

## Zusammenfassung

Es werden Isoseistenpläne sowie Pläne relativer Bebenintensitäten des Namlos-Bebens vorgelegt. Diese bestätigen im allgemeinen den von Hiller (1930) vorgeschlagenen Herdvorgang. Sie zeigen außerdem jene für alpine Beben typische Nordvergenz des Schüttergebietes und eine verstärkte Fühlbarkeit im Bereich der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich zur Umgebung. Die aus makroseismischen Daten gewonnene Herdtiefe ist mit  $h = 8$  km viel kleiner als die von Gräfe (1933) nach den Laufzeiten der  $P_g$ -Einsätze bestimmte Tiefe von  $\bar{h} = 36$  km  $\pm$  9 km.

## Summary

An isoseismal map of the Namlos-earthquake and a map of relative intensities are presented. They are in line with the focal mechanism suggested by Hiller (1930). High intensities were reported in the northern Alpine foreland and the Limestone Alps. The anomalous energy transmission toward the North is commonly observed for East-Alpine earthquakes. The relatively high intensity in the Limestone Alps appears to be unusual in the case of earthquakes in the Eastern Alps. The focal depth obtained from macroseismic data is 8 km and by far smaller than that taken from an analysis of the  $P_g$ -arrival-times by Gräfe (1933), which was calculated to be 27 km to 45 km.

## Einleitung

Das Nordtiroler Beben vom 8. 10. 1930 0 Uhr 26 min ist schon von zahlreichen Autoren untersucht worden. Gräfe (1932, 1933) und Hiller (1930) verwenden die Laufzeiten der  $P_g$ - und  $P_n$ -Einsätze zur Bestimmung der Herdparameter. Krauss (1932) beschreibt ausführlich die makroseismischen Erscheinungen und legt Karten der Bebenintensität und Hauptschwingungsrichtung vor. Hierfür verwendet er die in Bayern, Baden-Württemberg, der Schweiz und Vorarlberg gesammelten Daten. Die von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, gesammelten Meldungen standen ihm jedoch nicht zur Verfügung. Die nachfolgende Arbeit soll einerseits diese Lücke schließen, zum anderen aber soll an diesem Beispiel, das durch ein besonders großes Kollektiv von Daten belegt ist, ein neues Verfahren der makroseismischen Herdtiefenbestimmung erprobt werden.

## Datenmaterial und Ziel der Auswertung

Es wurden 370 Bebenmeldungen aus Österreich, gesammelt von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, und weitere 1300 Bebenmeldungen des Bayerischen Erdbebendienstes, Fürstentfeldbruck, klassifiziert und ausgewertet. Außer diesen Unterlagen wurden klassifizierte Bebenmeldungen und Isoseistenpläne des Landeserdbebendienstes Baden-Württemberg herangezogen.

Hiermit ergibt sich ein verhältnismäßig großes Kollektiv an Werten, das, von ein und demselben Auswerter bearbeitet, sicherlich nicht den Nachteil einer inhomogenen Bearbeitung besitzt. Aus diesem Grund erscheint uns der Versuch lohnend, einige Schlußfolgerungen aus der Auswertung zu ziehen. Aus der von Drimmel, Gangl, Gutdeutsch, Koenig und Trapp (1973) eingeführten relativen Intensität  $\delta I$  lassen sich Informationen über die lokale Bodenbeschaffenheit ziehen. Weiterhin gestattet die Intensität, aufgetragen als Funktion der Epizentraldistanz, eine Abschätzung der Herdtiefe. Beim Nordtiroler Beben von Namlos liegt zwar die Auswertung der Herdtiefe nach den Laufzeiten vor (Gräfe 1933, Hiller 1930), jedoch dürften die Zeitbestimmungen in jener Zeit noch nicht so zuverlässig gewesen sein wie heute, was sich z. B. in der großen Streuweite bei der Herdkoordinatenbestimmung ausdrückt. Wir sind daher der Auffassung, daß die hier vorgelegten Ergebnisse die bisherigen in willkommener Weise ergänzen.

