

Werk

Jahr: 1937

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:13

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0013

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0013

LOG Id: LOG_0051

LOG Titel: Über die makroseismischen Verfahren zur Bestimmung der Herdtiefe und ihre Anwendung bei Lockerböden

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

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

Literatur

- [1] Sektion Schirgiswalde-Schluckenau, Blatt 70 der geologischen Spezialkarte von Sachsen von O. Herrmann, Leipzig 1893.
- [2] R. Beck: Die Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spree und ihre Gesteine. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 55, 296 (1903).
- [3] R. Beck: Lehre von den Erzlagerstätten.
- [4] J. Koenigsberger: Zur Deutung der Karten magnetischer Isanomalien und Profile. Beitr. z. Geophys. XIX, S. 241.

Leipzig, Geophysikalisches Institut der Universität.

Über die makroseismischen Verfahren zur Bestimmung der Herdtiefe und ihre Anwendung bei Lockerböden

Von W. Sponheuer, Jena. — (Mit 7 Abbildungen)

Die makroseismischen Berechnungsverfahren sind nur in dem Maße zuverlässig, wie die Voraussetzungen, die ihnen zugrunde liegen, erfüllt sind. Um die wechselvollen Einflüsse des Untergrundes zu beseitigen, wird gezeigt, wie durch Beschränkung auf makroseismische Beobachtungen, die an Orten mit dem gleichen geologischen Untergrund gemacht wurden, eine abgedeckte Isoseistenkarte gewonnen wird, die den makroseismischen Berechnungen als Unterlage dient.

Die Berechnungen der Herdtiefe eines Bebens auf der Grundlage der Cancanischen Gleichungen[5] setzen das Vorhandensein eines aus einheitlichem

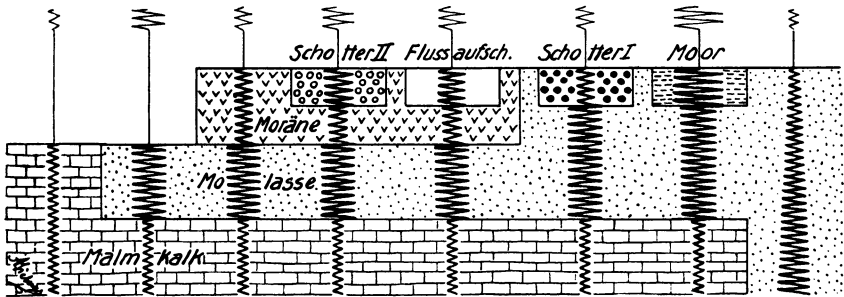


Fig. 1. Schematische Darstellung der Bodenamplituden bei einem Erdbeben im Mehrschichtensystem Oberschwabens; nach A. Sieberg

Gestein bestehenden unendlichen Halbraumes voraus, in dem sich die Erdbebenwellen ungestört ausbreiten können. Deshalb ergaben bisher Herdtiefenbestimmungen wegen der beträchtlichen Unterschiede in den physikalischen Konstanten der Gesteine, vor allem der nichtfelsigen Bodenarten, die fast immer in Schüttergebieten in waagerechter und senkrechter Erstreckung auftreten

(vgl. Fig. 1) nur wenig brauchbare Ergebnisse, und es ist zweifelhaft, ob derartige Berechnungen auch nur größenordnungsmäßig verlässlich waren.

Bei Aufgaben aus der Praxis, die unlängst der Reichsanstalt für Erdbebenforschung zur Bearbeitung vorgelegt wurden, wurde versucht, die Frage genauerer makroseismischer Herdtiefenbestimmung einer Lösung näher zu bringen und einen Teil der ihr bisher anhaftenden Unsicherheit zu beseitigen. Wie gezeigt werden wird, gelingt dies unter günstigen Umständen für jene Fälle, in denen sich *abgedeckte Isoseistenkarten* zeichnen lassen, die den sogenannten „abgedeckten“ geologischen Karten entsprechen. Das heißt, die homogene Gebirgsunterlage als Leitgestein muß in geeigneter Herdnähe das lockere, verschiedenartige Deckgebirge durchstoßen und dort in ausreichender Zahl Beobachtungsstellen mit zuverlässigen Bestimmungen der seismischen Wirkungsgrade tragen.

Die makroseismischen Herdtiefenbestimmungsverfahren für einheitliches Gestein.

