

1. Einleitung

Obzwar Österreich nicht als Erdbebenland anzusprechen ist, ereignen sich auf seinem Staatsgebiet in unregelmäßigen Abständen immer wieder Erdbeben, die in früheren Jahrhunderten vereinzelt sogar katastrophale Folgen hatten. Es ist daher verständlich, daß man über diese Naturereignisse möglichst genau Bescheid wissen möchte, um den potentiellen Gefahren entweder ausweichen oder gewappnet entgegentreten zu können.

Da eine Erdbebenvorhersage derzeit nur in wenigen Sonderfällen (nicht in Österreich) erfolgversprechend ist, muß man sich hierzulande vorläufig damit begnügen, möglichst viele Informationen über Erdbeben zu sammeln und diese beispielsweise statistisch auszuwerten. Da aber die Statistik mit großen Zahlen operieren soll, ist es verständlich, daß zuverlässige Aussagen über die relativ selten auftretenden Starkbeben kaum möglich sind. Die vorliegende Kartensammlung soll daher als ein Versuch, die Erdbebengefahr in Österreich möglichst anschaulich darzustellen, angesehen werden.

2. Material

Die später folgenden Abbildungen basieren ausschließlich auf makroseismischen Daten, die bis zum Jahr 1201 n. Chr. zurückreichen und in den Publikationen von Topercezer und Trapp [1], Trapp [2] und Gangl [3] sowie in den Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien [4] bereits veröffentlicht wurden. — Die Bebenwirkungen an der Erdoberfläche wurden durchwegs nach der 12teiligen Intensitätsskala von Mercalli-Sieberg (= M.S.), unter teilweiser Berücksichtigung der Medvedev-Sponheuer-Kárník-Skala 1964 [5], klassifiziert, die Angabe der Epizentralkoordinaten erfolgte auf Zehntel Grad geographischer Breite, bzw. Länge genau. — Während das makroseismische Material des laufenden Jahrhunderts ab der Epizentralintensität $I_0 = 4,5^\circ$ M.S. so gut wie vollständig und zuverlässig klassifiziert vorliegt, sind die historischen Berichte über die Erdbeben­tätigkeit zweifellos lückenhaft, zumindest was die Beben mit einer Epizentralintensität $I_0 \leq 7^\circ$ M.S. anlangt. Die große Sorgfalt,

mit der die Intensitätsabschätzung historischer Beben vorgenommen wurde, schließt nicht aus, daß das eine oder andere Starkbeben aus Verschulden der Chronisten um einen Intensitätsgrad falsch eingestuft wurde.

3. Statistische Angaben

Auf dem österreichischen Staatsgebiet mit den heutigen Grenzen, die 83 849 km², umschließen, ereignen sich innerhalb von hundert Jahren (nach zuverlässigen Daten aus dem Zeitraum 1901 bis 1969, bzw. 1870—1969) $N(I_0)$ autochthone Erdbeben, die der statistischen Beziehung

$$\lg N(I_0) = 5,9 - 0,7 \cdot I_0, \quad (1)$$

für die Intensitätsklassen 4°, 5°, 6° und 7°, d. h. für $4^\circ \leq I_0 < 5^\circ$, $5^\circ \leq I_0 < 6^\circ$, $6^\circ \leq I_0 < 7^\circ$, $7^\circ \leq I_0 < 8^\circ$ M.S., sehr gut entsprechen, das bedeutet also, daß man in Österreich im Laufe eines Jahrhunderts mit der erstaunlichen Zahl von ca. 50 Schadenbeben der Klasse $I_0 = 6^\circ$ M.S. und noch mit 10 Starkbeben der Klasse $I_0 = 7^\circ$ M.S. rechnen muß. Wenn man das Verhältnis $N(I_0 - 1) : N(I_0) = 5$ auch für $I_0 > 7^\circ$ als gültig ansieht, dann sind sogar noch zwei 8er Beben innerhalb eines Jahrhunderts auf österreichischem Bundesgebiet wahrscheinlich.

Die Beziehung (1) kann man mit Hilfe des von Kárník [6] angegebenen statistischen Zusammenhangs zwischen Maximalintensität I_0 und Magnitude M ostalpiner Beben, nämlich

$$M = 0,7 \cdot I_0 - 0,1, \quad (2)$$

überführen in

$$\lg N(M) = 5,8 - M \quad (3)$$

(Bezugszeitraum 100 Jahre, Bezugsfläche 83 849 km²).

Die Magnitude scheint hier von der Herdtiefe unabhängig zu sein. Dies ist aber nur deswegen der Fall, weil die Herdtiefen österreichischer Beben nicht sehr streuen. Sie sind im allgemeinen mit $h < 10$ km seichter als normal und erreichen nur in relativ seltenen Fällen Werte zwischen 10 und 25 km (z. B. im Bereich des Semmerings oder der Lechtaler Alpen). So manches große Schüttergebiet täuscht zwar eine beachtliche Herdtiefe vor, ist aber nur eine Folge der im Ostalpenraum immer wieder bei sogenannten „Trans-

versalbeben“ beobachteten Ausbreitungsanomalie der Erdbebenenergie. — Die seichten Bebenherde haben die unangenehme Eigenschaft, daß schon relativ kleine Erdbebenenergien verhältnismäßig große Wirkungen an der Erdoberfläche zeigen können.

Der Intensitätsabfall mit zunehmender Epizentraldistanz ist bei österreichischen Beben ziemlich groß. Wie auch die später folgenden graphischen Darstellungen der Intensitäts-Distanz-Beziehungen beweisen, ist es sehr schwierig, präzise Angaben über die den Intensitätsabfall beschreibende Größe

$$S = \frac{I_2 - I_1}{\lg \sqrt{\frac{\Delta_1^2 + h^2}{\Delta_2^2 + h^2}}} \quad (4)$$

($I_1, I_2 \dots$ Intensitätsgrade, $\Delta_1, \Delta_2 \dots$ zugehörige Epizentraldistanzen, h = Herdtiefe) zu machen. In Epizentralnähe gilt aber für österreichische Beben im allgemeinen etwa $2,5 \leq S \leq 5$, d. h. entfernt man sich vom Epizentrum um etwa 10 bis 15 km, dann sinkt die Erdbebenintensität um ein Grad M.S. ab.

4. Erläuterungen zu den Abbildungen

Abb. 1: Sie zeigt die Lage der Epizentren von Starkbeben ($I_0 \geq 6^\circ$ M.S.), die im Zeitraum 1870—1969 im heutigen Bundesgebiet aufgetreten sind. Fallen mehrere Epizentren von Schadenbeben zusammen, dann ist nur das mit der größten Intensität angegeben. — Schon allein auf Grund dieser Epizentrenauswahl kann man die zur Zeit aktivsten Erdbebengebiete von Österreich erkennen, insbesondere die sogenannte Thermenlinie (Wiener Becken—Semmering), die Mürz- und Murlinie sowie die Bereiche Innsbruck—Solbad Hall und Namlos—Nassereith.

