf einer sinusartigen Kurve, deren Minimum dem Azimut der zum größten Kreis $E_o - P_{ox}$ gehörigen Mittelsenkrechten und deren Maximum dem Azimut des durch $E_o - E_{ox}$ gehenden Großkreises entspricht. Auf diese einfache Weise sind die beiden bemerkenswerten Kreise azimuthal festgelegt, was vor allem bezüglich des durch E_o und E_{ox} gehenden Großkreises wertvoll ist. Es wird natürlich der Fall eintreten, daß in den Sonderrichtungen Warten nicht vorhanden sind,

sondern die zugehörigen Azimute aus den Nachbarwarten zeichnerisch interpoliert werden müssen, jedenfalls wird aber diese oder jene bemerkenswerte Richtung bekannt und kann auf dem Globus oder auf den oben erwähnten Karten eingezeichnet werden; der durch $E_0 - E_{0x}$ gehende Großkreis ist die eine Standlinie für E_{0x} . Die zweite Standlinie und damit als Schnitt E_{0x} ergebend ist nach oben leicht zu finden. Diese zeichnerische Darstellung ist der Übergang zum dritten allgemeinen Fall.

Allgemeiner Fall:

Es sei als bekannt angenommen die Lage des zur Zeit t_0 stattgefundenen Bebens am Ort E_0 , wogegen der Ort E_{0x} des zur Epizentralzeit t_{0x} ausgelösten Bebens unbekannt sei. Die Seismographen der Erdwarten $W_a, W_b, W_c, W_d \dots$ haben die Eintrittszeiten $P_a, P_b, P_c, P_d \dots$ der ersten einleitenden Wellen des in E_0 stattgefundenen Bebens und die Eintrittszeiten $P_{ax}, P_{bx}, P_{cx}, P_{dx}$ der von E_{0x} kommenden einleitenden Wellen aufgezeichnet. Die Seismogramme der Warte W_j weisen neben P_j bzw. P_{jx} noch die zweiten Einsätze S_j und S_{jx} auf, so daß sich aus $S - P$ die Entfernung Δ_j bzw. Δ_{jx} und damit schließlich die Laufzeit T_j und T_{jx} ergibt. Entsprechend Gleichung B, Seite 49, wird z. B. für W_a :

$$(t_{0x} - t_0) + (T_{ax} - T_a) = P_{ax} - P_a \text{ und für } W_j \text{ wird:}$$

$$(t_{0x} - t_0) + (T_{jx} - T_j) = (P_{jx} - P_j) \text{ und schließlich:}$$

$$E) \quad (P_{ax} - P_a) - (P_{jx} - P_j) = (T_{ax} - T_a) - (T_{jx} - T_j)$$

In dieser Gleichung ist nach oben die linke Seite und auf der rechten Seite $T_{jx} - T_j$ bekannt, somit auch die auf diese Weise errechnete Klammer $T_{ax} - T_a$. Das gleiche gilt auch für die Warten $W_b, W_c, W_d \dots$, für die nach oben das Vorhandensein des zweiten Einsatzes S nicht nötig ist. Da die Warten $W_a, W_b, W_c, W_d \dots$ und ebenso E_0 örtlich bekannt sind, sind auch die entsprechenden Laufzeiten $T_a, T_b, T_c, T_d \dots$ bekannt, es werden also auch aus Gleichung E die Laufzeiten $T_{ax}, T_{bx}, T_{cx}, T_{dx} \dots$ bekannt, damit aber auch die zugehörigen Epizentralentfernungen $\Delta_{ax}, \Delta_{bx}, \Delta_{cx}, \Delta_{dx} \dots$, ohne daß also für die Seismogramme der eben erwähnten Erdwarten der zweite Einsatz S bekannt zu sein braucht. Ist ferner auf dem Seismogramm einer oder mehrerer der Warten $W_a, W_b, W_c, W_d \dots$ der zweite Einsatz S doch vorhanden, so wird gemäß der Laufzeitkurve auch die entsprechende Laufzeit

