

Werk

Jahr: 1974

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 Z NAT 2148:40

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN1015067948_0040

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948_0040

LOG Id: LOG_0029

LOG Titel: Makroseismische Abschätzungen von Herdparametern österreichischer Erdbeben aus den Jahren 1905 - 1973

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN1015067948

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN1015067948>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=1015067948>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Makroseismische Abschätzungen von Herdparametern österreichischer Erdbeben aus den Jahren 1905–1973

A. Franke und R. Gutdeutsch

Lehrkanzel für Geophysik der Universität Wien

Eingegangen am 12. Dezember 1973

Macroseismic Estimations of Parameters of Austrian Earthquakes during the Period 1905 – 1973

Abstract. 72 earthquakes occurred in Austria in the period from 1905 to 1973 with maximum intensities $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS. 48 of them are found to be suitable for a macroseismic estimation of focal depths. The estimation is carried out under the assumption

$$u = \frac{u_0 e^{-br}}{r^a}$$

u = maximum acceleration H = focal depth
 r = focal distance = $\sqrt{H^2 + \Delta^2}$ Δ = epicentral distance.

The evaluation shows that in most cases b is approximately zero. The foci predominate in the region of the upper crust, down to $H \leq 11$ km. 18% of the hypocentres lie in deeper parts of the earth crust. Using the data of a , H and I_0 the logarithm of maximum acceleration L in $r=10$ km distance is calculated. L plotted against H shows an increase with focal depth. The increase per kilometer is constant down to $H=11$ km. At greater depths this gradient drops down to a smaller value. Possibly this effect could be explained by the existence of a zone of low shear resistivity below the upper crust as it is claimed by other authors.

An approximate formula of Richter's magnitude M

$$M = 0,54 I_0 + 0,50 \log H + 0,67$$

valid for Austrian earthquakes is found using Kárník resp. ISC's data of M and I_0 as well as our data of H . This formula yields a fair estimation of magnitudes of Austrian earthquakes with $H \geq 4$ km.

Key words: Focal Depth – Macroseismic Estimations – Earthquakes – Magnitudes – Austria.

Zusammenfassung. Im Zeitraum von 1905 bis 1973 ereigneten sich in Österreich 72 Erdbeben mit Maximalintensitäten $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS. Von 48 dieser Ereignisse liegen ausreichend Daten vor, um daraus eine makroseismische Herdtiefenab-

schätzung abzuleiten. Die Abschätzung geht davon aus, daß die maximale Bodenbeschleunigung

$$u = \frac{\mu_0 e^{-br}}{ra} \text{ ist}$$

r = Herdentfernung = $\sqrt{H^2 + \Delta^2}$

H = Herdtiefe

Δ = Epizentraldistanz).

Für die ausgewerteten Ereignisse ergibt sich allgemein $b = 0$. Die Bebenherde konzentrieren sich auf den Bereich der Oberkruste, d.h. die Herdtiefen sind größtenteils kleiner als 11 km. Nur 18% der Hypozentren liegen innerhalb der unteren Erdkruste $H > 11$ km. Unter Verwendung von a und H wird die theoretische maximale Beschleunigung in 10 km Herddistanz ausgerechnet. Ihr Logarithmus L , gegen die Herdtiefe aufgetragen, zeigt eine Zunahme mit H . Die Zunahme pro Kilometer ist bis $H = 11$ km konstant, dann scheint sie sprunghaft abzunehmen. Dieser Effekt könnte eventuell durch die Existenz einer Zone geringerer Scher- und Scherbruchfestigkeit unter der Oberkruste erklärt werden, wie sie von anderen Autoren refraktransseismisch gefunden wurde.

Es wird eine Faustformel für die Magnitude M

$$M = 0,54 I_0 + 0,50 \log H + 0,67$$

österreichischer Erdbeben auf Grund der Magnituden- und I_0 -Daten von Kárník und des ISC sowie der von den Autoren bestimmten Daten von H aufgestellt. Diese Formel ergibt befriedigende Näherungswerte für Herdtiefen $H \geq 4$ km.

Einleitung

Die Erdbeben Österreichs kommen vorwiegend in 4 Gebieten vor (vgl. Abb. 1). Im Westen zieht sich eine nach Norden scharf abgegrenzte aktive Zone von Kufstein das Inntal aufwärts durch Innsbruck und von dort in westlicher Richtung durch die Nördlichen Kalkalpen. Das Bebengebiet südlich von Salzburg ist deutlich an die Kalkalpen gebunden. Im Mittelalter erwies sich der Raum um Villach — Klagenfurt als seismisch sehr aktiv, obgleich die Bebenstätigkeit seitdem offenbar nachgelassen hat, wie man aus Abb. 1 entnehmen kann. Die größte Bebenhäufigkeit Österreichs wird auf einer etwa ONO—WSW streichenden Zone von ca. 30 km Breite beobachtet, die sich vom Wiener Becken über den Semmering hinzieht.

Die meisten Beben zeigen eine auffällige Ausdehnung der Schüttergebiete nach Norden. Es wäre denkbar, daß Geschwindigkeitsinversionen in der Erdkruste für diese Asymmetrie verantwortlich zu machen sind. Diese Inversionen müßten im Norden der Alpen stärker ausgeprägt sein als im Süden. Modellseismische Untersuchungen haben diese Annahme bestätigt (Drimmel, Gangl, Gutdeutsch, Koenig, Trapp, 1973). Jedoch beweisen sie auch, daß die Anomalie nur dann auftreten kann, wenn der