Abb. 2: Die Epizentren der sehr starken bis vernichtenden Beben ab 1201 n. Chr. liegen im wesentlichen ebenfalls in jenen Gebieten, die schon in Abbildung 1 als seismisch besonders aktiv in Erscheinung getreten sind. Der neu erfaßte Raum Wiener Neustadt liegt auf der Thermenlinie und der in Abbildung 1 ebenfalls nicht aufscheinende Bereich Villach kann eventuell als Verbindungsgebiet zwischen der Murlinie und dem italienischen Starkbebengebiet um Tolmezzo angesehen werden. Der Herd Neulengbach nimmt anscheinend eine Sonderstellung ein, es dürfte aber eine geologische Verwandtschaft zwischen den Herden Neulengbach und Scheibbs (sowie Molln) existieren.

Abb. 3: Sie vermittelt uns eine Vorstellung über jene Gebiete, in denen im hundertjährigen Zeitraum 1870—1969 zumindest leichte Erdbebenschäden ($I \geq 6^\circ$ M.S.) aufgetreten sind. Die Darstellung ist das Ergebnis einer Überlagerung der Schüttergebiete ($I \geq 6^\circ$ M.S.) aller zwischen 1870 und 1969 aufgetretenen Starkbeben; die Isoseisten wurden nur wenig geglättet. — Man kann diese Karte wohl zur Beurteilung der Erdbebengefährdung bestimmter Gebiete heranziehen, darf aber dabei nicht übersehen, daß das Kartenbild im Detail vom gewählten Beobachtungszeitraum abhängig ist.

Abb. 4: Obwohl die stärksten Beben nur einen geringen Bruchteil der gesamten Bebenzahl ausmachen, ist ihre Wirkung sehr viel größer und nachhaltiger als die durchschnittliche Wirkung österreichischer Beben. Aus diesem Grund wurden in dieser Abbildung die seit dem Jahre 1201 n. Chr. durch Schadenbeben am meisten heimgesuchten Epizentralgebiete dargestellt. Die Jahreszahlen neben diesen Gebieten geben uns einen Hinweis einerseits auf die Häufigkeit der schweren Erdbeben (je Jahreszahl ein Erdbeben mit $I_0 \geq 7^\circ$ M.S.) und andererseits auf die zeitliche Folge solcher Naturereignisse. — Es gibt demnach Zeitintervalle mit überhöhter Starkbebenaktivität, aber keine erkennbaren Periodizitäten. (Um letztere eventuell nachweisen zu können, wäre allerdings ein bedeutend größerer Beobachtungszeitraum notwendig.) Die zeitlichen Schwankungen der Bebenhäufigkeit sind mit großer Wahrscheinlichkeit rein zufälliger Natur. Es ist daher denkbar, daß jeder der in Abbildung 4 erfaßten Starkbebenherde in absehbarer Zeit wieder aktiv wird.

Abb. 5: Hier wurde der Versuch unternommen, eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit von Starkbeben in Österreich zu machen, und zwar auf Grund des makroseismischen Materials aus dem Zeitraum 1201—1969. Vorausgesetzt wurde, daß die Gleichung (1) und die daraus folgende statistische Beziehung

$$\lg \frac{N(I_0 - 1)}{N(I_0)} = 0,7, \text{ d. h. } N(I_0 - 1) = 5 \cdot N(I_0) \quad (5)$$

auch auf kleine Teilgebiete Österreichs und auf beliebige Zeiträume anwendbar ist, und daß man die in den Zehntelgrad-Gitterpunkten i bekannten Bebenzahlen $N_i(I_0)$ unter gewissen Bedingungen in Wahrscheinlichkeiten $n_i(I_0)$ für das Auftreten von Erdbeben der Klasse I_0 umdeuten darf. — Von diesen Voraussetzungen erscheint nur die erste etwas problematisch.

Die auf 100 Jahre, ca. 83,3 km² und die Intensitätsklasse 6

($6^\circ \leq I_0 < 7^\circ$ M.S.) bezogenen, fiktiven Bebenzahlen N_i^* (6) wurden aus dem jeweils zuverlässigsten Material des laufenden Jahrhunderts und der früheren Zeit folgendermaßen ermittelt:

Zuerst wurde aus dem Material 1901—1969

$$N_i' (6) = \begin{cases} \frac{1}{5} N_i (5), & \text{für } I_{0\max} = 5^\circ \text{ M.S.} \\ \frac{1}{2} \left[\frac{1}{5} N_i (5) + N_i (6) \right], & \text{für } I_{0\max} = 6^\circ \text{ M.S.} \\ \frac{1}{3} \left[\frac{1}{5} N_i (5) + N_i (6) + 5 N_i (7) \right], & \text{für } I_{0\max} = 7^\circ \text{ M.S.} \end{cases} \quad (6)$$

bestimmt; sodann wurde aus dem Material von 1201—1900

$$N_i'' (6) = \begin{cases} 5 N_i (7), & \text{für } I_{0\max} = 7^\circ \text{ M.S.} \\ \frac{1}{2} [5 N_i (7) + 25 N_i (8)], & \text{für } I_{0\max} = 8^\circ \text{ M.S.} \\ \frac{1}{3} [5 N_i (7) + 25 N_i (8) + 125 N_i (9)], & \text{für } I_{0\max} = 9^\circ \text{ M.S.} \end{cases} \quad (7)$$

berechnet. (Dabei wurde die Epizentralintensität des Villacher Bebens aus 1348 von 10° auf 9° M.S. reduziert.)

Als N_i^* (6) wurde schließlich in Gitterpunkten ohne „historische“ (vor 1901 aufgetretene) Starkbeben mit $I_0 \geq 7^\circ$ M.S. die Größe

$$N_i^* (6) = N_i' (6) \quad (8)$$

und in Punkten mit historischen Starkbeben ($I_0 \geq 7^\circ$ M.S.) das Mittel

$$N_i^* (6) = \frac{1}{2} [N_i' (6) + N_i'' (6)] \quad (9)$$

angenommen. Die so erhaltenen, fiktiven Bebenzahlen N_i^* (6) wurden in der Folge, Gitterpunkt für Gitterpunkt, auf 9 Gitterpunkte (d. h. auf eine Bezugsfläche von 750 km^2) nach einer zweidimensionalen Gaußschen Wahrscheinlichkeitsfunktion mit einer Streuung von 5 km verteilt, um zufällige Fehler in den Epizentralkoordinaten und mögliche Verlagerungen des Epizentrums bei

künftigen Beben zu berücksichtigen. (Bezeichnet man drei benachbarte Gitterpunkte in der gleichen geographischen Breite mit 1, 2 und 3, die $0,1^\circ$ Breite genau darunter liegende Punktfolge mit 4, 5 und 6 und die abermals $0,1^\circ$ Breite darunter liegenden Punkte mit 7, 8 und 9, dann besitzt bei unserem Ausgleichsverfahren der Aufpunkt Nr. 5 das Gewicht 0,516, die Punkte 4 und 6 haben das Gewicht 0,167, die Punkte 2 und 8 ein solches von 0,045 und den von Nr. 5 entferntesten Punkten 1, 3, 7 und 9 kommt das Gewicht 0,015 zu.) Die hierauf neu ermittelten Summen der Bebenzahlen in den einzelnen Gitterpunkten sind also über 750 km^2 ausgeglichene Zahlenwerte.