T_{ax} bekannt, die sich dann mit der aus Gleichung E errechneten vergleichen läßt. Für die genannten Warten lassen sich dann aber auch die Differenzen $(T_{ax} - T_a)$, $(T_{bx} - T_b)$ aus E berechnen und mit den Beobachtungen vergleichen, wodurch sich eine Kontrolle der benutzten Laufzeitkurven ergibt. Solches auf mehrere Laufzeiten angewendet, könnte auch ein Bild für die Zuverlässigkeit der verschiedenen Laufzeitkurven ergeben, ohne daß freilich der tatsächlichen Ausdehnung der seismischen Störungsgebiete Rechnung getragen ist.

Die Erörterung der Frage nach der tatsächlichen Ausdehnung des in einer gewissen Tiefe vorhandenen erschütterten Raumes ist nicht einfach und zunächst nur bei sehr einfachen Annahmen vorzunehmen. Die Behandlung dieses Falles mit Hilfe der Seismogrammaufzeichnungen ist, soweit bekannt, auch noch gar nicht vorgenommen worden. Es soll hier beiläufig in dieser Richtung ein Versuch gemacht werden, aber auch unter Annahmen, die tatsächlich nicht oder höchst selten getroffen werden. Es kann in doppelter Weise vorgegangen werden: einmal unter Benutzung der zeitlichen Größe im Schaubild, dann unter Heranziehung der mit Hilfe aus geeigneten Beobachtungen errechneten Winkelgrößen. Der letzte Weg dürfte aber auch heute noch in den seltensten Fällen gangbar sein, es bleibt also die erst erwähnte Möglichkeit. Sie soll erwogen werden unter der Annahme, daß die in Betracht kommenden Erdwarten der Störungsquelle nahe liegen und daß zunächst die Herdtiefe trotzdem zu vernachlässigen ist.

Es sei G das am stärksten erschütterte oberflächlich gelegene Gebiet, das der Einfachheit wegen kreisförmig angenommen sei und M sein Mittelpunkt, im Falle der Annahme einer unregelmäßig gestalteten Fläche Σ sein Schwerpunkt. Die in Betracht kommenden Warten W_i seien regelmäßig um G verteilt und deren Entfernungen, wie stets in solchen Fällen auf der Erdoberfläche im größten Kreis, gleich e , und zwar von der Peripherie von G aus, gleich Δ gemessen von M aus. Es ist e aus den unmittelbaren, makroseismischen Beobachtungen bekannt, wogegen Δ aus den Unterschieden der zweiten und ersten Einsätze S und P der an den Warten W_i erhaltenen Schaubilder, also aus der Aufzeichnung der Geräte bekannt ist. Hierbei ist allerdings vorausgesetzt, daß eine möglichst einwandfreie Darstellung der Bezeichnung zwischen Δ und $S - P$ vorhanden ist und daß die ersten Spuren des Seismogrammes von den der Warte zunächst liegenden Teilen der erschütterten Fläche, also

von der Peripherie herrühren. Werden in ein rechtwinkliges Achsenkreuz die Azimute a_i der Warten W_i in bezug auf den Meridian von M bzw. Σ als Abszissen angenommen und als Ordinaten die $e - \Delta$ in km, so werden augenscheinlich die Einwirkungen der Untergrundverhältnisse auf dem Wege von M nach W_i und am Ort W_i selbst vernachlässigt, die $e - \Delta$ auf einer zur Abszisse parallelen Geraden liegen, wenn das Gebiet G kreisförmig ist. Liegen die den $e - \Delta$ entsprechenden Punkte auf einer Kurve, so kann aus dieser mit Hilfe der Azimute a_i und der Entfernungen Δ_i auf die Gestaltung der oberflächlichen Erschütterungsfläche annähernd geschlossen werden. Am schärfsten wird sich naturgemäß die Abhängigkeit $e - \Delta$ von den a_i bei langgestreckten Störungsräumen offenbaren und geologischen Standpunkt einnehmend auch am plausibelsten sein.