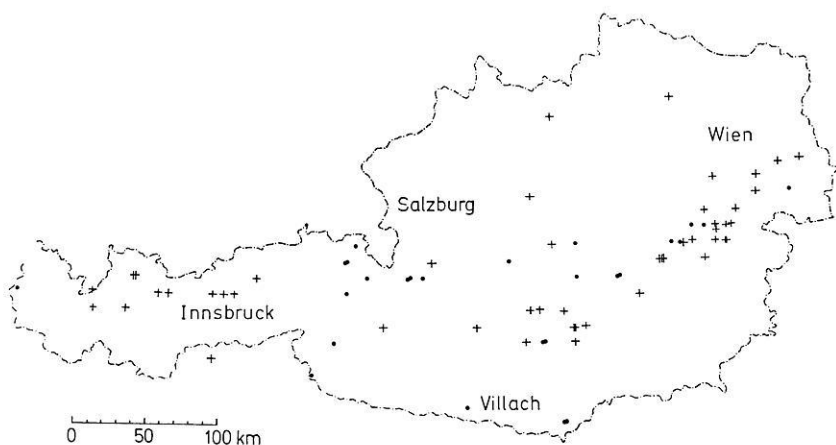


Abb. 1. Epizentren von Erdbeben mit $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS
 + Ausgewertete Beben mit $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS
 • Unberücksichtigte Beben mit $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS

Bebenherd entweder in oder unterhalb der Zone verringerter Wellengeschwindigkeit liegt. Diese Frage hat den Anstoß zur vorliegenden Untersuchung ergeben. Aus der Zeit seit 1900 liegen makroseismische Daten und seit 1904 auch Seismogramme der meisten Beben vor. Man kann den damals verwendeten Uhren aber noch nicht den hohen Genauigkeits- und Zuverlässigkeitsgrad zusprechen, den man benötigt, um aus den Ankunftszeiten die Herdtiefen zu bestimmen. Wenn auch in den späteren Jahren die Zuverlässigkeit durch Einführung der Quarzuhren mit Rundfunkkontrolle wesentlich verbessert wurde, so ergeben sich weitere Fehlerquellen, und zwar bei der Auswertung der Laufzeitkurven. So hängt der Herdtiefenfehler entscheidend von der Geschwindigkeit der P_G -Wellen ab. Diese aber ist heute noch, vor allem im Osten Österreichs, nur unzureichend bekannt. Da die alpinen Bebenzentren innerhalb der Erdkruste, also oberflächennah liegen, kann man mit einer Herdtiefenbestimmung nur dann etwas anfangen, wenn der Tiefenfehler kleiner als ± 5 km ist. Das wird zur Zeit aber noch nicht allgemein erreicht, wie man leicht den BISC-Publikationen entnehmen kann. Kárník (1965) hat nach diesen und älteren Unterlagen eine Zusammenstellung der Europäischen Beben mit $I_0 \geq 6^\circ$ MS publiziert und auch teilweise Abschätzungen der Herdtiefen aus den Isoseistenradien gegeben. Jedoch ist die Anzahl der Beben für das verhältnismäßig bebenarme Land Österreich nicht ausreichend groß, um daraus statistische Aussagen zu treffen. Darum ist das gesamte makroseismische Datenmaterial nun auch für schwächere Beben erneut gesichtet und, wenn möglich, zur Herdtiefenbestimmung herangezogen worden.

Tabelle 1. Aufstellung der verwendeten Erdbeben. Die letzte Spalte gibt die Magnitude an.

Datum	MEZ <i>b</i>	<i>m</i>	φ °	λ °	I_0 °MS	α	Makroseism. Herdtiefe H km	Herdtiefe n. Sponheuer H* km	Magnitude <i>M</i>
2. 2.1905	23	55	47,2	14,4	6,0	1,69	8,0	10,0	(4,2)
24. 2.1905	6	25	47,3	11,6	6,0	1,09	7,5	7,5	(4,2)
22. 3.1907	20	10	47,6	14,5	6 -	1,06	5,5	5,0	4,3
13. 5.1907	5	23	47,5	15,5	6,5	1,09	4,5	4,0	4,7
24. 3.1910	15	37	47,2	14,3	6,5	0,96	4,5	4,0	4,6
11. 5.1910	21	18	47,7	16,0	6,5	1,25	10,0	12,0	4,5
13. 7.1910	9	32	47,3	10,9	7,0	1,35	10,0	8,0	4,8
24. 4.1911	18	19	47,2	10,3	6,0	1,02	4,0	5,0	3,7
22. 1.1912	21	08	47,3	15,3	6,0	1,87	11,0	10,0	(4,2)
10. 5.1912	0	03	47,3	11,4	5,5	1,39	9,0	9,0	
31. 8.1914	14	26	47,3	11,5	6,5	1,08	4,0	3,5	3,9
30.11.1914	20	43	47,3	11,4	5,5	0,55	5,0	10,0	
1. 5.1916	11	24	47,2	14,6	7,0	1,69	15,0	15,0	4,6
26. 9.1918	1	17	47,3	10,3	6,0	1,12	5,5	5,0	4,8
22.12.1920	23	14	47,6	16,0	6,0	0,77	3,0	3,0	(4,2)
28.11.1923	7	07	47,1	13,8	6,0	1,38	16,0	15,0	4,6
26. 3.1924	18	08	46,9	11,4	6,5	1,38	10,0	10,0	5,0
6. 7.1926	8	39	47,6	15,7	6,5	1,21	6,0	7,0	4,6
28. 9.1926	16	42	47,7	16,0	6,5	1,38	10,0	8,0	4,7
25. 7.1927	21	35	47,5	15,5	6,5	1,56	20,0	15,0	5,2
8.10.1927	20	49	48,1	16,6	7,5	1,17	6,0	5,5	5,2
18. 5.1930	5	14	47,5	13,4	6 -	0,91	4,5	5,0	4,1
8.10.1930	0	27	47,4	10,7	7 -	1,35	8,0	9,0	5,3
1. 1.1931	5	27	48,0	16,0	5,5	0,80	8,0	9,0	