In einem weiteren Schritt wurde die Summe der ausgeglichenen Bebenzahlen der fünf Punkte Nr. 2, 4, 5, 6 und 8 gebildet, im Aufpunkt Nr. 5 zentriert (analoges Verfahren für jeden einzelnen Gitterpunkt) und schließlich als Wahrscheinlichkeit $n_i(6)$ dafür gedeutet, daß sich innerhalb von 100 Jahren n_i Beben mit der Epizentralintensität $6^\circ \leq I_0 < 7^\circ$ M.S. ereignen werden, deren Epizentren auf einer Fläche von 416 km^2 mit i als Mittelpunkt (bzw. im Umkreis von ca. $11,5 \text{ km}$ um den Gitterpunkt i) zu liegen kommen. Für diese Wahrscheinlichkeit gilt gemäß Gleichung (5)

$$n_i(6) = 5 \cdot n_i(7) = 25 \cdot n_i(8) = 125 \cdot n_i(9). \quad (10)$$

(Der Rechenvorgang wurde von Herrn Univ.-Doz. Dr. K. Cehak programmiert und an der elektronischen Datenverarbeitungsanlage der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik durchgeführt, wofür ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.)

Die graphische Darstellung des Rechenergebnisses macht im großen und ganzen einen glaubwürdigen Eindruck, denn sie weist alle Gebiete auf, in denen auf Grund der seit 1201 vorliegenden Beobachtungen weitere Schadenbeben denkbar sind, und hebt jene Bereiche deutlich hervor, die besonders erdbebengefährdet sind. In einzelnen Fällen macht sich aber der Umstand störend bemerkbar, daß den Gitterpunkten ohne historische Starkbeben ($I_0 \geq 7^\circ$ M.S.) im Vergleich zu den Gitterpunkten mit ausschließlich vor 1901 aufgetretenen Starkbeben mehr Gewicht beigemessen wurde [siehe (8) und (9)]. So erscheint der Raum Wiener Neustadt etwas unterbewertet (er liegt aber trotzdem auch nach unserer Darstellung in einer der seismoaktivsten Zonen), und der Raum Moln soll mehr gefährdet sein als das Gebiet um Scheibbs, während in Wirklichkeit der Gefährdungsgrad beider Herdgebiete ungefähr gleich sein dürfte. — Wäre dieser Unterschied in der Bewertung der modernen

und alten Daten nicht vorhanden, dann würden dafür die historischen Bebenherde Villach, Murau und Neulengbach über Gebühren stark in Erscheinung treten.

Ein Vergleich mit Abb. 4 zeigt, daß in den von den Isolinien $n(6) = 2,5$ eingeschlossenen Gebieten Erdbeben mit $I_0 \geq 7^\circ$ M.S. durchaus wahrscheinlich sind [$n(7) = n(6)/5$, $n(8) = n(6)/25$], was natürlich nicht ausschließt, daß es auch in Gegenden mit $n(6) < 2,5$ solche Starkbeben geben kann. In Bereichen mit $n(6) < 1$ wird man hingegen die Bebenwahrscheinlichkeit nur auf Intensitäten $I_0 < 6^\circ$ M.S. beziehen dürfen [$n(5) = 5 \cdot n(6)$], da diese niedrigen Wahrscheinlichkeiten vorwiegend durch das Ausgleichsverfahren oder durch die Verarbeitung von $N(5)$ -Daten [nach Gl. (6)] zustande kamen.

Abb. 6—12: Die Isoseistenkarten der in Österreich im laufenden Jahrhundert aufgetretenen Starkbeben mit $I_0 \geq 7^\circ$ M.S. zeigen einerseits durchwegs Abweichungen vom Idealbild mit kreisförmigen Isoseisten, doch andererseits bewegen sich die Deformationen der epizentralnahen Linien im allgemeinen in mäßigen Grenzen, woraus zu schließen wäre, daß die Herdgebiete österreichischer Starkbeben im allgemeinen relativ klein sind. Eine gewisse Ausnahme könnte das Obdacher Beben (Abb. 10) bilden, bei dem entweder durch größere Herddimensionen oder durch die Oberflächenstruktur des Untergrundes eine längliche Form der von den inneren Isoseisten eingeschlossenen Gebiete bewirkt wurde. — Der geologische Aufbau der oberen Kruste widerspiegelt sich in unseren Abbildungen vornehmlich im Verlauf der Isoseisten mit $I < 5^\circ$ M.S. Besonders auffallend ist die anomale Ausbreitung der Erdbebenenergie nach Nordwesten und Norden (transversal zum Streichen der Ostalpen) bei Beben, die in der östlichen Hälfte Österreichs aufgetreten sind. Die weit nord- und nordwestwärts reichende Fühlbarkeit der „Transversalbeben“ ist offenbar der relativ verlustarmen Energieausbreitung im Kristallin der Böhmisches Masse zuzuschreiben.

Wie schon im Abschnitt 3 angedeutet wurde, ist der Intensitätsabfall mit zunehmender Epizentraldistanz bei österreichischen Starkbeben uneinheitlich und außerordentlich richtungsabhängig, insbesondere in größeren Entfernungen vom Epizentrum. In Epizentraldistanzen bis zu etwa 30 km ist der Intensitätsabfall stark, in größeren Entfernungen meist auffallend kleiner. — Der mittlere Radius der 6° -Isoseiste österreichischer Starkbeben des 20. Jahrhunderts mit $I_0 \geq 7^\circ$ M.S. beträgt nur rund 20 km, d. h. die Schadensgebiete österreichischer Starkbeben sind außerordentlich klein.

5. Literaturhinweise

- [1] Toperczer M., Trapp E.: *Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Bebenkatalog 1904—1948 und Chronik der Starkbeben*. Mitt. Erdb. Komm. N. F. 65 (Wien 1950).
- [2] Trapp E.: *Die Erdbeben Österreichs 1949—1960*. Mitt. Erdb. Komm. N. F. 67 (Wien 1961).
- [3] Gangl G.: *Die Erdbeben-tätigkeit in Österreich 1901—1968*. Arbeiten aus der ZA f. Meteorologie und Geodyn. Wien, Publ. Nr. 193, Wien 1969.
- [4] *Jahrbücher der Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodyn. Wien, Abschnitt E: Seismische Beobachtungen* (fortlaufende Publikation).
- [5] Sponheuer W.: *Bericht über die Weiterentwicklung der seismischen Skala*. Veröffentlich. d. Inst. f. Geodynamik Jena, Berlin 1965.
- [6] Kárník V.: *Seismicity of the European Area, Part I*, Praha 1969.