Unter der Annahme eines einheitlichen isotropen Gesteins und eines punktförmigen Herdes werden die Linien gleicher Erdbebenwirkung, die Isoseisten, zu Kreisringen mit dem Epizentrum als Mittelpunkt. Dabei soll z. B. bei der Isoseiste 3 die Intensität 3 herrschen, die dann stetig zunimmt und bei der Isoseiste 4 den Wert des 4. Grades erreicht. Diese Definition ist meines Erachtens die gebräuchliche und soll auch bei den folgenden angeführten Verfahren zugrunde gelegt werden. Im Gegensatz hierzu steht die Auffassung von Gassmann. Hiernach wird beispielsweise der Kreisring mit der Intensität 3 von den Kreisen mit den zugehörigen Radien $R = 2.5$ und $R = 3.5$ begrenzt, allgemein der Kreisring mit der Intensität G von den Radien $R_{G-1/2}$ und $R_{G+1/2}$, wodurch sich hier Flächen mit ganzzahligen Intensitäten ergeben, die sich beim Übergang auf den nächsten Kreisring sprunghaft ändern.

Wiebekannt, hat Cancani [2] der Skala von Forel-Mercalli Beschleunigungswerte zugeordnet, und er erhielt, auf Erfahrungswerten von Omori und Milne gestützt, folgende Tabelle:

Stärke des Bebens Grad	Maximalbeschleunigung mm/sec ²	Stärke des Bebens Grad	Maximalbeschleunigung mm/sec ²
I	0 — 2.5	VII	100 — 250
II	2.5 — 5	VIII	250 — 500
III	5 — 10	IX	500 — 1000
IV	10 — 25	X	1000 — 2500
V	25 — 50	XI	2500 — 5000
VI	50 — 100	XII	5000 — 10000

Die Beziehung zwischen der Bebenstärke und der Beschleunigung wurde durch R. von Kövesligethy [6] auf folgende Formel gebracht:

$$G = x + y \log I \quad \dots \dots \dots (1)$$

Er erhielt durch Einsetzen der unteren Beschleunigungswerte für

$$x = 0.89; \quad y = 3.00,$$

mit den oberen Beschleunigungswerten

$$x = -0.13; \quad y = 3.01,$$

im Mittel also wird:

$$x = 0.38; \quad y = 3.00,$$

hiermit wird Gleichung (1)

$$G = 0.38 + 3 \log \Gamma$$

und der Unterschied zweier Stärkegrade:

$$G - G' = 3 \log \frac{\Gamma}{\Gamma'} \dots \dots \dots (2)$$

Sieht man zunächst von der Energieumwandlung durch die Absorption ab, so verhalten sich die Bebenstärken G und G' umgekehrt wie die zugehörigen Herdentfernungen r' und r . Bekanntlich nimmt die Energie, die eine bestimmte Fläche bei räumlicher Ausbreitung durchsetzt, mit dem Quadrate der Entfernung ab. Bei Annahme gleicher Schwingungsdauer ist die Energie E dem Quadrate der Schwingweite, die Beschleunigung Γ dagegen nur der Schwingweite proportional.

Demnach verhält sich:

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{r_2^2}{r_1^2}; \quad \frac{G_1}{G_2} = \frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} = \frac{r_2}{r_1} \dots \dots \dots (3)$$

Setzt man in Gleichung (2) für G die Epizentralintensität G_0 ein, so wird r gleich der Herdtiefe h (s. Fig. 2) und nun wird

$$G_0 - G = 3 \log \frac{r}{h} \dots \dots \dots (4)$$

Wenn die Absorption je Längeneinheit gleich α gesetzt wird, so wird auf dem Wege dr ein Energiebetrag dE umgewandelt. Die Differentialgleichung bei konstanter Energieabnahme lautet also:

$$\frac{dE}{dr} = \alpha E.$$

Die Lösung ist:

$$\ln E = \alpha r.$$

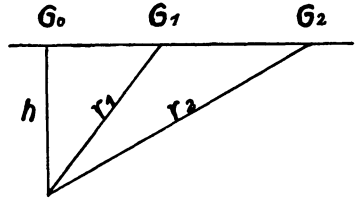


Fig. 2. Herdtiefe und Herdentfernung

Die durch Absorption umgewandelte Energie hat den Betrag:

$$E' = e^{\alpha r} \cdot E.$$

Folglich wird unter Berücksichtigung der Absorption Gleichung (3)

$$\frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} = \frac{r_2}{r_1} \cdot e^{\alpha(r_2 - r_1)}.$$

Dieses in Gleichung (2) eingesetzt ergibt, wenn $r_1 = r$, $r_2 = r'$:

$$G - G' = 3 \log \frac{r'}{r} + 3 \alpha M (r' - r), \dots \dots \dots (5)$$

und entsprechend Gleichung (4)

$$\left. \begin{aligned} G_0 - G &= 3 \log \frac{r}{h} + 3 \alpha M (r - h); & M = \log e = 0.4343; \\ r &= \sqrt{s^2 + h^2}. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Hieraus:

$$\alpha = \frac{\frac{1}{3} (G_0 - G) - \log \frac{r}{h}}{M (r - h)} \dots \dots \dots (6')$$