8.11.1933	1	51	47,4	10,7	6,0	0,92	2,5	4,0	4,6
4. 9.1934	2	26	47,4	11,8	6,5	1,37	6,0	4,0	4,7
3.10.1936	16	49	47,1	14,8	7,5	1,15	8,0	7,0	5,1
8.11.1938	4	12	48,0	16,4	7 -	1,27	10,0	8,0	5,1
18. 9.1939	1	15	47,8	15,9	7 -	1,15	10,0	9,0	5,1
18.10.1950	19	08	47,0	14,7	5,5	0,83	7,0	10,0	
24.10.1950	12	48	47,0	14,7	6 -	0,74	4,0	4,0	4,3
7. 6.1951	5	07	47,3	11,0	6,0	0,46	2,0	4,0	3,7
2. 5.1953	13	37	48,1	16,8	5,5	0,83	5,0	8,0	
10. 6.1956	13	40	47,1	14,7	5,5	0,89	6,0	8,0	
30. 9.1958	9	45	47,2	10,6	6,5	1,23	4,5	5,0	
17. 2.1959	3	04	48,5	15,6	5,5	1,36	12,0	10,0	
2.12.1963	7	49	47,9	16,4	6 +	1,08	13,0	13,0	
27.10.1964	20	46	47,6	15,8	6,5	2,34	30,0	20,0	
9. 7.1965	0	26	47,3	11,4	6,0	0,85	0,5	2,0	4,4*, 3,8**
29. 1.1967	1	12	47,9	14,3	6,5	1,56	10,0	7,0	4,6*, 4,7**
25. 2.1968	9	03	47,5	15,9	5,0	0,62	10,0	12,0	
2. 6.1969	0	21	47,0	14,25	5,5	1,15	20,0	20,0	4,1*, 4,6**
31.12.1971	10	08	47,6	16,1	5,0	1,21	6,0	5,0	
5. 1.1972	5	58	47,8	16,2	6,0	1,73	10,0	7,5	4,0*, 4,4**
8. 1.1972	5	46	47,6	16,1	5,5	0,89	4,0	5,0	4,0*
16. 4.1972	11	10	47,7	16,15	7,5	1,31	11,0	9,0	4,9*, 5,3**
16. 4.1972	12	05	47,7	16,1	6,5	1,19	7,5	5,0	4,4*, 4,6**
17. 6.1972	10	03	48,4	14,5	6,5	1,34	4,5	4,0	4,6*, 4,5**
15. 5.1973	23	51	47,1	12,95	5 +	1,63	25,0	15,0	
12. 6.1973	22	03	47,5	15,5	6,0	1,11	8,0	7,0	4,8*, 4,4**

Ohne * : Magnituden nach Kárník
 * : nach Meldungen des USCGS bzw. BISC
 ** : nach der Formel (10) berechnet

Datenmaterial

Die Arbeitsunterlage bildeten Karten mit eingetragenen Intensitätsangaben und Isoseistenpläne, welche die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien von den österreichischen Beben erstellt hat. Dieses Material stellt bereits eine Auswahl dar. Es ließen sich nämlich diese Pläne nur von denjenigen Beben anfertigen, für die eine ausreichend große Anzahl brauchbarer Meldungen vorliegt. Nicht nur von der Maximalintensität eines Bebens sondern auch von der Meldungsdichte hängt es ab, ob man den Intensitätsabfall mit der Entfernung und damit die Herdtiefe abschätzen kann.

So liegen aus den Jahren nach den beiden Weltkriegen als Folge der teilweisen Auflassung des makroseismischen Dienstes Bebenmeldungen nur recht spärlich vor. Nach dem zweiten Weltkrieg jedoch hat die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik das Beobachtungsnetz systematisch mit dem Ziel verdichtet, besonders die Grenzen der Schüttergebiete besser zu erfassen (Trapp, 1961). Diese Maßnahme hatte eine wesentlich größere Anzahl von Meldungen pro Fläche und Beben zur Folge. Die nachstehende repräsentative Aufstellung mag die Situation erhellen (Tab. 2).

Tabelle 2

Datum	Ort	Maximalintensität	Zahl der Ortschaften mit Meldungen
2.2.1905	<i>Scheifling</i>	6° MS	53
31.8.1914	<i>Salzberg b. Hall</i>	6° MS	40
5.1.1972	<i>Wr. Neustadt</i>	6° MS	304
12.6.1973	<i>Mitterdorf</i>	6° MS	215

Die hier genannten Beben besitzen vergleichbare Schütterflächen. Jedoch hat sich die Meldungsdichte in den Jahren vergrößert. Das ist einerseits eine Folge der zunehmenden Besiedlungsdichte, andererseits aber auch ein Ergebnis der Verdichtung des Beobachtungsnetzes. Hier ist zu bemerken, daß die Anzahl der verarbeiteten Einzelmeldungen viel größer ist als die in Tabelle 2 gegebenen Zahlen von Ortschaften. Daher geben diese nur eine unvollständige Vorstellung von der mühevollen Kleinarbeit, welche die Mitarbeiter der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, insbesondere Frau Amtsrat Lukeschitz und Dr. Trapp an jedem einzelnen Beben leisten. Diese Leistung möge an dieser Stelle gewürdigt werden. Ihr ist es zu danken, daß es heute möglich ist, auch mittelstarke Beben zu einer makroseismischen Herdtiefenabschätzung

heranzuziehen. Abgesehen davon darf die Herdtiefenbestimmung des Bebens mit hoher Meldungszahl als viel sicherer gelten als die übrigen, obgleich man diesen Umstand nicht durch die Angabe eines Herdtiefenfehlers charakterisieren kann.