Epizentrenkarte für $I_{\text{max}} \geq 6^\circ \text{ M.S.}$
1870 - 1969

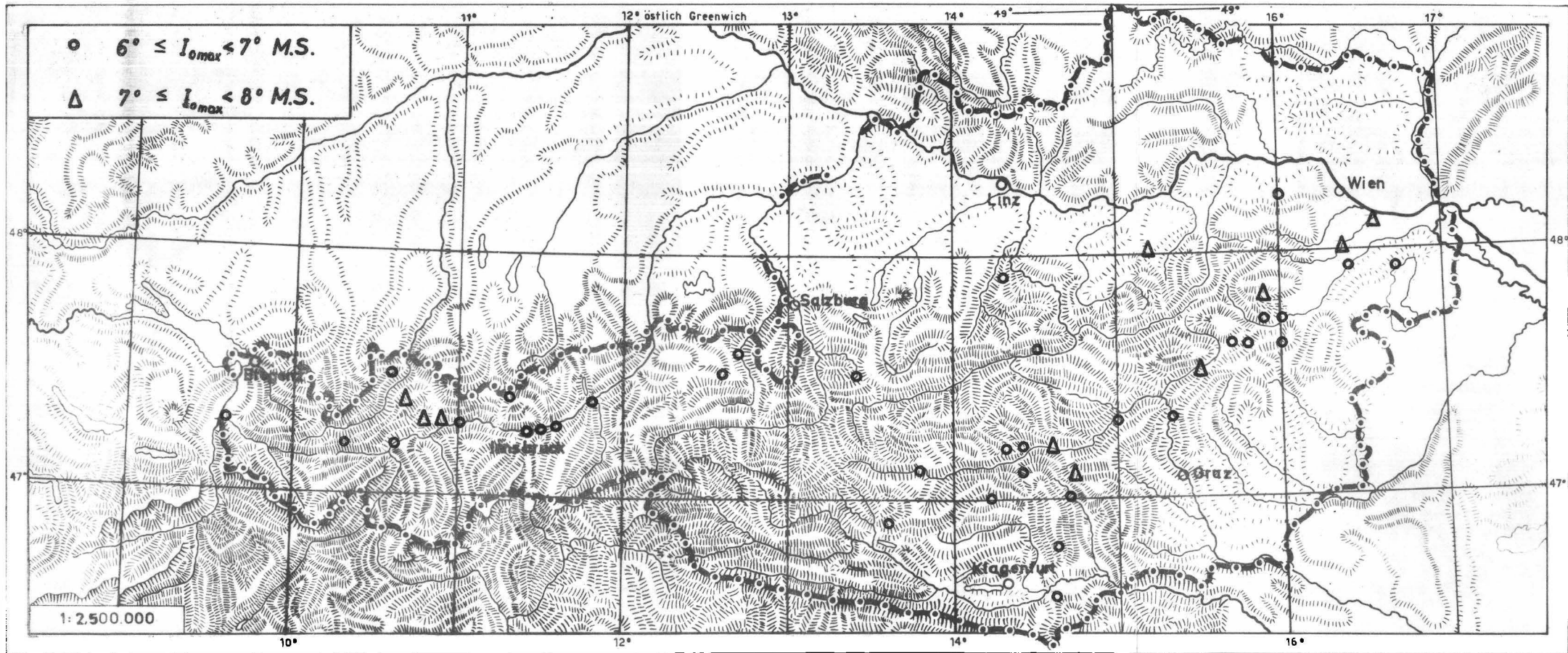


Abb. 1

Epizentrenkarte für $I_{0max} \geq 7^\circ$ M.S.