## Isoseisten und relative Intensitäten

Eine Karte der Intensitäten ist in Abb. 1 wiedergegeben. Die starke Streuung gibt eine Vorstellung von der Zuverlässigkeit der eingezeichneten Isoseisten. Diese hängt offenbar von der Beobachtungsdichte entscheidend ab, die leider im Hochgebirge recht ungleichmäßig ist. Trotz der Einschränkungen erkennt man, daß die 6° MS-Isoseiste<sup>1</sup> ein in NNW—SSO gestrecktes Gebiet umfaßt. Die NNW-Richtung wird bereits von Hiller (1930) und Klebelsberg (1930) als die Richtung der vorwiegenden Energieausbreitung beschrieben.

<sup>1</sup> Nach der 12stufigen makroseismischen Intensitätsskala von Mercalli-Sieberg (MS).

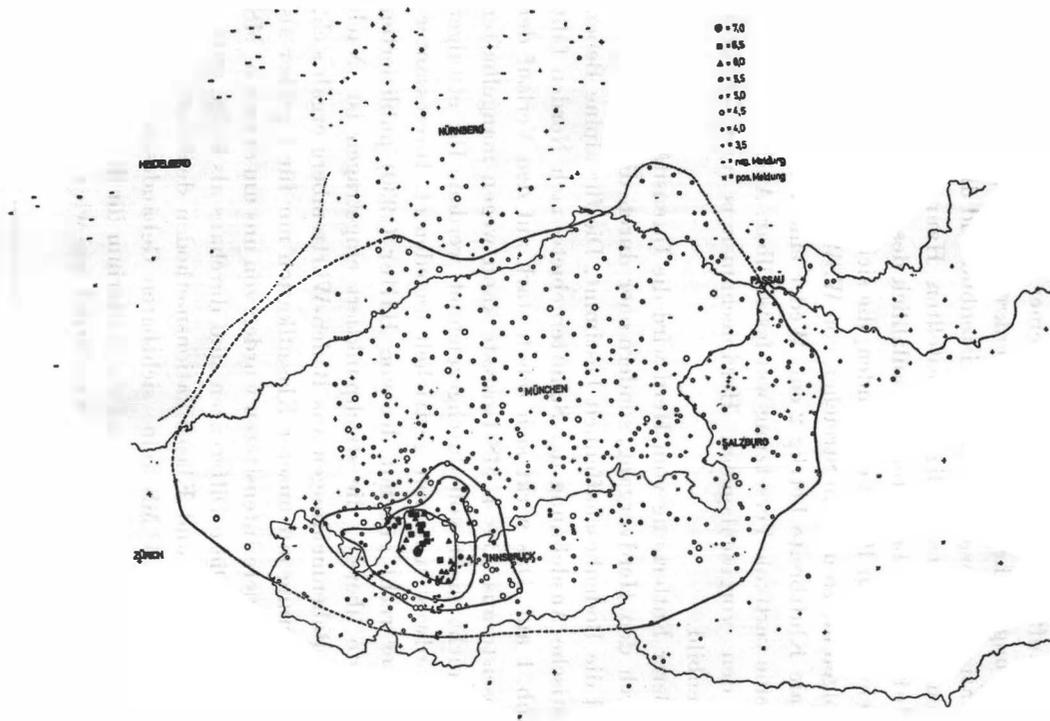


Abb. 1. Isoseistenkarte des Namlos-Bebens. Die Zahlenangaben beziehen sich auf die beobachtete Bebenintensität nach der Mercalli-Sieberg-Skala

Fig. 1. Graphs of the isoseismic curves of the Namlos-Earthquake. The numbers are the earthquake intensities observed according to the Mercalli-Sieberg-scale