Ebenso erhält man α aus Gleichung (5) unabhängig von der Intensität G_0 im Epizentrum.

$$\alpha = \frac{\frac{1}{3} (G - G') - \log \frac{r'}{r}}{M (r' - r)} \dots \dots \dots (5')$$

Gassmann [3] hat in seiner Arbeit den Zusammenhang der Registrierungen von Schweizer Nahbeben mit den makroseismischen Intensitäten auf Grund der Cancanischen Gleichungen gegeben. Die Beziehung zwischen Herdtiefe, Epizentralintensität und Intensität in der Entfernung s ist formelmäßig ausgedrückt die gleiche wie in Gleichung (4). Unter Berücksichtigung der Absorption gelangt Gassmann zu einem Gleichung (6) entsprechenden Ausdruck, der jedoch wohl durch Druckfehler in dem die Absorption enthaltenden Gliede abweicht*). Ist die Intensität im Epizentrum bekannt, so kann mit Hilfe der Gleichung (6) nach dem Verfahren von Kövesligethy die Herdtiefe berechnet werden, andernfalls mit der Gleichung (5) nach János [5]. Aus den Gleichungen (5') (6') läßt sich die Absorption in Abhängigkeit von der Herdtiefe darstellen. Allerdings; wie nochmals nachdrücklich hervorgehoben werden soll, unter der fast niemals zutreffenden Voraussetzung, daß homogenes Gestein vorhanden ist.

Ein Beispiel für die Anwendung bei abgedeckten Isoseistenkarten. Es soll im folgenden gezeigt werden, wie durch zweckdienliche Beseitigung der Untergrundsberücksichtigung die häufig zu findende Willkür bei der Bemessung der Epizentralintensität vermieden wird. Zu diesem Zweck wurde das oberschwäbische Erdbeben vom 27. Juni 1935 gewählt, dessen Hauptschadengebiet zum Teil gemeinsam von Sieberg und Hiller an Ort und Stelle untersucht wurde [8]. Die Karte der Normalschäden von Sieberg sowie das Schaubild Fig. 3 zeigen in eindringlicher Weise den Einfluß der Lockerböden auf die Wirkungsgrade des Erdbebens. Die mit dem gleichen Beobachtungsmaterial nach der neuen Skala der Wirkungen von Erdbebenstößen auf normale Ziegelhäuser bearbeitete Isoseistenkarte zeigt (Fig. 4) grundsätzlich das gleiche Bild, obschon wegen des angewandten Verfahrens in den Einzelheiten vergrößert. Als Leitgestein wurde

*) Zu der gleichen Feststellung kommt A. Blake [1], der den Fehler berichtigt und zu einer Gleichung kommt, die mit der Gleichung (6) von R. v. Kövesligethy identisch ist.

mit Sieberg [8] (S. 61 und 67) der Molasseuntergrund gewählt, der mit maximaler Mächtigkeit bis zu 4 km die eigentliche Füllmasse der Oberschwäbischen Tertiärmulde (Fig. 5) ist. Nur verhältnismäßig geringmächtige Schotter- und Schwemmlandböden ruhen auf der Molasse, bilden aber die für Theorie und Praxis so außerordentlich bedeutungsvolle Störungszone. Molasse ist bekanntlich der stratigraphische Sammelbegriff für feinkörnigen oligozänen bis miozänen, teils im Meer, teils im Süßwasser abgelagerten Gesteinsschutt; bestehend aus häufigem Wechsel von sandigen, kiesigen und tonigmergeligen Schichten mit örtlich beschränkten Kalkzwischenlagen. Bei der großräumigen Ausbreitung der Erdbebenenergie wird sich die Molasse trotzdem wie ein ziemlich einheitliches Medium verhalten, weil die verhältnismäßig geringen petrographischen Unterschiede schon auf engem Raum unregelmäßig verteilt sind und sich deshalb aufheben. Die sonst als Leitgestein sehr geeignete Unterlage von Malmkalken ist im vorliegenden Falle bloß