1201 - 1969

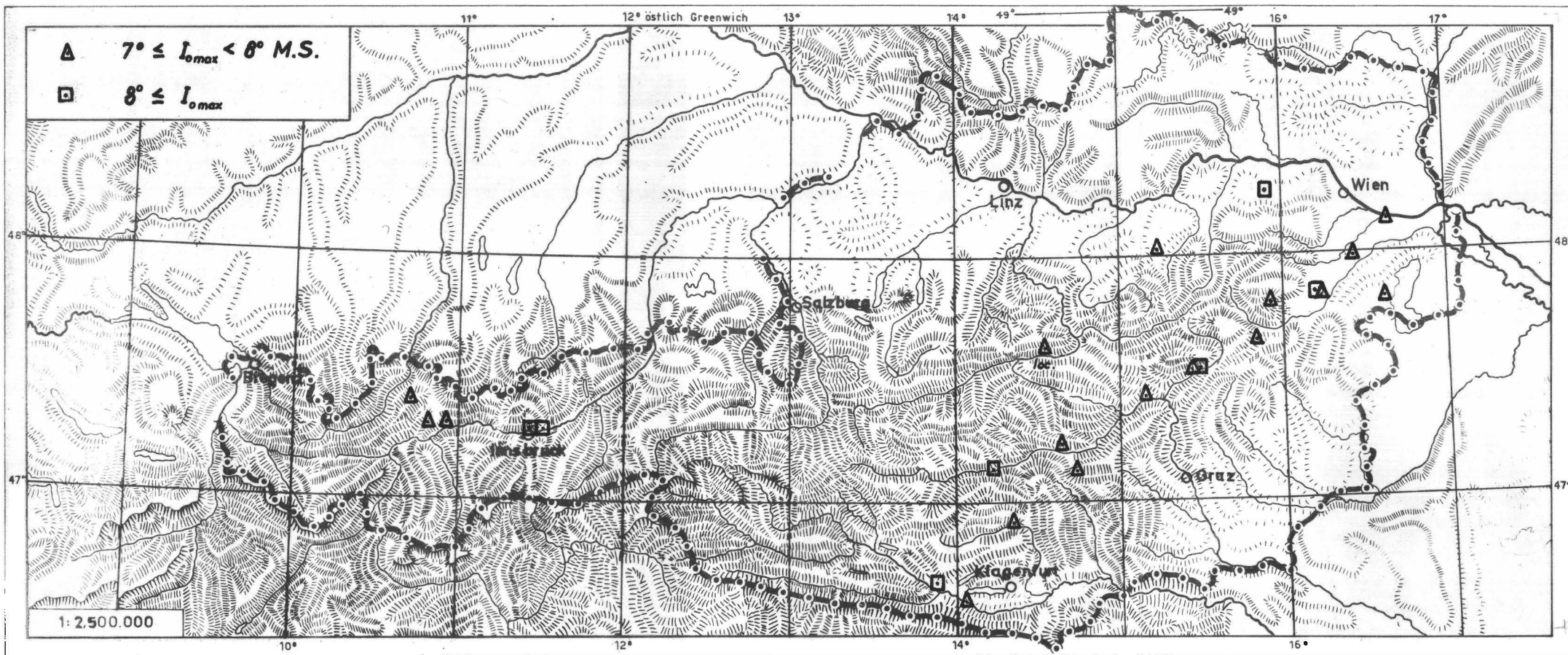


Abb.2

**Maximale Bebenintensitäten
im Beobachtungszeitraum 1870 - 1969**

$I_0 \geq 6^\circ \text{ M.S.}$

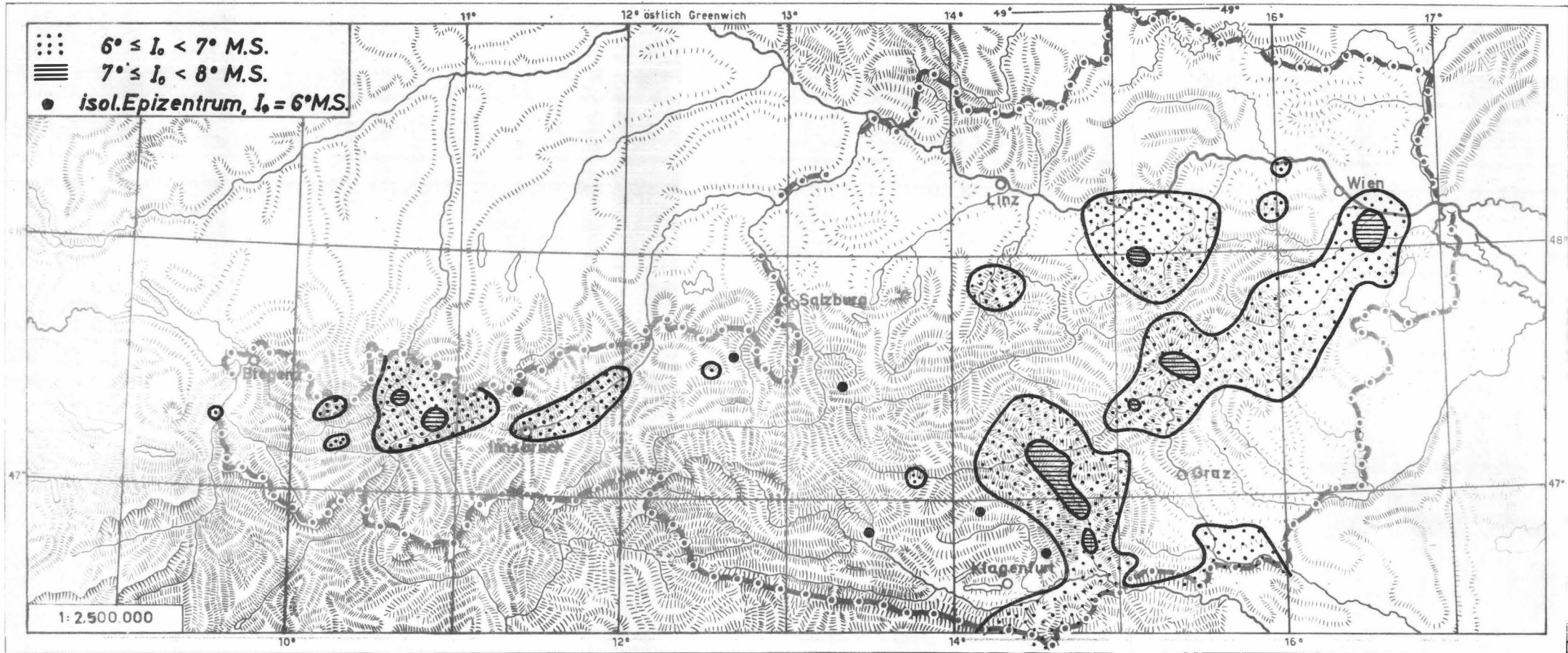


Abb. 3

*Epizentralgebiete mit mindestens 2 Beben der Intensität $I_0 \geq 7^\circ$ M.S. oder
mindestens 1 Beben der Intensität $I_0 \geq 8^\circ$ M.S. je 200 km² seit dem Jahre 1201*

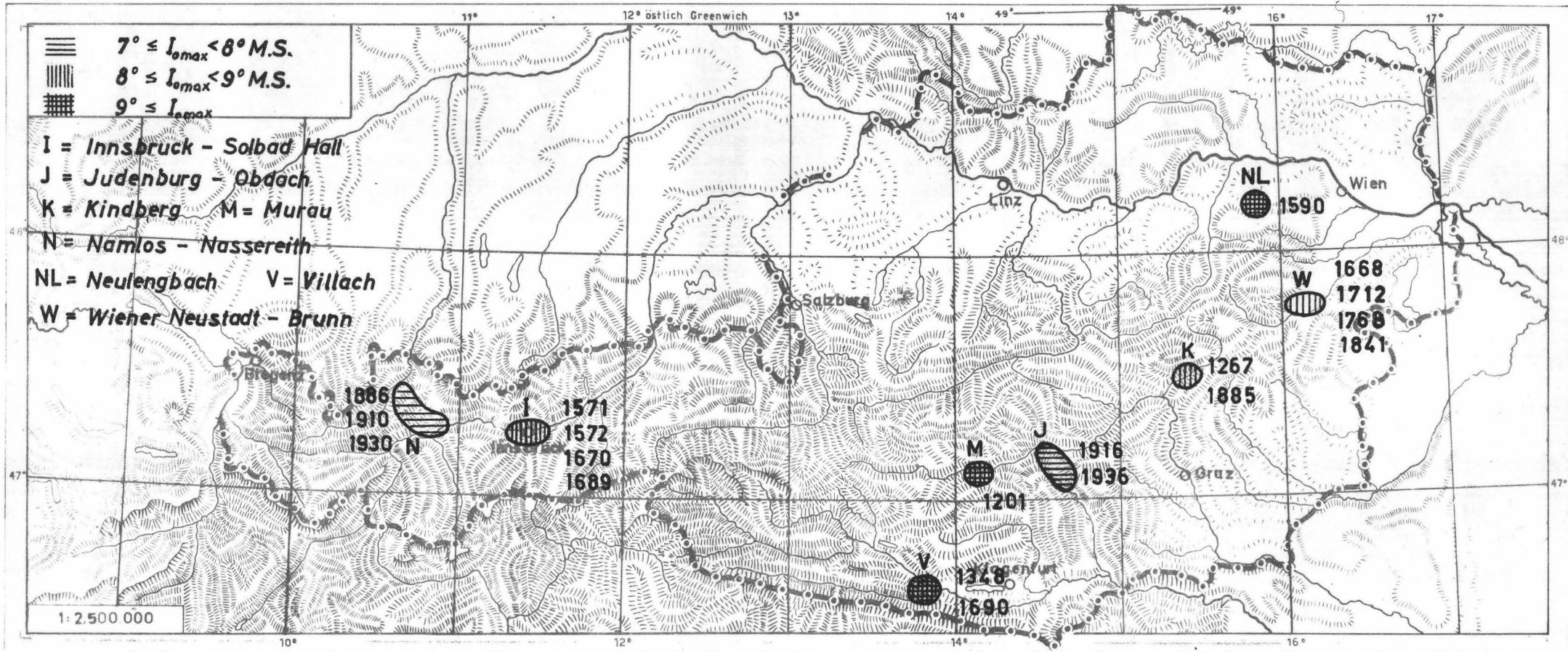


Abb.4

Bebenwahrscheinlichkeit $n(I_0)$
 für $6^\circ \leq I_0 < 7^\circ$ M.S.
 nach Beobachtungen aus d.L 1201 – 1969
 $n(I_0) = \text{Bebenzahl}(I_0) / 100 \text{ Jahre} \cdot 416 \text{ km}^2$