Soll der Emergenzwinkel, d. h. der Winkel, den der Wellenstrahl der auftreffenden unmittelbar ankommenden Welle mit der Tangente an die Erdoberfläche in W_i bildet, benutzt werden, so ist zunächst zu erwägen, daß es bekanntlich einen scheinbaren und einen wahren Emergenzwinkel gibt. Da letzterer sich aus zeitlichen Beobachtungen, also aus den Aufzeichnungen nur von Horizontalseismographen oder nur von Vertikalseismographen, ableiten läßt, wird dieser vor allem in Frage kommen. Sehr beschränkend ist freilich die Tatsache, daß es mit der Kenntnis solcher Winkel für dem Bebengebiet nahe gelegene Warten nicht weit her ist.

In der obigen graphischen Darstellung von $f(e - \Delta, a_i)$ kann als weitere Ordinate der wahre Emergenzwinkel E gewählt werden, wobei der Fall, daß die Warten W_i in gleicher Epizentralentfernung oder im gleichen Azimut angeordnet sind, in Frage kommt und Anhaltspunkte liefern können.

Jedenfalls ist aus diesen Erwägungen zu entnehmen, daß die Ermittlung von Anhaltspunkten die Ausdehnung des Herdes betreffend nicht ganz aussichtslos sind, natürlich zunächst unter ganz einfachen Voraussetzungen, zu denen auch die gehört, daß die Beschaffenheit des Untergrundes fürs erste belanglos ist.

Zur Bestimmung der Herdtiefe sind eine Reihe von Arbeitswegen angegeben worden, ohne daß sich sagen läßt, welcher wohl das sicherste Ergebnis geben könnte. Es ist sogar der Versuch unternommen worden, für verschiedene Herdtiefen Laufzeitkurven aufzustellen. Unberechtigt erscheint daher nicht die Frage, ob es wohl möglich sein könnte, mit Hilfe der oben benutzten Zeitunterschiede anzugeben, welches die Kurve ist, die in dem

betreffenden Fall die größte Wahrscheinlichkeit hat, ein Fall, den Verfasser seinerzeit in anderer Form kurz berührt hat¹⁾.

Die Aufzeichnungen ferner Erdwarten dürften für die Ermittlung von einigermaßen der Wirklichkeit entsprechenden Herdtiefen nicht in Frage kommen. Notwendig ist eine Anzahl dem Epizentrum nahe gelegener und passend ausgerüsteter Erdbebenwarten, so daß nicht nur Zeitangaben, sondern auch Winkelmessungen zur Verfügung stehen, wenn möglich sogar im eigentlichen Schüttergebiet, wo das Beben von Menschen gefühlt wird. Wie A. de Quervain gezeigt, ist die Bestimmung des Eintretens der Erschütterung auch in der Zone der stärksten gefühlten Erschütterung mit Sekundengenauigkeit möglich, dann sind somit die Zeiten t_{0x} und t_0 in der obigen Beziehung $(t_{0x} - t_0) - (T_{ix} - T_{io}) = (P_{ix} - P_{io})$ für die Warte W_i in der Epizentralentfernung Δ_i bekannt. In solchen günstigen Fällen, die nicht sehr zahlreich sind, sind die Zeitunterschiede $T_{ix} - T_{io}$ somit bekannt. Ist andererseits LK_h die Laufzeitkurve für die Herdtiefe h , $LK_{h'}$ jene für die Herdtiefe h' , so kann aus diesen beiden für die Entfernung Δ_i , also für die zugehörige Warte W_i , die Differenz $T_{ix}^h - T_{io}^{h'}$ der Laufzeiten der von den beiden Störungsorten abgelesen werden und mit der aus den Beobachtungsgrößen verglichen werden. Durch „Probieren“ kann so vielleicht mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit das in Frage kommende Paar von Laufzeitkurven ermittelt werden, es kann freilich auch der Fall eintreffen, daß sich noch ein zweites oder drittes Laufzeitkurvenpaar findet.