Hiller leitet überdies aus Erdbebenseismogrammen einen Bewegungsvorgang am Herd ab. Aus diesen kann man einen Quadrupol für *P*-Wellen ableiten, dessen Null-Achse horizontal in WSW—ONO-Richtung verläuft. Die zweite liegt in einer nach NNW steil einfallenden Störungsfläche und die dritte senkrecht dazu. Dieser Mechanismus bestätigt ohne weiteres das Isoleistenbild und die von Kraus untersuchten und kartenmäßig dargestellten Hauptbewegungsrichtungen. Klebelsberg berichtet, daß anlässlich des Bebens in Namlos zwei parallele Risse im Boden entstanden, die sich auf eine Länge von 400 m verfolgen ließen und ein Streichen von WSW nach ONO zeigten. Die maximale Kluftbreite betrug 2 cm. Weder eine Parallelverschiebung noch eine vertikale Versetzung war feststellbar. Auch diese Risse bestätigen den vorgeschlagenen Herdmechanismus und erklären das Isoleistenbild.

In größerer Entfernung vom Herd wird die Intensitätsverteilung weniger durch den Herdvorgang, sondern eher durch die Epizentraldistanz und die Bodenbeschaffenheit bestimmt. Die für alpine Beben charakteristische Ausdehnung der Schüttergebiete nach Norden fällt auch in Abb. 1 auf. Das wirkt sich schon stark auf den Verlauf der 4,5° MS-Isoleiste aus. Die 4° MS-Isoleiste kann wegen mangelhafter Datendichte nicht mehr voll durchgezeichnet werden. Ihr etwaiger Verlauf im Nordwesten ist nur gestrichelt angedeutet. Interessanterweise stimmt er recht gut mit der von Hiller (1930) publizierten 4,5° MS-Isoleiste überein, die strichpunktiert eingetragen ist. Nach Durchsicht der Bebenmeldungen aus Baden-Württemberg ergab sich, daß Übereinstimmung mit unserer Klassifikation nur für *I* größer als 5° MS bestand. Kleinere Intensitäten wurden von uns um etwa 0,5° MS niedriger eingestuft. Diese Differenzen sind durchaus als Folge unterschiedlicher Auswerte- und Klassifikationsmethoden denkbar, zumal bei Intensitäten unter 5° MS keine sichtbaren Gebäudeschäden auftreten, die das sicherste makroseismische Kriterium für die Angabe der Intensität sind. Sie zeigen im übrigen natürlich wie wichtig eine homogene Bearbeitung der Daten ist.

---

Abb. 2. Relative Bebenintensität  $\delta I$ . Berechnung von  $\delta I$  a. Drimmel et al 1973  
 Fig. 2. Relative earthquake intensity  $\delta I$ . Calculation of  $\delta I$  Drimmel et al. 1973

