

Einführung und historischer Rückblick

Zahlreiche Arbeiten behandelten in den vergangenen hundert Jahren die Erdbeben­­tätigkeit in den Ostalpen. Von großer historischer Bedeutung sind vor allem die Schriften von E. Suess, welcher die Vorstellungen über die Erdbeben in seiner Arbeit „*Die Erdbeben Niederösterreichs*“ (1873) und in seinem Werk „*Das Antlitz der Erde*“ (1885) für Jahre geprägt hat. Bedeutend sind die im folgenden publizierten Arbeiten insbesondere wegen ihrer genauen Beschreibung der einzelnen Bebenereignisse in den verschiedenen Orten. Obwohl damals die zahlenmäßige Klassifizierung der Erschütterungsstärke noch nicht üblich war, fielen bereits vor deren Einführung die Unregelmäßigkeiten auf, die sich bei der Wahrnehmung der Bebenstärke in Gebieten zeigten, welche vom Epizentrum gleich weit entfernt waren. E. Suess stellt bereits fest, daß es habituelle Stoßgebiete gibt, welche an „Stoßlinien“ geknüpft seien. Eine derartige Stoßlinie ist die „Mur—Mürz-Stoßlinie“, welche sich sodann als „Thermenlinie“ bis Wien fortsetzt. Eine Unterscheidung zwischen den Quellgebieten der seismischen Energie und der Ausbreitung der Erschütterungswellen ist nicht klar herausgearbeitet. Sowohl die Auslösung der Beben, als auch der Ausbreitungsvorgang der Erschütterungswellen hängen vom geologischen Aufbau des Gebietes ab, sind aber primär Vorgänge mit verschiedenen Ursachen.

Erstaunlich sind die bemerkenswerten Details, die man damals schon beim Studium einzelner Erdbeben bemerkte. Als Beispiel sei hier angeführt, daß es schon lange bekannt war, daß starke Beben in den östlichen Ostalpen ein gestrecktes Fühlbarkeitsgebiet aufwiesen, welches einer Ellipse gleicht, deren große Achse quer zum Streichen der Alpen liegt und insbesondere infolge der starken Fühlbarkeit der ostalpinen Beben im Gebiet der Böhmisches Masse entsteht. Daß sich die Beben nicht weit in die südliche und südöstliche Richtung ausbreiten, wurde schon damals erwähnt. F. Uhlig vermutet bereits 1908, daß hierfür die dämpfende Wirkung der ungarischen Ebene verantwortlich sei. Dank der Prospektionsarbeiten der Erdölindustrie in den letzten Jahren verfügen wir heute über genauere Angaben über die enormen Mächtigkeiten der tertiären Sedimente der ungarischen Ebene, des Wiener Beckens

und des Alpenvorlandes. Die Tatsache, daß ein Erdbeben (wie z. B. das vom 19. 2. 1908 im Gebiet des Leithagebirges) sein Epizentrum im Bereich der alpinen Gebirgsbildung hat, die Fühlbarkeit des Bebens aber in Richtung der Böhmisches Masse am besten war, konnte damals nur Erstaunen auslösen. Heute kann man für die meisten Erdbeben eine Erklärung vermuten, die durch die Deckenlehre des Aufbaues der Ostalpen verständlicher erscheint. Der eigentliche Herd des Bebens dürfte im Gegensatz zum Epizentrum nicht mehr im Bereich der alpinen Gebirgsbildung liegen, sondern in größerer Tiefe.

Die rein beschreibenden Arbeiten, welche immer wieder auf den ursprünglich von E. Suess aufgestellten Stoßlinien aufbauen, führten in der Folgezeit zur Aufstellung einer wahren Fülle von Stoßlinien, womit das eigentliche Problem der verschiedenartigen Ausbreitung der Energie der Bebenwellen gelöst erschien. Als Beispiel sei hierfür eine Karte der wichtigsten Stoßlinien der nordöstlichen Alpen [12] erwähnt, welche eine Fülle derartiger Stoßlinien zeigt, die das Gebiet nahezu netzförmig überdecken. Immer wieder wurde versucht derartige Stoßlinien mit rezenten Brüchen in Verbindung zu bringen. Es sind wohl Gebiete bekannt, wo bei Erdbeben beachtliche Verstellungen an der Erdoberfläche auftraten, diese sind aber nicht in Mitteleuropa. Die Staffelbrüche am Rand des Wiener Beckens, an welchen die alpinen Decken unter die tertiäre Beckenfüllung untertauchen, wurden oft als Ursache der Erdbeben der „Thermenlinie“ angesehen. Auch in unserem Gebiet gibt es einige junge Brüche und Störungen, welche Zeugen des tektonischen Geschehens in der jüngsten geologischen Zeit sind. Es sei in diesem Zusammenhang die sogenannte „Mitterndorfer Senke“ erwähnt — ein Grabenbruch im südlichen Wiener Becken mit junger Schotterfüllung. Es sind auch verschiedentlich Verstellungen bekanntgeworden, welche auf alle Fälle nacheiszeitlich vor sich gegangen sind; so z. B. in Wien im Bereich der Hochschule für Bodenkultur. Trotz dieser Zeugen junger Bewegungsvorgänge im oberen Bereich der Erdkruste konnte bisher kein klarer Zusammenhang mit den Erdbebenvorgängen erwiesen werden. Die Herde der bedeutenderen Beben in Niederösterreich liegen offensichtlich in größerer Tiefe.