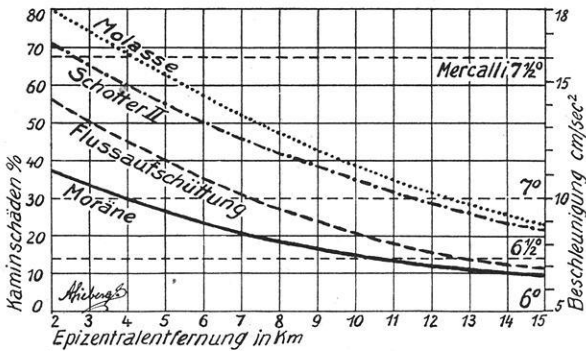


Fig. 3. Die Erdbebengefährlichkeit der Lockerböden Oberschwabens, gemessen an den Kaminschäden. Nach A. Sieberg

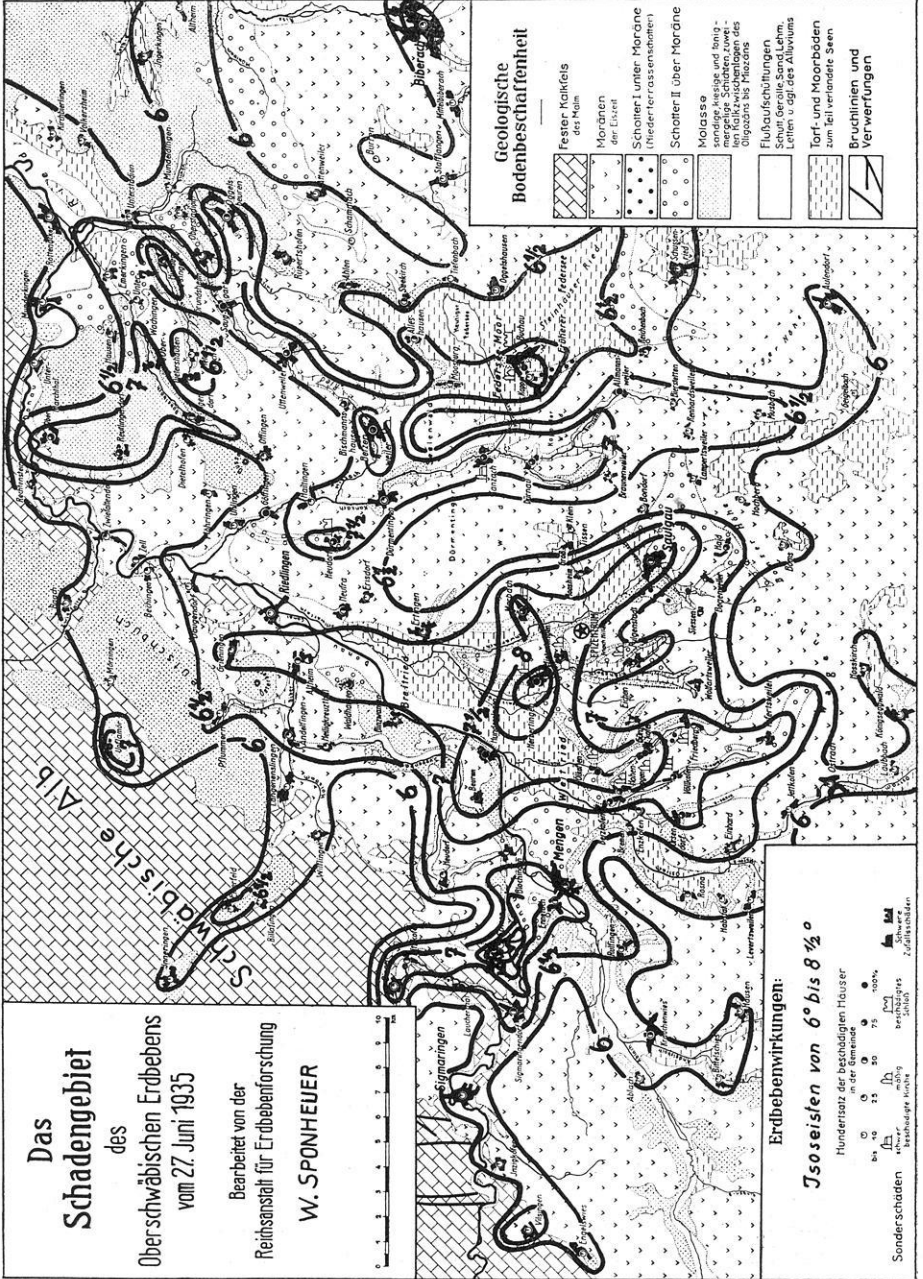
deshalb nicht verwendbar, weil er in genügender Epizentralnähe keine Beobachtungsorte trägt. Grundsätzlich steht selbstverständlich nichts im Wege, auch irgendeine andere einheitliche Schicht als Träger der zu verwertenden Beobachtungspunkte zu wählen. Denn obwohl der wirkungsändernde Einfluß einer solchen Schicht in den beobachteten Skalengraden zum Ausdruck kommt, macht er sich bei der Herdtiefenberechnung nicht bemerkbar, weil ja der Unterschied in den Stärkegraden $G - G'$ in den Herdtiefenformeln unverändert bleibt. Im vorliegenden Falle haben die der Molasse aufliegenden Schichten so beträchtliche Unterschiede in ihrer Zusammensetzung, Dicke, Eigenschwingzahl, Feuchtigkeitsgehalt, Absorption usw., daß die von einer Leitschicht zu fordernde Einheitlichkeit nicht besteht.