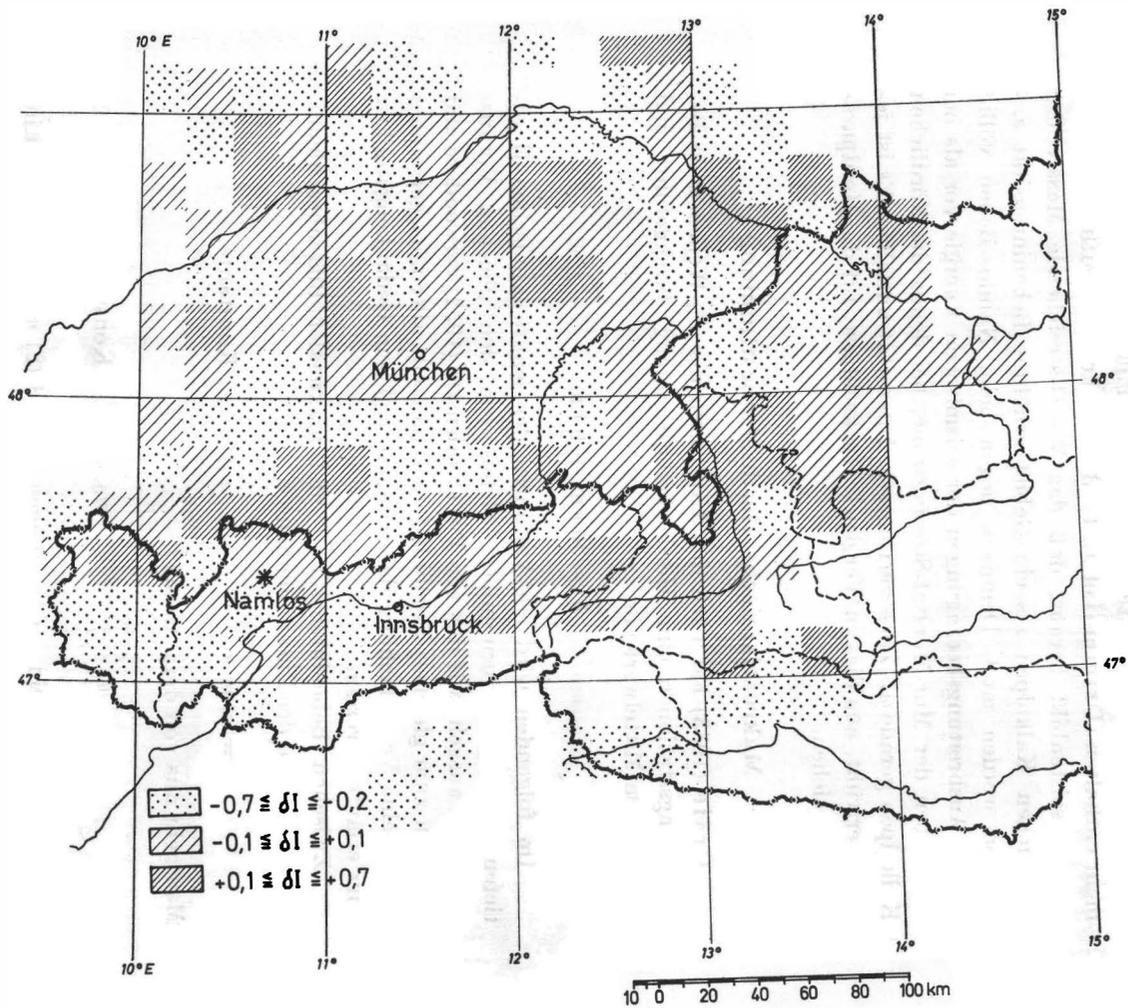


Abb. 2.

Abbildung 2 stellt die relative Bebenintensität  $\delta I$  dar. In dieser Darstellungsart ist die Intensitätsabnahme mit der Entfernung nicht mehr enthalten (Drimmel et al. 1973). Hier kommt deutlicher als aus dem Isoleistenbild heraus, daß das W—O-streichende Massiv der Nördlichen Kalkalpen als ein Gebiet erhöhter Bebenintensität angesehen werden muß. Demnach liegen beim Namlos-Beben völlig andere Ausbreitungsbedingungen der seismischen Energie vor als bei den Beben der Mur-Mürztal-Störungszone, bei denen die Nördlichen Kalkalpen gerade als Zone verringerter Intensität auffallen. Es ist jedoch verfrüht, aus diesem Vergleich Rückschlüsse auf die Herdparameter zu ziehen.

### Makroseismische Herdtiefenbestimmung

Gräfe (1933) hat nach den Laufzeiten der  $P_g$ -Wellen an 6 Beobachtungsstationen eine Herdtiefenbestimmung durchgeführt und erhält einen Mittelwert von

$$\tilde{h} = 36 \text{ km} \pm 9 \text{ km.}$$

Im folgenden wird ein Verfahren der makroseismischen Herdtiefenbestimmung verwendet, welches von den gleichen Voraussetzungen ausgeht wie das von Peterschmitt (1952) verwendete und demnach zum gleichen Ergebnis führt. Es stellt allerdings gegenüber diesem eine Vereinfachung dar. Deshalb soll sein Gedankengang hier kurz erläutert werden.