Um nun die Erdbebentätigkeit in verschiedenen Regionen in objektiver Weise vergleichen zu können, wurde eine Größe eingeführt, welche als Seismizität bezeichnet wird [26]. Die Seismizität ist ein Maß für die Erdbebentätigkeit bezogen auf eine bestimmte Raumeinheit und einen bestimmten Zeitabschnitt. Die Einführung einer solchen Größe ist dann sinnvoll, wenn wir vermuten, daß das

Vorkommen von Erdbeben nicht vollkommen willkürlich erfolgt, sondern sich entweder mit der Zeit kontinuierlich ändert oder von Ort zu Ort verschieden ist. Die Erdbeben dieses Jahrhunderts sind nahezu lückenlos in Bebenkatalogen zusammengefaßt [25, 29, 11], welche die Grundlage für eine statistische Bearbeitung darstellen. Auf diese Weise können aus der Lage der Epizentren die Gebiete größter Epizentrenhäufigkeit — also die Quellgebiete der seismischen Energie — gefunden werden. Deutlich zeigt sich eine seismoaktive Zone schwächerer Erdbeben. Auf Grund der Bebenaufzeichnungen im vorigen Jahrhundert wurden bedeutende Teile dieser Zone bereits erkannt, und zwar insbesondere der Teil, welcher der „Mur—Mürz-Linie“ entspricht und teilweise in der „Thermenlinie“ seine Fortsetzung findet. Von der großen Anzahl von Linien können aber nur wenige bestätigt werden. Die „Kamplinie“ kann auf Grund der Epizentrenhäufigkeit dieses Jahrhunderts nicht gefunden werden, doch muß in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen werden, daß die Richtung der stärksten Fühlbarkeit ostalpiner Beben mit dieser Linie ungefähr übereinstimmt. Bei der Häufigkeitsauszählung findet man stark voneinander streuende Epizentren, so daß man eigentlich nicht von Linien, sondern bestenfalls von einer Zone gesteigerter seismischer Aktivität sprechen kann.

Die räumliche Verteilung der Erdbeben im Osten Österreichs

Die einfachste Darstellung der seismischen Aktivität ist es, die Epizentren der Erdbeben eines bestimmten Zeitraumes von p Jahren in eine Karte einzutragen und die Häufigkeit h als die Anzahl n der Beben pro Flächenstück f zu berechnen:

$$h = \frac{n}{p \cdot f}. \quad (1)$$

Sodann kann man die Linien gleicher Häufigkeit zeichnen.

Abbildung 1 stellt die Häufigkeit der Erdbeben auf einer Karte für den Zeitraum 1901—1966 dar. Die Daten wurden den Erdbebenkatalogen [25, 29, 11] entnommen. Als Bezugsfläche f wurde ein Quadrat von 0,2 mal 0,3 Grad Seitenlänge verwendet. Schon hier erkennt man die Zone gesteigerter seismischer Aktivität deutlich, welche im betrachteten Bereich dem Streichen des Alpen- und Karpatenbogens folgt. Sie zieht sich entlang der Mur und Mürz in das Semmeringgebiet, wo sich die Epizentren der meisten Erdbeben befinden, und weiter am Südrand des Wiener Beckens entlang des Leithagebirges in die Kleinen Karpaten.