Als Epizentrum wurde das von Hiller bestimmte und auch von Sieberg übernommene der Untersuchung zugrunde gelegt. Die benutzten Beobachtungspunkte auf Molasse liegen alle innerhalb des Schadengebietes und innerhalb der Molassemulde. Die an den Rändern liegenden Orte mußten von der Auswertung

**Das
Schadengebiet**
des
Oberschwäbischen Erdbebens
vom 27. Juni 1935

Bearbeitet von der
Reichsanstalt für Erdbettenforschung

W. SPONHEUER



**Geologische
Bodenbeschaffenheit**

- Fester Kalkfels des Helms
- Moränen der Elzzeit
- Schotter I unter Moräne (Inselterrassenformen)
- Schotter II über Moräne
- Molasse
- Molasse weiche und tonig-mergelige Schichten, zweiseitig durch das Überschieben
- Flufaufschüttungen
- Sand, Gerölle, Sand, Lehm, Leiten u. dgl. des Alluviums
- Torf- und Moorböden aus älteren Seen
- Bruchlinien und Verwerfungen

Erdbebenwirkungen:

Isoseismen von 6° bis 8 1/2°
Hundertatz der beschädigten Häuser
in der Gemeinde

6°	0	25	50	75	100%
6 1/2°	0	25	50	75	100%
7°	0	25	50	75	100%
7 1/2°	0	25	50	75	100%
8°	0	25	50	75	100%
8 1/2°	0	25	50	75	100%

Sonderbeschäden
bezeichnete Punkte
Zählstellen

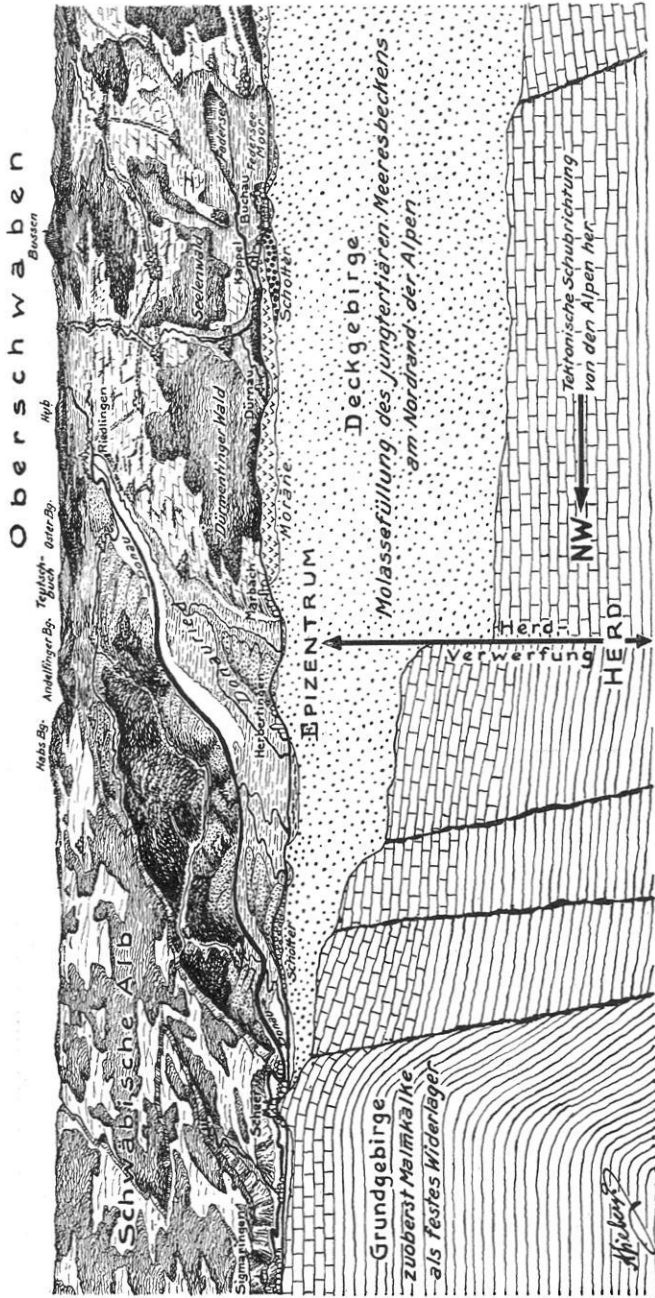


Fig. 5. Zur Entstehung des Erdbebens vom 27. Juni 1935 in der oberschwäbischen Tertiärmulde.
Nach A. Sieberg