Während der Auswertung zeigte sich, daß die Anzahl der Meldungen der Beben vor 1950 im allgemeinen nicht ausreicht um Ereignisse mit $I_0 < 5,5^\circ$ MS zur Herdtiefenbestimmung heranzuziehen. Erst nach dieser Zeit war das in zwei extrem günstig gelegenen Fällen möglich. Es handelt sich dabei um zwei Beben mit der Maximalintensität $5+$. Abgesehen von diesen beiden Ausnahmen sind alle Beben mit $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS, insgesamt 72 Ereignisse, für den Zeitraum von 1905 bis 1973 auf ihre Verwendbarkeit geprüft worden. Nur 48 waren geeignet. Obgleich damit $\frac{2}{3}$ aller Ereignisse erfaßt sind, kann die daraus gewonnene statistische Aussage nicht für ganz Österreich vorbehaltlos gelten, weil sich die Auswahl nicht gleichmäßig auf die habituellen Bebengebiete verteilt. Das zeigt die Gegenüberstellung in Abb. 1. Hier sind alle Beben aus den Jahren 1905 bis 1973 mit $I_0 \geq 5,5^\circ$ MS in Österreich eingetragen (entnommen aus: Toperczer und Trapp, 1950; Trapp, 1961; Gangl, 1969, Erdbebenberichte der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien, 1969, 1970, 1971, persönliche Mitteilungen von Dr. Trapp). Die Erdbeben, für die makroseismische Herdtiefen abgeschätzt wurden, liegen vorwiegend im Raum Innsbruck und in der Mur-Mürztal-Zone. Sie repräsentieren daher nicht die Bebengebiete südlich von Salzburg und um Villach-Klagenfurt. Die vorgelegte Anzahl an Beben ist auch nicht homogen bezüglich der Maximalintensität. Zwar sind alle Beben der Maximalintensität $I_0 \geq -7^\circ$ MS vollständig erfaßt, nicht jedoch die kleineren.

Makroseismische Abschätzung der Herdtiefen

Wir haben zur makroseismischen Abschätzung der Herdtiefe eine bereits in einer älteren Arbeit beschriebenen Methode benutzt (Franke und Gutdeutsch, 1973). Diese geht wie die von Peterschmitt (1952) davon aus, daß der Betrag der Maximalbeschleunigung u nach einem Gesetz der Form

$$u = \frac{u_0}{r^a} e^{-br} \quad (1)$$

mit dem Abstand $r = \sqrt{H^2 + \Delta^2}$ (H = Herdtiefe, Δ = Epizentraldistanz) abnimmt, und daß die Bebenintensität I proportional dem Logarithmus der Maximalbeschleunigung u plus einer Konstanten $3c$ ist, also

$$I = d \cdot \log u + 3c \quad (2)$$

Man muß I als Funktion der Epizentraldistanz kennen, dann zeigt eine Rechnung, daß nur dann eine lineare Funktion

$$y = -d \cdot \log e \cdot (a + bx) \quad (3)$$

zwischen y und x besteht, wenn in

$$x = \sqrt{b^2 + \Delta^2} \quad y = \frac{dI}{d\Delta} \frac{b^2 + \Delta^2}{\Delta}$$

$b=H$ gleich der wahren Herdtiefe ist. Wenn d bekannt ist, kann man aus der Steigung der Geraden b und aus ihrem Ordinatenabschnitt a ausrechnen. Die Intensität als Funktion der Epizentraldistanz wird entweder durch Interpolation der mittleren Isoeistenradien bestimmt oder aus dem mittleren Verlauf der Intensität, der sich aus der Gesamtheit der Einzelmeldungen ergibt. Abb. 2 illustriert den Gang der Herdtiefenabschätzung

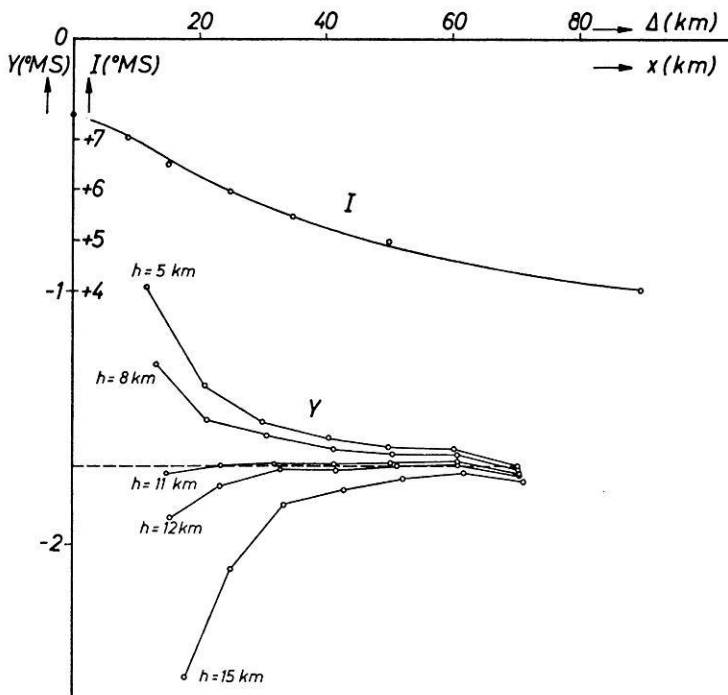


Abb. 2. Beispiel einer makroseismischen Herdtiefenabschätzung. Aus $I(\Delta)$ werden die Größen x und y bestimmt und b solange verändert, bis H , die wahre Herdtiefe erreicht ist

am Beispiel des Bebens von *Seebenstein* am 16.4.1972, 10 Uhr 10 GMT. Wenn man den in der Literatur angegebenen Wert $d=3$ verwendet, kommt man auf

$$\begin{aligned}a &= 1,31 \\ b &= 0\end{aligned}$$

Auch im Falle der übrigen Beben gibt $b=0$ die beste Approximation. Es muß hervorgehoben werden, daß die Interpolation der Meßpunkte der $I(\Delta)$ -Kurve sich kritisch auf die Bestimmung des Differentialquotienten $\frac{dI}{d\Delta}$ auswirkt. In extremen Verhältnissen hat eine unterschiedliche Interpolation auf Herdtiefen geführt, die um 5 km voneinander abweichen. Wie jedoch in der Einleitung bereits gesagt wurde ist der Tiefenfehler bei der Bestimmung der Herde nach Methoden der Wellenlaufzeiten gerade bei den vorwiegend oberflächennahen alpinen Beben genauso groß, wenn nicht größer. Darum glauben wir, daß hier die Anwendung makroseismischer Abschätzmethode berechtigt ist.