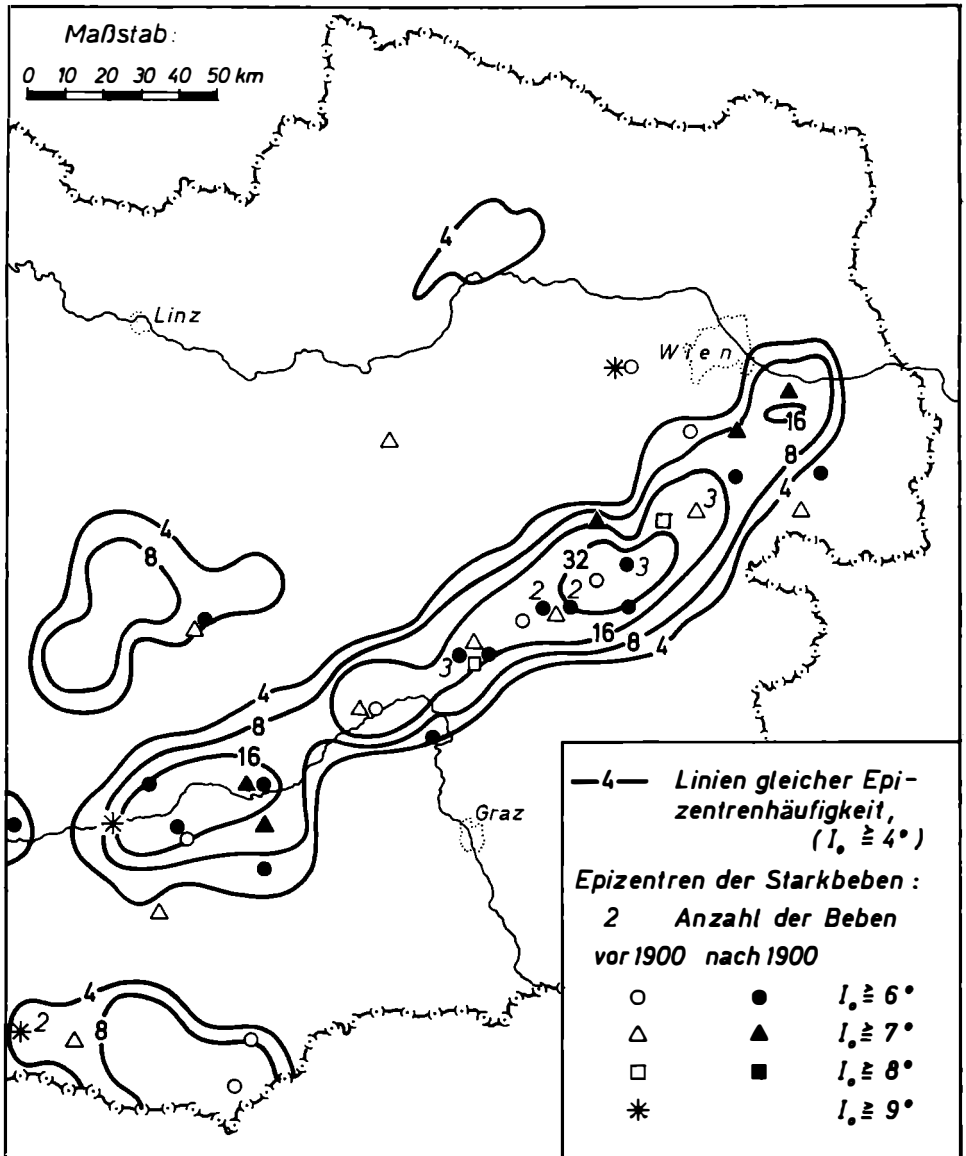


Abb. 1. Ausschnitt aus der Seismizitätskarte von Österreich.

Bei dieser Darstellung wurden alle Epizentren gleich bewertet, deren Intensität gleich oder größer als der Stärkegrad vier war ($I_0 \geq 4$). Ob es sich um den Herd eines Zerstörungsbebens oder eines schwachen Bebens handelte, wurde hierbei nicht unterschieden. Es ist ein Verdienst von Gutenberg und Richter [9], gefunden zu haben, daß die Anzahl der Erdbeben mit abnehmender Magnitude exponentiell zunimmt. Der Zusammenhang zwischen der logarithmischen Häufigkeit der Erdbeben und ihrer Magnitude ist demnach ein linearer. Der Anstieg der Geraden schwankt in den einzelnen Gebieten der Erde nur sehr wenig; das heißt mit anderen Worten, daß sich wohl die Anzahl der Beben einer Energieklasse ändert, nicht aber die Verteilungsfunktion der Erdbeben der einzelnen Energieklassen untereinander. Gibt es in einem Gebiet starke Erdbeben, so folgt daraus, daß es in diesem Gebiet auch wesentlich mehr schwache Beben gibt. Umgekehrt ist dieser Zusammenhang bedeutsamer: Aus der Existenz vieler schwacher Beben läßt sich das Vorkommen von starken Beben ableiten.