ausgeschlossen werden, weil hier die Molasse nur noch in geringer Mächtigkeit auf den Malmkalken liegt und somit ihren Charakter als Leitschicht verliert. Unter diesen Umständen ergibt sich ein Kartenbild, wie es Fig. 6 zeigt, und das also ein Ausschnitt aus der Isoseistenkarte des Schadengebietes ist, der sich auf das Gebiet der Molassemulde beschränkt.

Die hier als Kreisbögen gezeichneten Isoseisten haben folgende mittlere Abstände vom Epizentrum:

Skalengrade nach Mercalli-Sieberg G^0	Entfernung vom Epizentrum s km
VI	26
VII	12
VIII	4.5

Es stehen für die Berechnung der Herdtiefe demnach die Werte von drei Stärkegraden zur Verfügung. Da die Halbgradisoseisten nicht mit Sicherheit aus dem vorhandenen Beobachtungsmaterial bestimmt werden können, wird davon abgesehen, sie für die Berechnung der Herdtiefe zu verwenden. Bei der geringen zur Verfügung stehenden Anzahl von Stärkegraden läßt sich das Verfahren von Jánosy [5] nicht verwenden. Darum empfiehlt es sich, die Herdtiefe nach Kövesligethy zu berechnen.

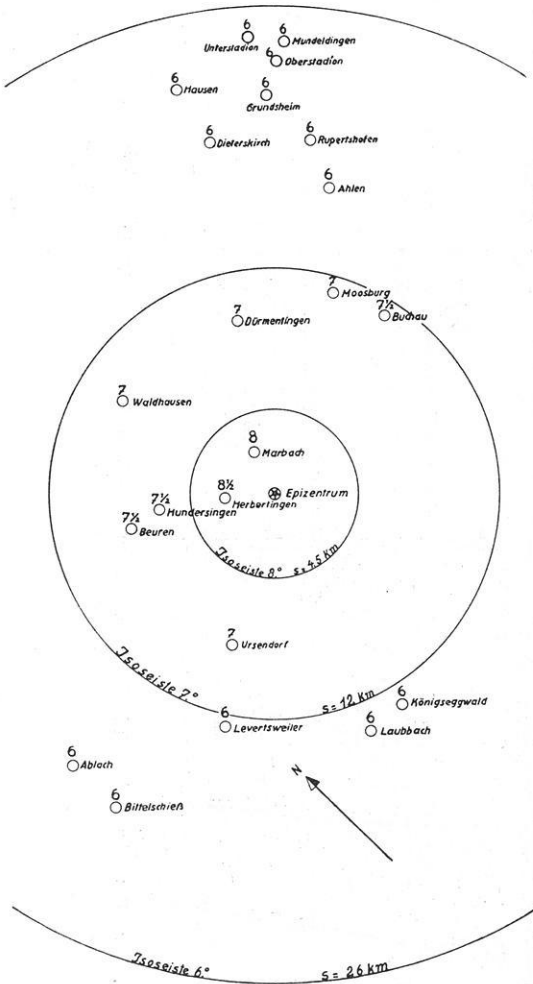


Fig. 6.
Abgedeckte Isoseistenkarte vom Schadengebiet
des oberschwäbischen Erdbebens

Berechnung der Herdtiefe nach dem Verfahren von Kövesligethy. Nach Kövesligethy wird nun Gleichung (6) wie folgt geschrieben:

$$[G_0 + 3 \log h + 3 \alpha M h] - (3 M r \alpha) = G + 3 \log r$$

hierbei ist:

$$G_0 + 3 \log h + 3 \alpha M h = x \dots \dots \dots (6a)$$

$$\alpha = y \dots \dots \dots (6b)$$

$$3 M r = b \dots \dots \dots (6c)$$

$$G + 3 \log r = n \dots \dots \dots (6d)$$

und Gleichung (6) lautet dann:

$$x - b y = n.$$

Aus den beiden folgenden Normalgleichungen erhält man x und y :