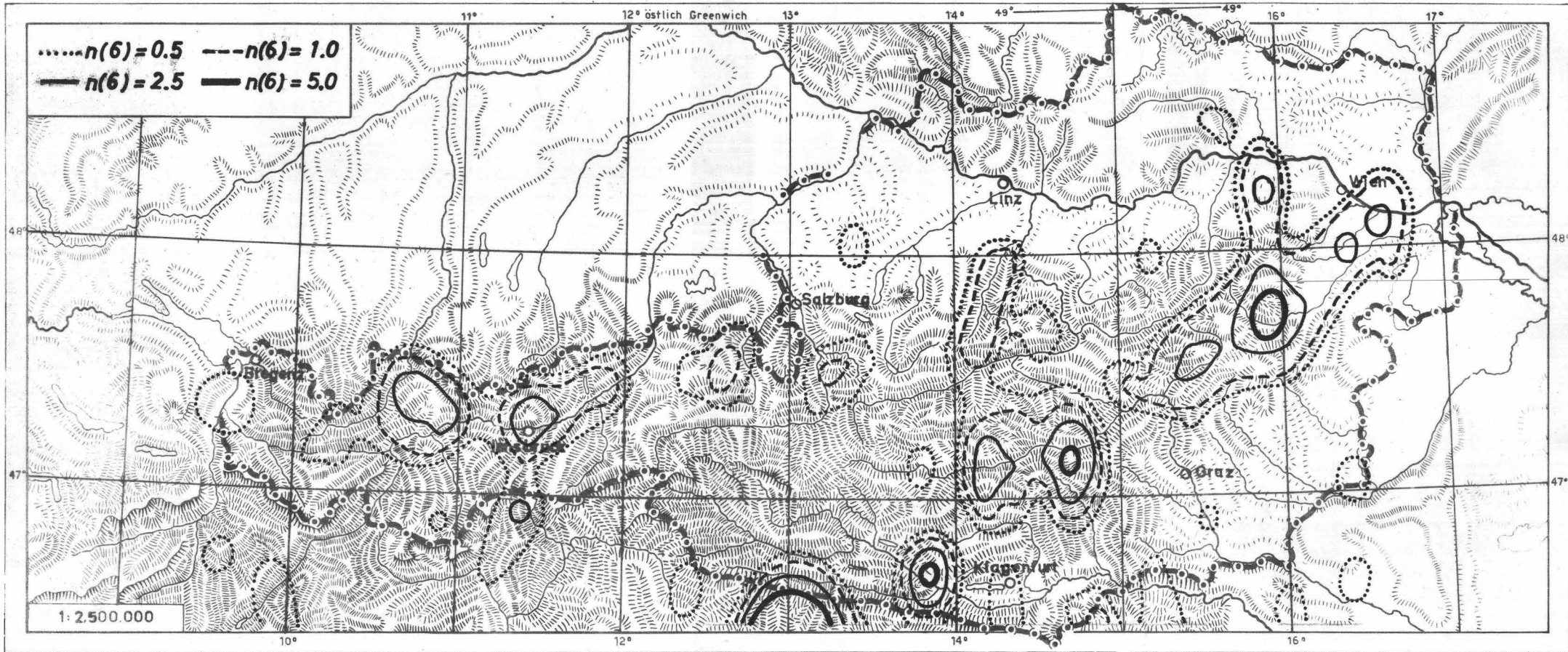


Abb.5

Abb. 6

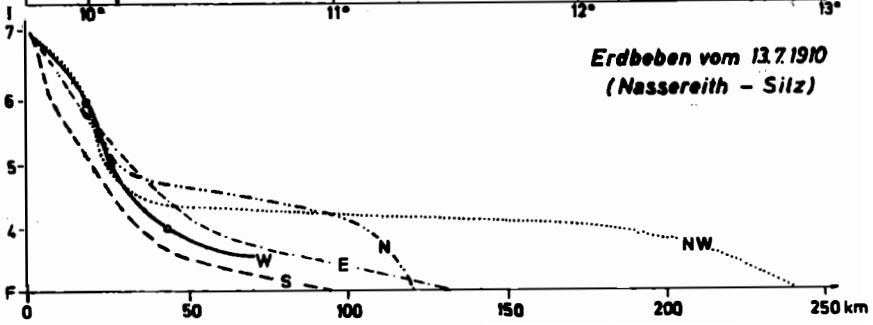
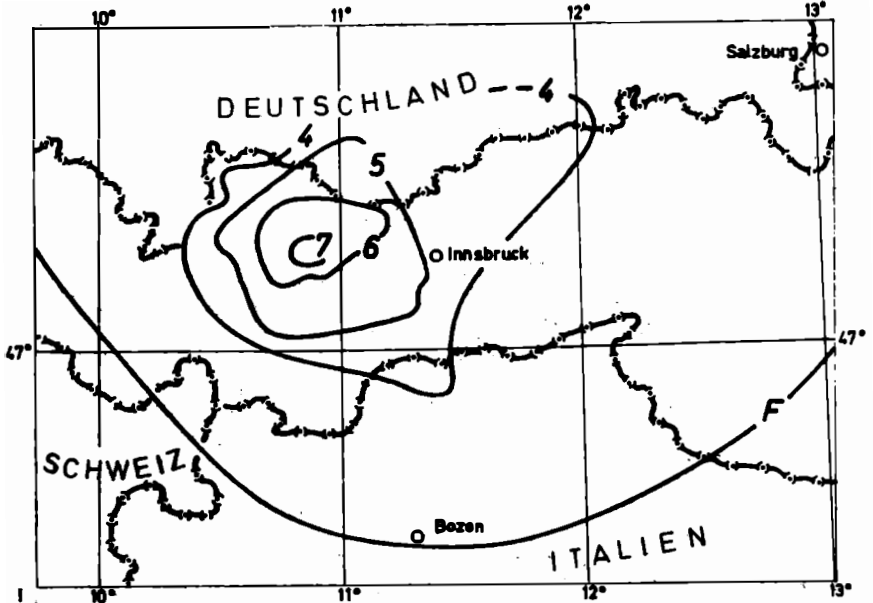