Alle erhaltenen Herdtiefen wurden mit den Tiefen verglichen, die man nach dem Auswerteverfahren von Sponheuer (1960) erhält. Dieses Verfahren ist auch von Kárník (1969) verwendet worden um die Herdtiefen abzuschätzen. Es geht von der speziellen Annahme aus, daß $a=1$ und $b \neq 0$ ist. Der Vergleich ergab Übereinstimmung innerhalb gewisser Fehlergrenzen, die man Tabelle 1 sofort entnimmt. Es sei erwähnt, daß 39 der Beben, also die Mehrzahl bei der Auswertung nach Sponheuer auf ein $b=0,001$ schließen lassen, was extrem kleiner Extinktion entsprechen würde. Die restlichen 12 Beben mit $b=0,005$ haben Herdtiefen von mindestens 6 km.

Die nach Laufzeiten der P_G -Wellen erhaltenen Herdtiefen sind fast immer größer als die makroseismisch bestimmten Herdtiefen. Es scheint jedoch eine Korrelation zwischen beiden zu bestehen, etwa durch einen konstanten Faktor, der in einer späteren Arbeit untersucht werden soll. Diese Diskrepanz verwundert nicht, da man bedenken muß, daß die aus P_G -Einsätzen gewonnene Herdposition den Ausgangspunkt des Erdbeben angibt. Die aus der Bebenintensität gewonnenen Tiefen dagegen werden durch die schwer übersehbare Summe der Vorgänge im ganzen Herdgebiet beeinflußt und beziehen sich daher eher auf den Schwerpunkt des Herdes.

Ergebnisse

Die nachstehende Tabelle 1 gibt die Ergebnisse wieder. Koordinaten und Zeiten sind den oben zitierten Arbeiten (Toperczer *et al.*, Trapp, Gangl) entnommen worden. Außer den berechneten Herdtiefen sind auch die Werte

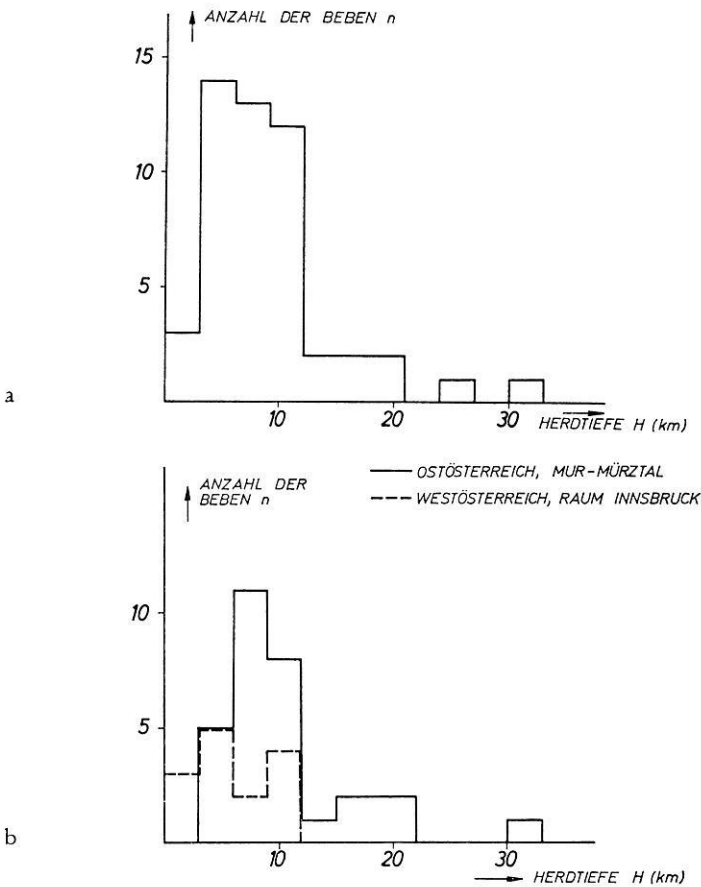
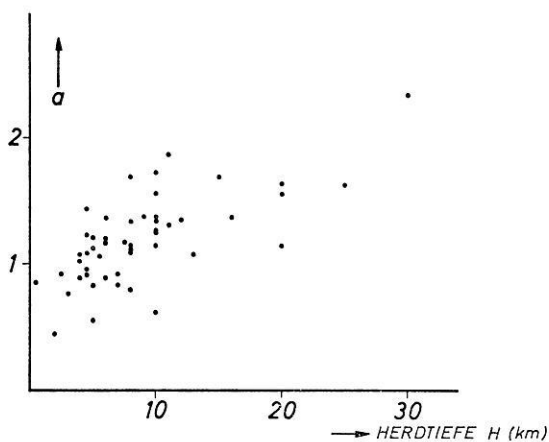


Abb. 3a. Häufigkeitsverteilung österreichischer Beben mit der Tiefe. b Häufigkeitsverteilung der ostösterreichischen Beben mit der Tiefe ———. Häufigkeitsverteilung der Beben aus dem Innsbrucker Raum mit der Tiefe ----

nach Sponheuer H^* eingetragen um einen Vergleich zu ermöglichen. Eine weitere Spalte gibt die von Kárník publizierte Magnitudenwerte an.