Zwischen Bebenintensität  $I$  und maximaler Bodenbeschleunigung  $u$  bestehe der Zusammenhang

$$I = c_1 \lg u + c_2 \quad c_1, c_2 \dots \text{Konstante.} \quad (1)$$

Man geht aus von dem Ansatz

$$u = u_0 \frac{e^{-br}}{r^a} \quad u_0, a, b \dots \text{Konstante} \quad (2)$$

und versucht die beiden Gleichungen (1) und (2) miteinander in Einklang zu bringen durch Einsetzen einer angenommenen Herdtiefe. Es bedeuten

$\Delta$  = Epizentraldistanz

$h$  = wahre Herdtiefe

$r$  = wahre Herddistanz =  $\sqrt{\Delta^2 + h^2}$

$H$  = angenommene Herdtiefe

$R$  = angenommene Herddistanz =  $\sqrt{\Delta^2 + H^2}$ .

Dann folgt durch Einsetzen von Gl. (2) in Gl. (1)

$$I = c_2 + c_1 \lg u_0 - c_1 \left[ b \cdot (\Delta^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} \lg e + \frac{a}{2} \lg (\Delta^2 + h^2) \right].$$

Durch Differenzieren nach  $\Delta$  und Multiplikation mit  $\frac{\Delta^2 + H^2}{\Delta}$  erhält man den Ausdruck

$$\frac{\Delta^2 + H^2}{\Delta} \frac{dI}{d\Delta} = -c_1 \cdot \left( b \frac{\Delta^2 + H^2}{(\Delta^2 + h^2)^{\frac{1}{2}}} + a \frac{\Delta^2 + H^2}{\Delta^2 + h^2} \right) \lg e. \quad (3)$$

Wenn die wahre Herdtiefe mit der angenommenen Herdtiefe übereinstimmt, stellt

$$y = \frac{\Delta^2 + H^2}{\Delta} \frac{Id}{d\Delta}$$

eine lineare Funktion von

$$x = \sqrt{\Delta^2 + H^2} \text{ dar.}$$

$$y_{(H-h)} = -c_1 \cdot (b x_{(H-h)} + a) \lg e. \quad (4)$$

Die Steigung dieser Geraden ist proportional  $b$  und der Ordinatenabschnitt proportional  $a$ . Abbildung 3 u. 4 zeigen das Ergebnis dieser Auswertung. Der lineare Zusammenhang zwischen  $y$  und  $x$  ist offenbar nur dann näherungsweise erfüllt, wenn die Steigung Null ist, also  $b = 0$ . Dann ergibt sich für die wahre Herdtiefe  $h = 8$  km. Diese Herdtiefe stimmt gut mit dem Ergebnis anderer makroseismischer Auswertungsmethoden überein, was für mehrere Verfahren nachgeprüft wurde. Die Abschätzungsformel von Inglada-Ors (1921) ergibt  $h \geq 9,1$  km. Auf diesen Wert kommt man auch bei Verwendung der von Drimmel