$$m x - (\Sigma b) y = \Sigma n; \quad x = \frac{1}{m} [y (\Sigma b) + (\Sigma n)] \dots \dots (7)$$

$$(\Sigma b) x - (\Sigma b^2) y = \Sigma (b n); \quad y = \frac{(\Sigma b) (\Sigma n) - m \Sigma (b n)}{m \Sigma b^2 - (\Sigma b)^2} \dots \dots (8)$$

m ist hier gleich der Anzahl der Stärkeangaben, also gleich 3. Die Herdtiefe h wird nun aus der transzendenten Gleichung bestimmt:

$$\log h + \alpha M h = \frac{x - G_0}{3} \dots \dots \dots (9)$$

Diese kann dadurch gelöst werden, daß sie gleich einer Funktion $f(z)$ gesetzt wird. An der Stelle $f(z)$ gleich 0 ist h gleich der Herdtiefe.

Falls dieser errechnete Wert von h von dem in Gleichung (6a) eingesetzten geschätzten Wert h noch merklich abweicht, muß die Rechnung mit dem aus Gleichung (9) bestimmten neuen Wert h nochmals durchgeführt werden. Ist die Abweichung des erneut ausgerechneten Wertes der Herdtiefe von dem vorhergehenden hinreichend klein, dann ist der zuletzt bestimmte Wert endgültig.

Um einen Anhaltspunkt für die ungefähre Größe von h zu gewinnen, gehen wir von Gleichung (4) aus. Hiernach ist unter der Berücksichtigung, daß $r^2 = s^2 + h^2$:

$$h = \frac{s}{\sqrt{10^{2/3} (G_0 - G) - 1}}$$

Für $s = 26$ km ist $h = 3.85$ km

„ $s = 12$ „ „ $h = 4.00$ „

„ $s = 4.5$ „ „ $h = 4.2$ „

Bei einer Epizentralintensität $G_0 = 8^{1/2} 0$.

Wir schätzen demnach die Herdtiefe auf $h = 4$ km und führen die Berechnung nach Kövesligethy mit diesem Wert von h durch. Unter Berücksichtigung der Gleichung (6 c, d) ergeben sich nun folgende Werte:

G	b	n
VI	34.2793 •	10.26036
VII	16.4817	10.30327
VIII	7.8435	10.33880

$\Sigma b = 58.6045$, $\Sigma n = 30.9024$, $\Sigma b^2 = 1508.237$, $\Sigma bn = 602.625$,
 $y = 0.0028856$, $x = 10.3572$. Aus Gleichung (9) erhält man nun die Herdtiefe
zu $h = 4.1$ km.

Eine versuchsweise mit dem geschätzten Wert von $h = 5$ km durchgeführte
Berechnung ergab ebenfalls eine Herdtiefe von $h = 4.1$ km.

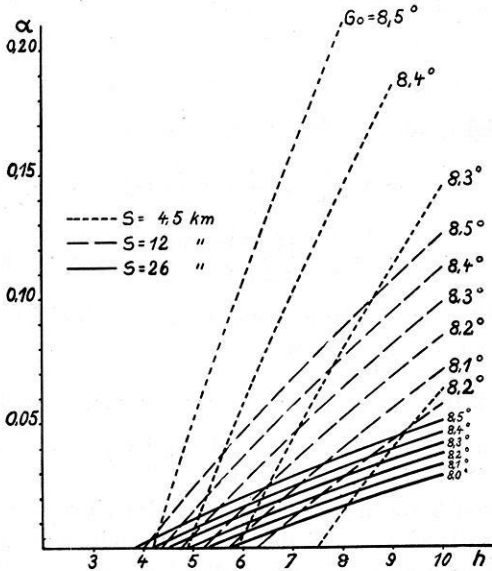


Fig. 7. Die Absorption in Abhängigkeit von der Herdtiefe bei verschiedenen Epizentralentfernungen

errechnet werden, kommt man zu folgender möglichen Herdtiefen angibt:

Epizentralintensität G^0	Herdtiefe h	Epizentralintensität G^0	Herdtiefe h
8.5	4.10 km	8.2	5.15 km
8.4	4.42 „	8.1	5.57 „
8.3	4.77 „	8.0	6.00 „

Demnach liegt also der Herd des Bebens zwischen 4 und 6 km Tiefe. Ist die Größenordnung der Absorption bekannt, so lassen sich weitere Anhaltspunkte für die Abgrenzung der Herdtiefe gewinnen. Aus Gleichung (6') wird α in Abhängigkeit von der Herdtiefe ermittelt, und zwar zeigt Fig. 7 den Verlauf der Kurven für verschiedene Epizentralentfernungen s und für die Epizentralintensitäten zwischen 8 und $8\frac{1}{2}$ Grad.