a) Häufigkeitsverteilung der Herdtiefen

Die Abb. 3a und 3b stellen Histogramme der Herdtiefen in Österreich dar. Das gesamte zur Verfügung stehende Datenmaterial führte zur Häufigkeitskurve in Abb. 3a. Es gibt ein einziges Maximum, und zwar in ca. 8 km Tiefe. 40, also mehr als $\frac{3}{4}$ aller Herde liegen bei kleineren Tiefen, also in den oberen Stockwerken der Erdkruste. Über ein Häufigkeits-

Abb. 4. a als Funktion der Herdtiefe

Maximum bei ca. 10 km haben Landisman und Müller (1966) berichtet, das sie aus den Herdtiefen von australischen Beben ableiteten. Da ähnliche Beobachtungen auch aus anderen Gebieten vorliegen (siehe z. B. Schneider (1973), Bolt, Miller (1971)) schlossen sie, daß es sich um ein weltweites Phänomen handle. Hiernach sind die Bebenzentren besonders in der Umgebung der Grenzflächen zwischen der Oberkruste und der darunter folgenden Zone verringerter Scherfestigkeit anzutreffen.

Abb. 3b zeigt, wie stark die Beben im Gebiet Innsbruck sich von denen im Gebiet des Semmering und der Mur-Mürztal-Störungszone unterscheiden. Obgleich das Kollektiv der Innsbrucker Beben zu klein ist um daraus einen gesicherten Schluß ziehen zu können, darf doch mit gewissen Vorbehalten festgestellt werden, daß die meisten der Beben oberflächennah sind. Bei $H=5$ km scheint sich ein Häufigkeitsmaximum anzudeuten.

Die im Mur-Mürztal vorkommenden Beben haben durchweg größere Tiefen und das Maximum bei 8 bis 9 km ist stark ausgeprägt. Beben mit $H > 20$ km treten äußerst selten auf.

b) Der Exponent a der geometrischen Amplitudenabnahme mit der Entfernung

Die Darstellung Abb. 4 zeigt, daß a nicht konstant ist, sondern mit der Herdtiefe anwächst. Dieses interessante Ergebnis kann man schwerlich durch einen systematischen Fehler der Herdtiefenbestimmung erklären, denn andere Bestimmungsmethoden führen praktisch zum gleichen Ergebnis. Das kann zwei, sich gegeneinander nicht ausschließende Gründe haben: Es kann der Ansatz (1) für eine Kugelwelle mit $b=0$ falsch sein

oder a ist eine vom durchlaufenden Medium abhängige Größe, die summarisch die Abweichung von der Idealelastizität charakterisiert. Vermutlich sind beide Erklärungen teilweise richtig. Daß bei extrem kleinen Herdtiefen Werte mit $a < 1$ häufig auftreten ist sicher eine Folge davon, daß der Ansatz (1) versagt, weil Nahfeld-Effekte auftreten. Die Herdausdehnung österreichischer Beben kann zwar nach der Abschätzformel von Tocher (1958) einige hundert Meter kaum überschreiten, womit sichergestellt ist, daß die Epizentraldistanz, in der man die Isoleisten zeichnet, immer wesentlich größer als die Herdausdehnung ist. Jedoch dürfte der Anteil der Oberflächenwellen bei oberflächennahen Beben, für die etwa $a = 0,5$ gilt, einen entscheidenden Beitrag liefern.

Die Tatsache, daß a bei tieferen Beben mit der Herdtiefe über den Wert eins ansteigt, hat aber sicher nicht diese Ursache. Hier scheint uns die zweite Erklärung eher zuzutreffen. Hiernach nimmt mit der Tiefe die Abweichung von der Idealelastizität zu. Auch die Verwendung von Sponheuers Ansatz $b \neq 0$ bekräftigt diese Vermutung. a ist annähernd eine lineare Funktion der Herdtiefe.

$$a = 0,0307 H + 0,992 \quad (4)$$

bis etwa $H = 14$ km. Bei größeren Tiefen verbietet die starke Streuung der Meßwerte eine Extrapolation. Möglicherweise gehorcht die Wellenausbreitung für tiefere Beben anderen Gesetzmäßigkeiten, die mit dem vorhandenen Datenmaterial nicht erfaßt werden.

c) Die Maximalbeschleunigung in 10 km Entfernung vom Herd

Die Zunahme von a mit der Tiefe bleibt nicht ohne Konsequenz für die Beurteilung der Magnituden. Abb. 5 zeigt zwar, daß die Magnituden allgemein mit der Herdtiefe ansteigen, doch streuen die Werte sehr stark. Es erhebt sich die Frage, ob nicht lokale Unterschiede der rheologischen Materialeigenschaften in Herdnähe, die durch a charakterisiert werden, einer der Gründe für die starke Streuung sind. Da nun a bekannt ist, wäre es z. B. möglich die Intensität I oder die Maximalbeschleunigung u eines jeden Bebens auf eine feste Herddistanz zu reduzieren und damit eine Kenngröße für die Bebenstärke zu finden. u_0 hat die theoretische Bedeutung der Maximalbeschleunigung in 1 km Entfernung vom Herd. Tatsächlich jedoch wird die wahre Maximalbeschleunigung hier wegen des Nahfeldinflusses erheblich von u_0 abweichen. Aus diesem Grunde eignet sich u_0 nicht zur einheitlichen Charakterisierung der Bebenstärke. Wir wählen daher den Logarithmus der Maximalbeschleunigung in 10 km Entfernung als eine Kenngröße $L = I_{(r = 10 \text{ km})}/3 - c$, die das Beben charakterisiert. $L + c$ kann man aus den vorhandenen Bebenaten berechnen. Es folgt

nämlich aus den Gleichungen (1) und (2) mit $d=3$, $b=0$, $I_0 = \text{Maximalintensität nach Mercalli Sieberg}$, $H = \text{Herdtiefe in km}$

$$I_0 = 3 \log \frac{u_0}{H^a} + 3c = 3 \log u_0 - 3a \log H + 3c$$

$$I_{(r=10 \text{ km})} = 3 \log \frac{u_0}{10^a} + 3c = 3 \log u_0 - 3a + 3c$$

$$L = \frac{1}{3} I_0 + a \log H - a - c \quad (5)$$

Gleichung (5) besitzt große Ähnlichkeit mit der empirischen Beziehung zwischen der Magnitude M und den Parametern I_0 und H , die Kárník (1969) aufgestellt hat:

$$M = \frac{1}{2} I_0 + \log H + 0,35 \quad (6)$$

(Für europäische Beben mit $I_0 \geq 6^\circ \text{ MS}$)

Daraus ist zu ersehen, daß L in ähnlicher Weise wie die Magnitude die Stärke eines Bebens charakterisiert.