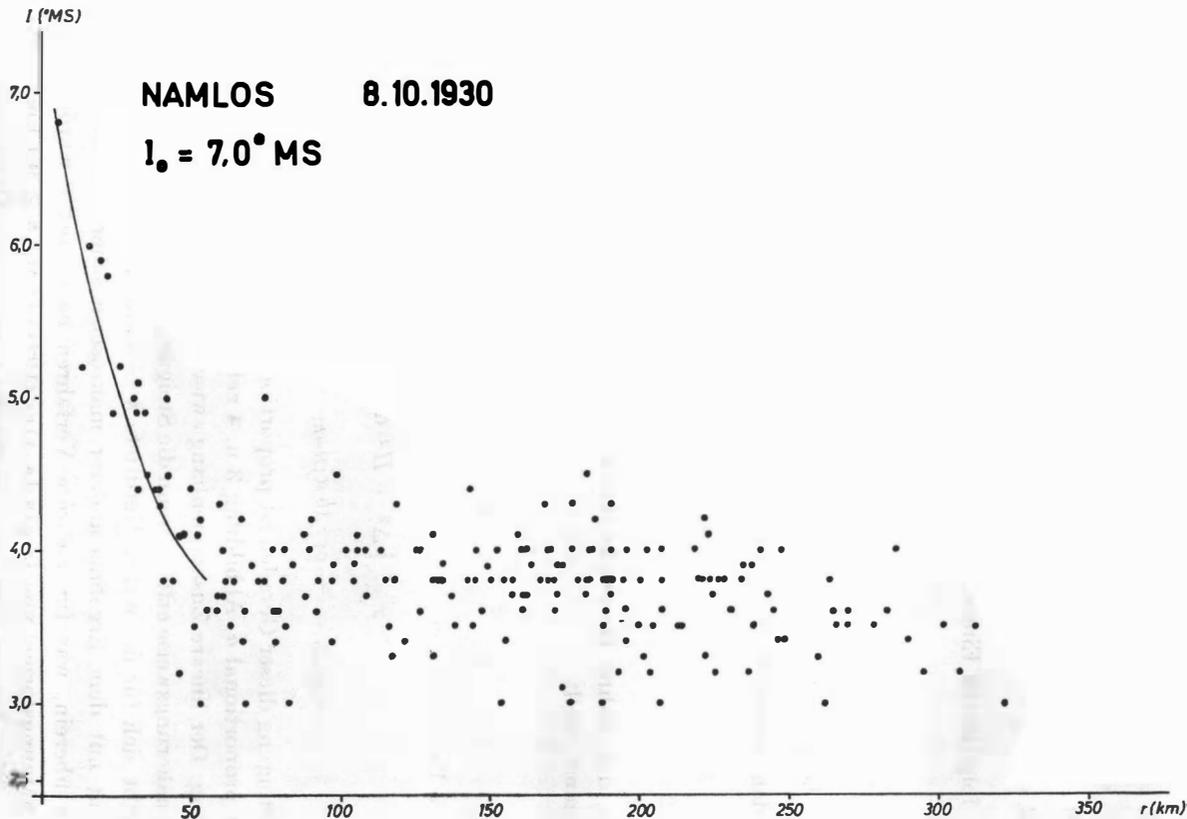


Abb. 3. Intensität als Funktion der Epizentralentfernung. Die Punkte stellen Mittelwerte über quadratische Flächenelemente von der Seitenlänge 18,5 km der lokal beobachteten Intensitätswerte dar. Die eingezeichnete Kurve bildet die Grundlage für die makroseismische Herdtiefenbestimmung nach der im Text angeführten Methode

Fig. 3. Distribution of intensity  $I$ . The dots represent mean values of the local intensities observed in squares of  $18.5 \times 18.5$  km. The curve plotted in this distribution is used to calculate the focal depth according to equation (4)

(1972) vorgeschlagenen Formel. Kövesligethy (1907) gibt Nomo-gramme an, in denen  $b$  aus Formel (2) variiert wird. Die Namlos-Daten passen sich bestens seiner für  $h = 7,5$  km und  $b = 0,001$  angegebenen Kurve an. Also auch hier ergibt sich gute Übereinstimmung.

Der Ordinatenabschnitt  $a \cdot c_1 \lg e$  nimmt in diesem Fall den Wert 1,76 an. Bei Verwendung der Mercalli-Sieberg-Skala wurde  $c_1 = 3$  angenommen, also folgt für

$$a = 1,35.$$

Dieser Wert ist klein im Vergleich zu dem Ergebnis, welches auf Grund direkter Beschleunigungsmessungen während eines Erdbebens

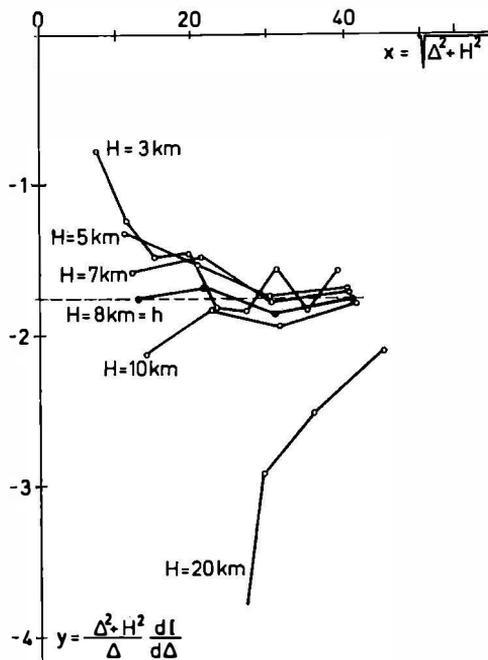


Abb. 4. Graphische Darstellung der Formel (4) für verschiedene angenommene Herdtiefen  $H$