Sind die Eintrittszeiten t_{0x} und t_0 nicht bekannt, so ist folgender Ausweg denkbar. Die oben genannte Beziehung für zwei Warten W_i und W_j angewendet, ergibt schließlich:

$$(T_{ix} - T_{io}) - (T_{jx} - T_{jo}) = (P_{ix} - P_{io}) - (P_{jx} - P_{jo}).$$

Der Unterschied der beiden links stehenden Klammern, der durch die beobachteten Größen P gegeben ist, kann nun mit den entsprechenden Unterschieden der beiden Laufzeitkurven verglichen werden.

Natürlich kann auch der Fall herangezogen werden, wo nur ein Beben, aber mehrere Warten vorliegen, wenn diese nicht zu weit von einander entfernt liegen.

¹⁾ C. Mainka, Über Zeitdifferenzen auffallender Einsätze in einem Seismogramm gegen den ersten. Beitr. z. Geophys., 1915, XIV.

Im folgenden zweiten Teil sollen die angestellten Erwägungen mit Hilfe von Beobachtungen geprüft werden. Es wird sich zeigen, wie weit jene noch geändert werden müssen, um diesen einigermäßen wenigstens zu genügen.

Göttingen, Sept./Okt. 1922.

Eingegangen: 24. X. 1922.

Referate

M. Ma. S.-Navarro Neumann, S. J. — Bosquejo sísmico de la Península Ibérica. — (Anlage der Seismizität der Iberischen Halbinsel) — “La Estación Sismológica y el Observatorio... de Cartoja (Granada), Granada, 1921.

L'auteur s'occupe de 248 périodes sísmiques plus importants ressentis dans la Péninsule Ibérique depuis l'an 500 Av. N. S. J.-C., jusqu'à l'an 1917. Le territoire est divisé dans six régions sísmiques principales: I. Iberische Tafel. — II. Ebro-Becken. — III. Guadalquivir-Becken. — IV. Tages-Mündung. — V. Rhone-Mündung. — VI. Lusitaner-Spanischer-Marrokanischer Becken (unterseeisch).

L'ordre de fréquence des périodes sísmiques analysés est d'un peu plus de 36% pour la région III; d'un 26 pour la II; 19 pour la VI; 6 pour la I; et 0,5 environ pour la V.

En général les tremblements de terre les plus luctueux on eu lieu ou il tremble le plus fréquemment, et se sont répétés plusieurs fois et presque dans les mêmes lieux: par exemple ceux de la région VI, des années —500, —245, —216, —209, —33, 309, 382, 957, 1309, 1318, 1320 et, 1356, 1531, 1755, 1858, 1903, pour ne citer que les plus destructeurs, et même 1910 et 1915, quoique ces derniers aient été moyens, bien que d'un aire de dispersion très considérable et du même épicentre sous-marin que les terribles tremblements de terre de 1356, 1531 et 1755 cités avant. D'autres fois un seul tremblement de terre destructeur a été constaté, pendant des bien nombreux siècles; témoin Carmona, ruinée de fond en comble en 1504 par un séisme dont encore la faille principale en est bien visible, et même quelques-uns des dégâts principaux, et ou les très rares tremblements de terre perçus de tard en tard, sont ou portugais ou des provinces de Grenade ou Malaga, ou même Alméria.

La sísmicidad del suelo español durante el decenio 1909—1918. — “Ibérica” No. 287 f., (19—26. Julio 1919). — Dans cette courte notice l'auteur fait un résumé de ses publications antérieures sur les tremblements de terre ressentis en Espagne pendant ce laps de temps là, et donne les chiffres correspondant aux 545 sísmes analysés d'ailleurs. Entre eux 426 appartiennent à la région III, 83 dans la II, 29 dans la I; quant aux 7 autres, quoique ressentis en Espagne, ils ont eu leurs épicentres à l'étranger (France, Portugal, Maroc).