Abb. 5 zeigt die Verteilung von $L + c$ als Funktion der Herdtiefe. Selbst dann, wenn man die Werte mit $H < 3 \text{ km}$ wegen der Möglichkeit von Verfälschungen herausläßt, so zeigen doch die übrigen Werte eine klare Gesetzmäßigkeit. $L + c$ nimmt bei kleineren Herdtiefen deutlich mit H zu, weniger klar kommt diese Zunahme bei Herdtiefen über 11 km zum Ausdruck. Man könnte das als die Folge des logarithmischen Ansatzes für H in Gleichung (5) deuten, welche selbst einer regellosen Verteilung $L(H)$ aufgeprägt würde und damit eine Gesetzmäßigkeit vortäuschen würde. Jedoch variiert $\log H$ nur so geringfügig mit H , daß diese Deutung eher fraglich ist. Die geringe Streuung der $(L + c)$ -Werte darf nicht als hohe Sicherheit mißdeutet werden. Sie ist nur eine Folge der Datenauswahl nach Epizentralintensitäten. Man darf nicht vergessen, daß viele der starken aber tiefen Erdbeben an der Erdoberfläche nur geringe Intensitäten erreichen und deswegen nicht ausgewertet werden konnten. So wird das gleiche Beben, das bei $H = 5 \text{ km}$ Herdtiefe die Intensität $I_0 = 7,5^\circ \text{ MS}$ im Epizentrum besitzt, läge es in $H = 20 \text{ km}$ Tiefe, den Wert $I_0 = 4,0^\circ \text{ MS}$ kaum überschreiten. Unter dieser Einschränkung ist Abb. 5 eher als der Verlauf der maximalen „Bebenstärke“ $L + c$ mit der Herdtiefe zu interpretieren. $L + c$ läßt sich stückweise durch zwei Geraden approximieren

$$L + c = 0,0909 H + 1,251 \quad (\text{für } H \leq 11 \text{ km}) \quad (7)$$

(Korrelationskoeffizient $r_{LH} = 75\%$)

$$L + c = 0,0392 H + 1,702 \quad (\text{für } H \geq 11 \text{ km}) \quad (8)$$

(Korrelationskoeffizient $r_{LH} = 71\%$)

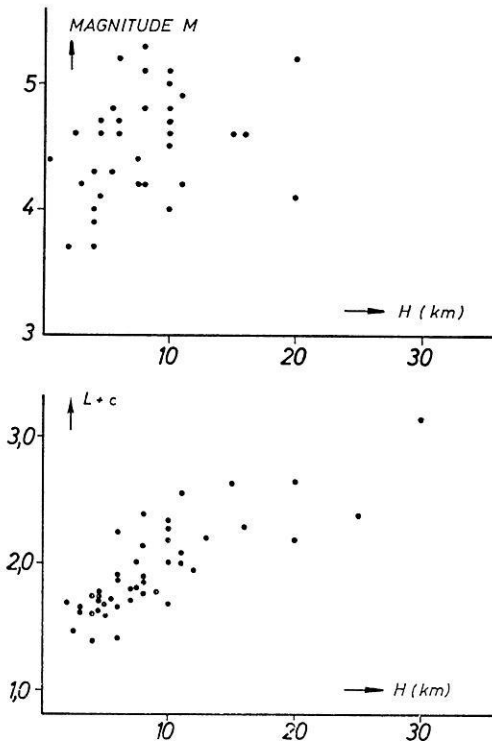


Abb. 5. (oben) Magnitude M (nach Kárník; 1965), verfügbare Meldungen der BISC und USCGS) als Funktion der Herdtiefe H . Die Magnitude scheint mit der Herdtiefe anzusteigen, doch streuen die Werte stark.
 (unten) $L + c$ als Funktion der Herdtiefe. Der Knick bei $H = 11$ km wird als Folge einer hier vorhandenen Grenzfläche gegen eine im Liegenden vorhandene Zone verringerter Scherfestigkeit interpretiert

Man könnte zwar auch die Approximation durch eine Funktion einer stetigen Krümmung versuchen, jedoch scheinen die Daten eher zu dem ersten Modell zu passen. Die Beobachtung, daß L mit der Herdtiefe zunimmt, hat wohl den gleichen Grund wie das Ansteigen der Magnitude mit der Herdtiefe (z. B. Kárník 1965). Hiernach muß die durch ein Beben freigesetzte Energie um so größer sein, je größer die potentielle elastische Energie ist, die das Medium als Folge langanhaltender mechanischer Kräfte aufbauen kann ohne zu zerreißen. Diese potentielle Energie muß mit dem Abstand der Erdoberfläche aus zwei Gründen zunehmen, erstens, weil die Oberfläche notwendigerweise spannungsfrei bleibt, zweitens weil mit der Tiefe der Gebirgsdruck zunimmt und ein elastisches Ausweichen erschwert. Die Bruchgrenze wird daher in größeren Tiefen erst bei höheren