Fig. 4. Plot of equation (4) for different values of focal depth  $H$

gewonnen wurde (vgl. z. B. Maley und Cloud 1971) stimmt jedoch mit anderen makroseismisch gewonnenen Daten österreichischer Beben überein (Gangl und Gutdeutsch 1973).

Die makroseismisch erhaltene Herdtiefe  $h$  ist ebenfalls klein gegen die mikroseismisch gewonnene Herdtiefe  $\tilde{h}$ . Ähnliche Abweichungen sind bei Herdtiefenbestimmungen anderer österreichischer Beben auch schon vorgekommen und verdienen es, getrennt untersucht zu werden. Das soll in einer späteren Arbeit geschehen.

### Danksagung

Diese Arbeit stellt einen von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanzierten Beitrag zum Internationalen Geodynamics Project dar. Die Herren Prof. Dr. O. Försch vom Observatorium Fürstfeldbruck und Dr. E. Trapp von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien haben uns die in ihrem Gebiet gesammelten makroseismischen Daten zur Verfügung gestellt. Beiden sei für ihre Hilfe gedankt. Dr. G. Schneider vom Landeserdbeben-dienst Baden-Württemberg hat uns in dankenswerter Weise Einsicht gewährt in die Isoseistenpläne sowie in die klassifizierten Bebenmeldungen des Namlos-Bebens aus Baden-Württemberg.

### Literatur

- Drimmel, J.: *Diskussionsbeitrag zu einer Richtlinie zur Berücksichtigung von Erdbebenwirkungen auf Talsperren in Österreich*. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien 1972.
- Drimmel, J., G. Gangl, R. Gutdeutsch, M. Koenig und E. Trapp: *Modellseismische Experimente zur Interpretation makroseismischer Daten aus dem Bereich der Ostalpen*. Ztschft. f. Geophys. 1973, S. 21–39.
- Gangl, G., und R. Gutdeutsch: *Über Herdtiefen ostalpiner Beben*. Vortrag gehalten auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft 1973 in Göttingen.
- Gräfe, H.: *Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930*. 1. Teil. Ztschft. f. Geophys. VII, 1932, S. 144.
- Gräfe, H.: *Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930*. 2. Teil. Ztschft. f. Geophys. VIII, 1933, S. 31.
- Hiller, W.: a) *Makroseismischer Bericht aus Württemberg und Hohenzollern für das Jahr 1930* und b) *Kurze Besprechung der einzelnen Beben des Jahres 1930*.
- Inglada-Ors, V.: *Nuevas Formulas . . .*, Tallers des Instituto Geografico y Estadistico Madrid 1921.
- Kleibelsberg, R.: *Das Nordalpenbeben vom 8. Oktober 1930*. Mitteilungen des Deutschen und Österr. Alpenvereins Nr. 12, Dez. 1930.

- Kövesligethy, R. v.: *Seismischer Stärkegrad und Intensität der Beben*. Gerl. Beitr. z. Geophys. VIII 1907.
- Krauss, E.: *Die Bewegung des Erdbebens am 8. Oktober 1930 im süddeutschen Bau*. 50. Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schwaben und Neuburg (E. V.) 1932.
- Maley, R. P., and W. K. Cloud: *Preliminary strong-motion results from the San Fernando Earthquake of February 9, 1971*. In: *The San Fernando Earthquake of February 9, 1971*. US. Department of the Interior, US. Department of Commerce.
- Peterschmitt, E.: *Sur la variation de l'intensité macroseismique avec la distance epicentrale*. Publ. du BCIS, Tr. Sc., Série A, F 18 (Strasbourg 1952).