Abb. 7

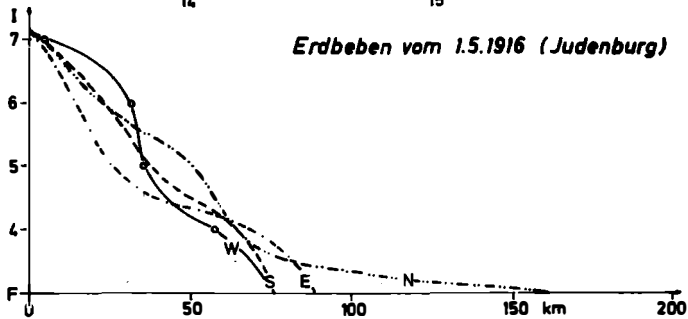
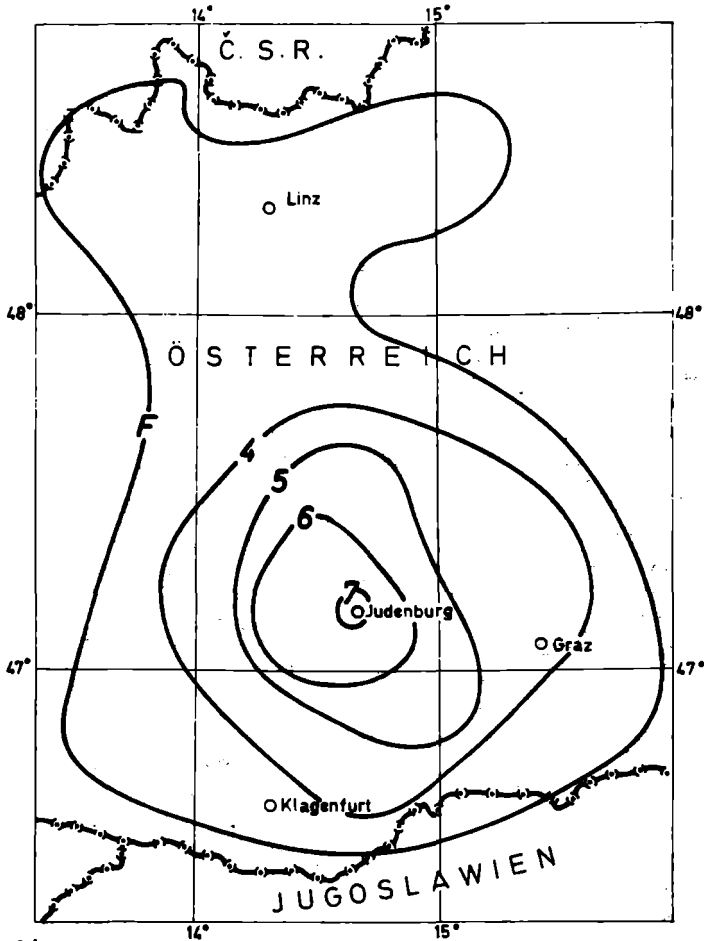


Abb. 8

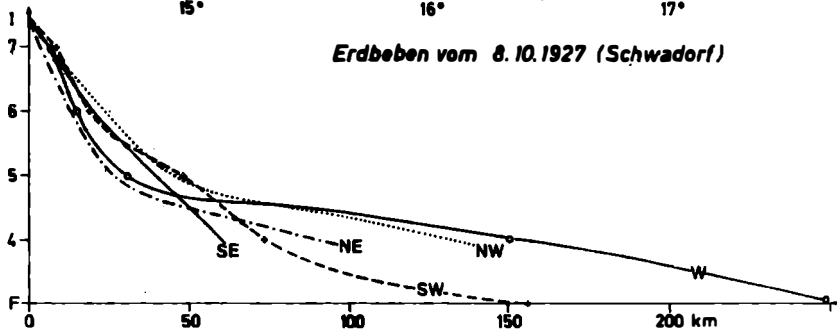
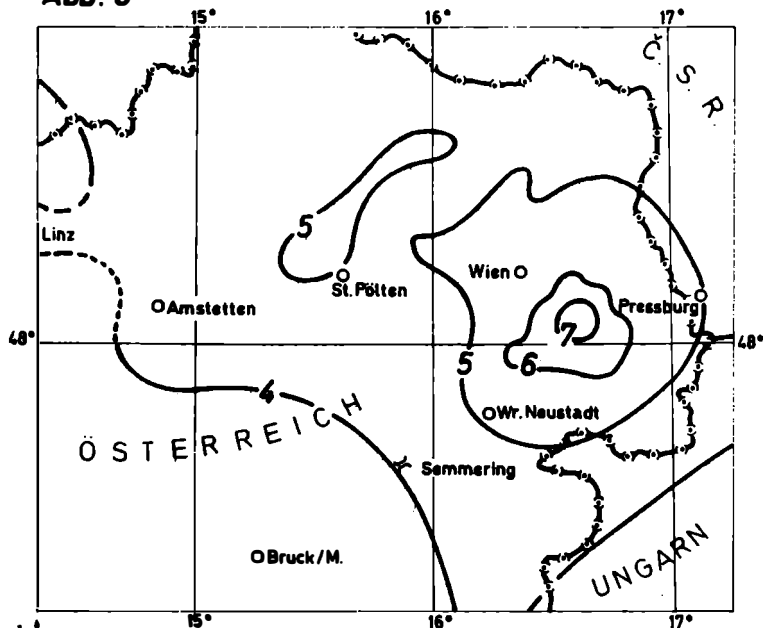
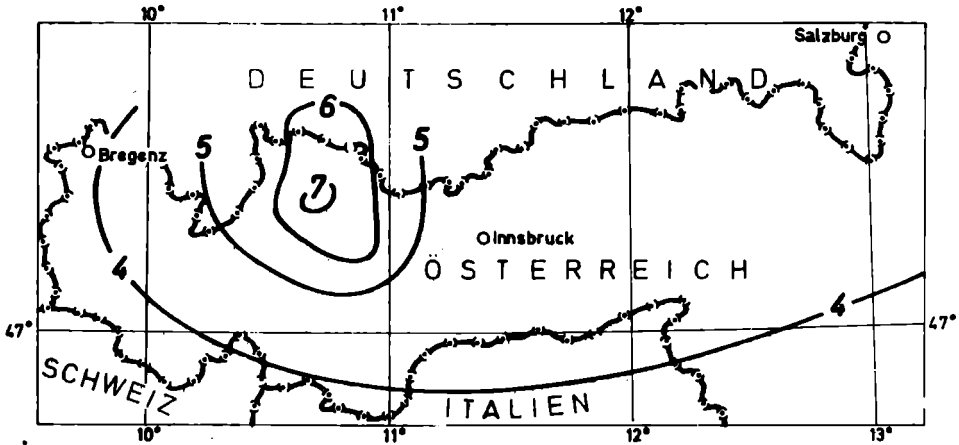


Abb. 9



Erdbeben vom 8.10.1930 (Namtos)