Spannungen erreicht. Das gilt aber nur solange die elastischen Festigkeitsparameter konstant sind. Wenn in einer bestimmten Tiefe eine Grenzfläche vorhanden ist, an der der spezifische Widerstand, den das Material einer Verformung entgegensetzt, sprunghaft auf einen kleineren Wert absinkt, werden auch kleinere Spannungen bereits genügen um einen Bruch zu erzeugen. Unterhalb dieser Grenzfläche muß zwar die bei Bruchvorgängen freierwerdende Energie wegen zunehmendem Gebirgsdruck zunehmen, aber der Anstieg wird kleiner sein als oberhalb der Grenzfläche. Das wäre eine mögliche Erklärung für den Knick in der Funktion $L=f(H)$ bei $H=11$ km. Hiernach wäre es denkbar, daß Beben mit $H>11$ km in die Zone verringerter Wellengeschwindigkeit fallen, wo gleichzeitig auch die Scherfestigkeit herabgesetzt ist.

d) Eine Formel für die Magnitude österreichischer Beben

In Tabelle 1 sind die Magnitudenwerte von Kárník für 29 Beben aufgeführt. Da für alle diese Beben I_0 und H bekannt ist, besteht die Möglichkeit aus den Daten die bestanschließende Funktion

$$M = \alpha I_0 + \beta \log H + \gamma \quad (9)$$

zu finden, für welche die Summe der Fehlerquadrate von M ein Minimum wird. Diese Bedingung wird bei

$$M = 0,542 I_0 + 0,495 \log H + 0,673 \quad (I_0 \geq 6^\circ \text{MS}) \quad (10)$$

erreicht. Nach Gleichung (10) wurden einige Magnituden von Beben nach 1955 abgeschätzt. Die Übereinstimmung mit Magnitudenangaben aus anderen Publikationen ist zufriedenstellend, so daß Gleichung (10) durchaus als eine Faustformel zur ersten groben Abschätzung österreichischer Beben Verwendung finden kann. Signifikante Abweichungen traten nur bei kleineren Herdtiefen $H < 4$ km auf.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Mehrzahl der österreichischen Bebenzentren liegen im Bereich der Oberkruste bis $H=12$ km. Ein Häufigkeitsmaximum fällt in den Tiefenbereich, in dem man die Grenzfläche zu einer in der Tiefe $z=10$ km liegenden Schicht verringerter Wellengeschwindigkeit vermutet. Diese Schicht käme demnach als Wellenleiter für die abgestrahlte seismische Energie durchaus in Betracht. Ein weiteres Häufigkeitsmaximum bei $H=4$ km, das aber nur bei den Beben im Raum Innsbruck vorhanden ist, deutet auf einen anderen Typ von Erdbeben hin.

Aus den Daten kann man schließen, daß die Stärke der Beben systematisch mit der Herdtiefe zunimmt. Abweichungen von der Systematik

lassen die Vermutung aufkommen, daß im Tiefenbereich $z > 11$ km die Scherbruchfestigkeit des Materials kleiner ist als oberhalb davon.

Danksagung. Die Verfasser danken Frau Amtsrat G. Lukeschitz, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, für ihre Hilfe bei der Bereitstellung des Datenmaterials und der Isoseistenpläne.

Diese Arbeit stellt einen von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanzierten Beitrag zum Internationalen Geodynamics Project dar. Ihr sei für die Unterstützung an dieser Stelle gedankt.

Literatur

- Bolt, B. A., Miller, R. D.: Seismicity of northern and central California 1965–1969. B. S. S. A. V. 61, 1831–1847, 1971
- Drimmel, J., Gangl, G., Gutdeutsch, R., Koenig, M., Trapp, E.: Modellseismische Experimente zur Interpretation makroseismischer Daten aus dem Bereich der Ostalpen. Z. Geophys. 39, 21–39, 1973
- Franke, A., Gutdeutsch, R.: Eine makroseismische Auswertung des Erdbebens bei Namlos am 8.10.1930. Mitteilungen der Erdbebenkommission. Neue Folge 1974 Wien (im Druck)
- Gangl, G.: Die Erdbeben-tätigkeit in Österreich 1901–1968. Publikation No. 193 aus den Arbeiten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 1969
- Kárník, V.: Magnitude – Intensity relations for European and Mediterranean seismic regions. Studia Geophys. Geodaet. 3, 236–248, 1965
- Kárník, V.: Intensita – Distance relations for European earthquakes and its application. Studia Geophys. Geodaet. 4, 341–349, 1965
- Kárník, V.: Seismicity of the European area I, II. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Comp. 1969
- Landisman, M., Müller, St.: Seismic studies of the Earth's Crust in Continents II. Geophys. Journ. R. A. S., 539–548, 1966
- Peterschmitt, E.: Zitat aus Gangl, G., 1969 und Franke, A. und Gutdeutsch, R. Schick, R., Schneider, G.: Physik des Erdkörpers. Stuttgart: Enke 1973
- Sponheuer, W.: Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiburger Forschungshefte C 88, 1960
- Tocher, D.: Earthquake energy and ground breakage. B. S. S. A. V. 48, 147–159, 1958
- Toperczer, M., Trapp, E.: Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904–1948 und Chronik der Starkbeben. Mitteilungen der Erdbebenkommission. Neue Folge No. 65 Wien, 1950
- Trapp, E.: Ableitung der Magnitudengleichungen für die Erdbebenstationen Wien und Graz und allgemeine Bemerkungen zur Magnitudenberechnung. Arch. f. Met. Geoph. u. Bioklim. 46, 440, 1954
- Trapp, E.: Die Erdbeben Österreichs 1949–1960. Ergänzung und Fortführung des österreichischen Erdbebenkataloges. Mitteilungen der Erdbebenkommission. Neue Folge No. 67, Wien, 1961

Mag. rer. nat. A. Franke
 Univ. Prof. Dr. R. Gutdeutsch
 Lehrkanzel für Geophysik
 der Universität Wien
 A-1090 Wien, Währingerstraße 17
 Österreich