Die Änderung der Epizentralintensität muß sich naturgemäß am stärksten bei der Entfernung $s = 4.5$ km vom Epizentrum bemerkbar machen und bei größeren Entfernungen weniger ins Gewicht fallen, wie aus dem Zählerausdruck

Die Zuverlässigkeit der Herdtiefenbestimmung nach Kövesligethy hängt sehr davon ab, mit welcher Genauigkeit die Epizentralintensität G_0 bekannt ist. In den meisten Fällen wird man für die Intensität des Epizentrums eine untere und obere Grenze angeben können, zwischen denen der wahre Wert liegen muß. Im vorliegenden Falle läßt sich nach allen Beobachtungstatsachen annehmen, daß die Epizentralintensität den VIII. Grad der Mercalli-Sieberg-Skala übersteigt, jedoch nicht über $8\frac{1}{2}$ Grad hinausgeht.

Wenn nun mit Hilfe von Gleichung (9) für Epizentralintensitäten von 8 bis $8\frac{1}{2}$ Grad die entsprechenden Herdtiefen

Tabelle, die den Bereich der

von Gleichung (6') hervorgeht. Aus dem gleichen Grunde machen sich Fehler bei der Bestimmung der mittleren Entfernung der Isoseisten vom Epizentrum um so mehr bemerkbar, je näher deren Skalengrade an die des Epizentrums heranrücken.

Literatur

[1] A. Blake: On the estimation of focal depth from macroseismic data. U. S. Coast and Geodetic Survey, Washington, D. C. Reprinted from Transactions of the American Geophysical Union, 18. Annual Meeting, 1937.

[2] A. Cancani: Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue. Gerland: Beiträge zur Geophysik, Erg.-Bd. II, 1904.

[3] F. Gassmann: Die makroseismischen Intensitäten der schweizerischen Nahbeben im Zusammenhang mit den Registrierungen in Zürich. Jahresbericht 1925 des schweizerischen Erdbebeninstitutes.

[4] W. Hiller: Das oberschwäbische Erdbeben am 27. Juni 1935. Württ. Jahrbücher für Statistik und Landeskunde, Jahrg. 1934/35, Stuttgart 1936.

[5] J. v. János: Bearbeitung der makroseismischen Erdbeben auf Grund der Cancanischen Gleichung. Offizielle Publikation der K. Ung. Reichsanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, Budapest 1907.

[6] R. v. Kövesligethy: Seismischer Stärkegrad und Intensität des Bebens; Gerland: Beiträge zur Geophysik Bd. VIII, 1907.

[7] A. Sieberg: Erdbebenkunde, Jena 1923.

[8] A. Sieberg: Beiträge zur erdbebenkundlichen Bautechnik und Bodenmechanik. Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Heft 29, Jena 1937.

[9] A. Sieberg u. G. Krumbach: Das Einsturzbeben in Thüringen am 28. Januar 1926. Veröffentlichungen der Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Heft 6, Jena 1927.

Jena, Reichsanstalt für Erdbebenforschung, Dezember 1937.

Geophysikalischer Mond-Almanach

Von **J. Bartels** und **G. Fanselau**

Die astronomischen Jahrbücher liefern vollständige Angaben über die Bewegung des wahren Mondes von Tag zu Tag. Jene Tafeln, denen ein Gegenstück für den mittleren Mond bisher gefehlt hat, werden der Einfachheit halber auch bei geophysikalischen Rechnungen über Mondwirkungen häufig zugrunde gelegt. Dabei geht aber der Anschluß an die harmonische Analyse der Gezeitenkräfte verloren, die sich auf den mittleren Mond bezieht; außerdem stört die ungleiche Länge des wahren Mondtages bei den Rechnungen. Adolf Schmidt hat Größen μ , $(\pi + \mu)$ und $(\varrho + \mu)$ eingeführt, die die Phase des mittleren Mondes und seinen Abstand vom mittleren Perigäum und vom mittleren aufsteigenden Knoten der Mondbahn in geeigneter Form angeben. Für diese Größen werden hier Tabellen gegeben, aus denen sie sich leicht für jeden Tag der Jahre 1850 bis 1975 ablesen lassen. Die Abweichungen zwischen wahren und mittlerem Mond werden durch einige Zahlen veranschaulicht.

1. Erläuterung der Gebrauchstabellen. Für die Bearbeitung geophysikalischer Wirkungen des Mondes, insbesondere der Gezeiten, stehen Verfahren und Tabellen seit langem zur Verfügung, und zwar sowohl für die harmonische Analyse der Ge-