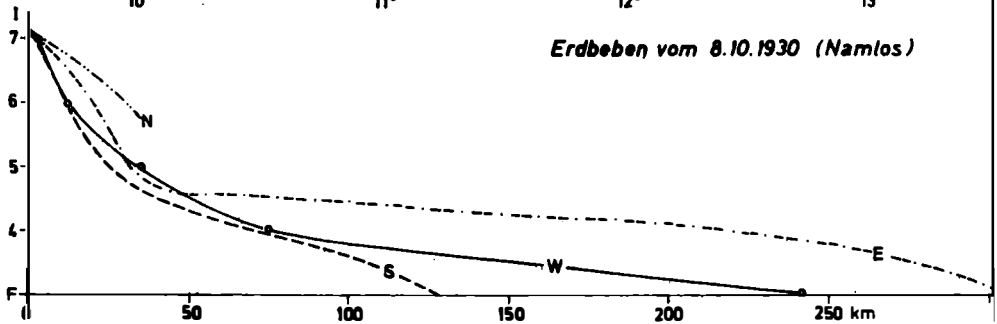


Abb. 10

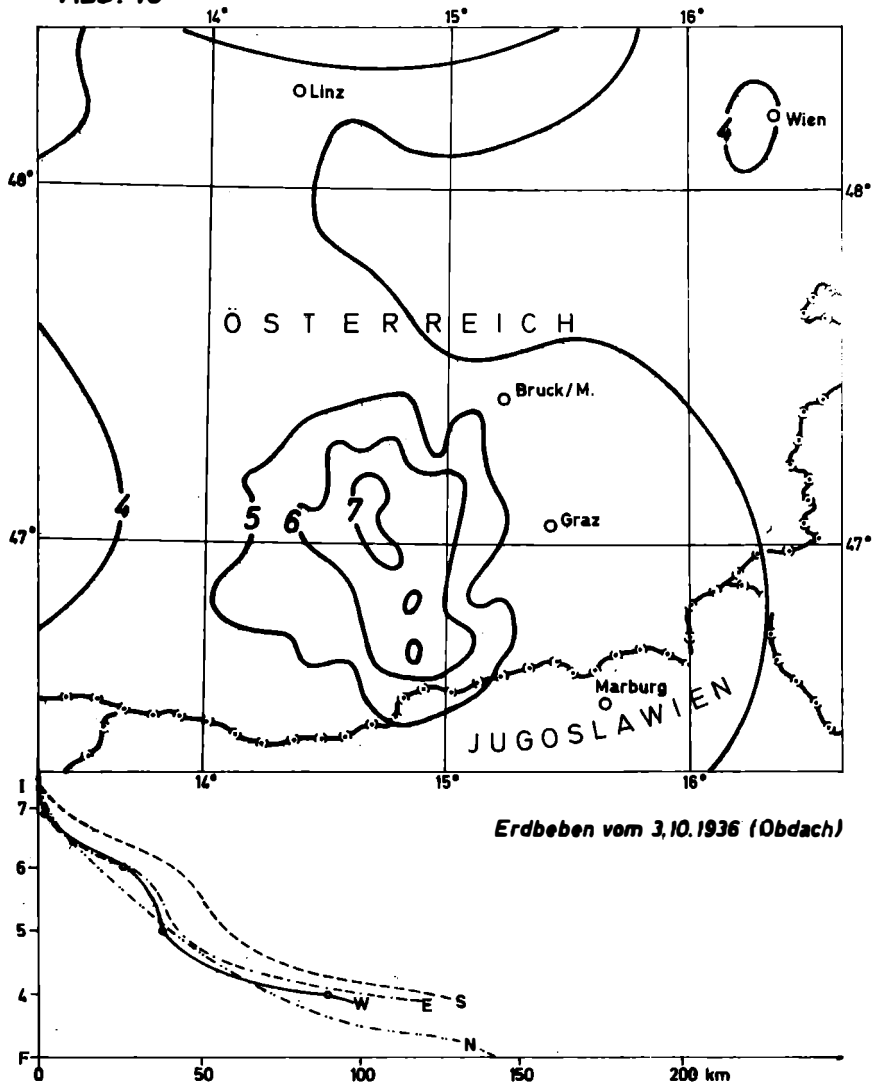
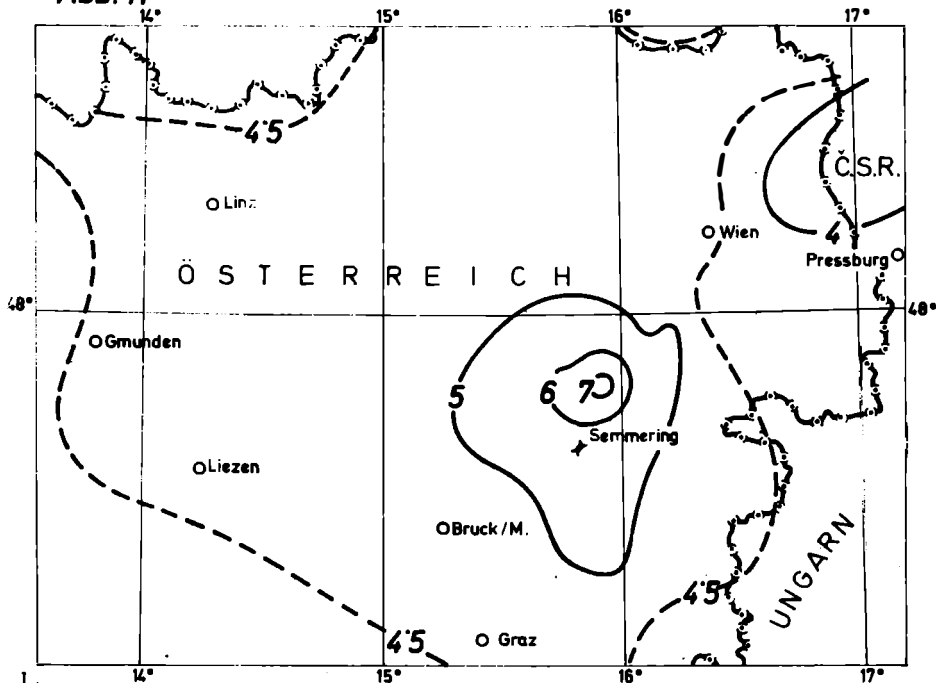


Abb. 11



Erdbeben vom 18.9.1939 (Puchberg am Schneeberg)

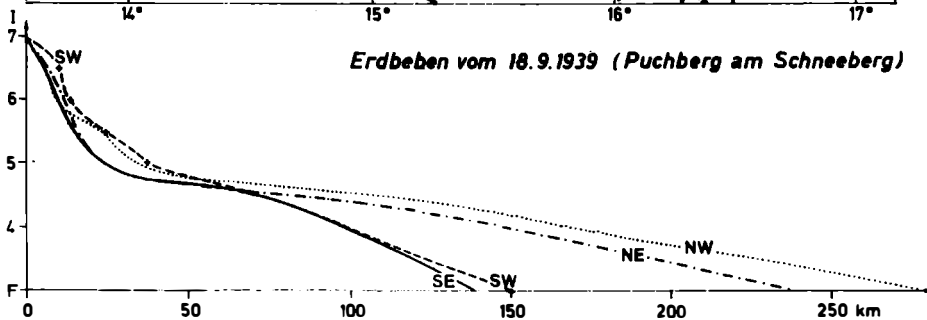


Abb. 12