Da nur von sehr wenigen Beben des zu behandelnden Gebiets Magnituden und Energiewerte bekannt sind, kann eine Statistik nur nach der makroseismischen Maximalintensität I_0 durchgeführt werden. Für die Erdbeben am Alpenostrand von 1930—1965 ergab sich folgende Verteilung:

Maximalintensität I_0	4,0—4,9	5,0—5,9	6,0—6,9	7,0—
Anzahl n	63	17	4	1

Vorteilhafter ist die Darstellung der logarithmischen Häufigkeit. Für den Anstieg der Geraden ergibt sich hieraus:

$$\frac{d \log n}{d I_0} \doteq 0,6. \quad (2)$$

Die Verwendung der Maximalintensität anstelle der Magnitude oder der Energie eines Bebens ist dieser nicht gleichwertig, denn der Energieanteil eines Bebens, der an die Erdoberfläche gelangt, ist von der Herdtiefe stark abhängig. Trotzdem ist es bemerkenswert, daß die Verteilung der Beben nach ihrer Maximalintensität ebenfalls eine exponentielle ist, bzw. der Logarithmus einer Geraden folgt.

Es ist anzunehmen, daß im Krustenbereich und darunter Spannungen bestehen, welche sich durch allmähliche Vorgänge nicht mehr ausgleichen können und so zu tektonischen Beben

führen. Diese Spannungen werden sich wohl innerhalb geologischer Zeiten ändern, nicht bedeutend aber in dem vergleichsweise kurzen Zeitraum eines Menschenlebens. Diese Annahme, welche nach Möglichkeit bewiesen werden muß, legt es nahe, die Energie, welche in einem bestimmten Gebiet durch Erdbeben frei wird, als charakterisierende Größe zu wählen, welche in diesem Sinne als Seismizität bezeichnet wurde [26]. Nach M. Toperczer ergibt sich die Seismizität eines Untersuchungsgebiets der Fläche f aus der Summe der Oberflächenenergien e_i der Erdbeben im Zeitraum von p Jahren:

$$S = \frac{\sum e_i}{p \cdot f}. \quad (3)$$

Da es nur von ganz wenigen ostalpinen Beben der allerletzten Jahre Angaben über ihre Magnitude und damit über ihre Energie gibt, soll nur die „relative Seismizität“ aus der maximalen Bebenstärke I_0 und der Größe des Schüttergebiets F berechnet werden. Um die einzelnen Beben zu bewerten, werden diesen Gewichte zugeordnet, welche nach E. Trapp aus dem Produkt $I_0 \cdot \log F$ gebildet werden [30]:

$$S = \frac{\sum I_0 \cdot \log F}{p \cdot f}. \quad (4)$$

Abbildung 2 ist eine Darstellung der Seismizität für den Zeitraum von 34 Jahren (1930—1964). Die Summe der „Wirksamkeiten“ $I_0 \cdot \log F$ wurde jeweils für eine kreisförmige Fläche $f = 100 \text{ km}^2$ gebildet und die Linien gleicher Seismizität eingetragen. Hierbei wurde nur der Zentralteil der seismoaktiven Zone dargestellt. Auch schwächere Beben wurden berücksichtigt ($I_0 \geq 4$).

Bei der Bewertung der Erdbeben wurden in einem verhältnismäßig schmalen Streifen ganz besonders hohe Seismizitätswerte erreicht. Um die Karte übersichtlich zu gestalten, wurden die Linien gleicher Seismizität in exponentiellen Abständen eingezeichnet. Die Häufigkeit der bewerteten Epizentren wächst im Zentralbereich der seismoaktiven Zone exponentiell an. Bei der Untersuchung der Erdbeben von Österreich [7] soll unter anderem untersucht werden, wie weit diese exponentielle Verteilung auch im kleinen Bereich gegeben ist. Die Konstanz des Anstieges der logarithmischen Häufigkeit — also die weltweit gleichbleibende Form der Verteilungskurve — wird auch in unserem Gebiet bestätigt. Diese Verteilung der Erdbeben verschiedener Stärke zeigt, daß die einzelnen Bebenereignisse nicht voneinander unabhängig

sind, es sei denn daß die Erdbeben im betrachteten Gebiet nur ganz selten auftreten, dann sind diese voneinander unabhängig und erfahrungsgemäß im allgemeinen ungefährlich.

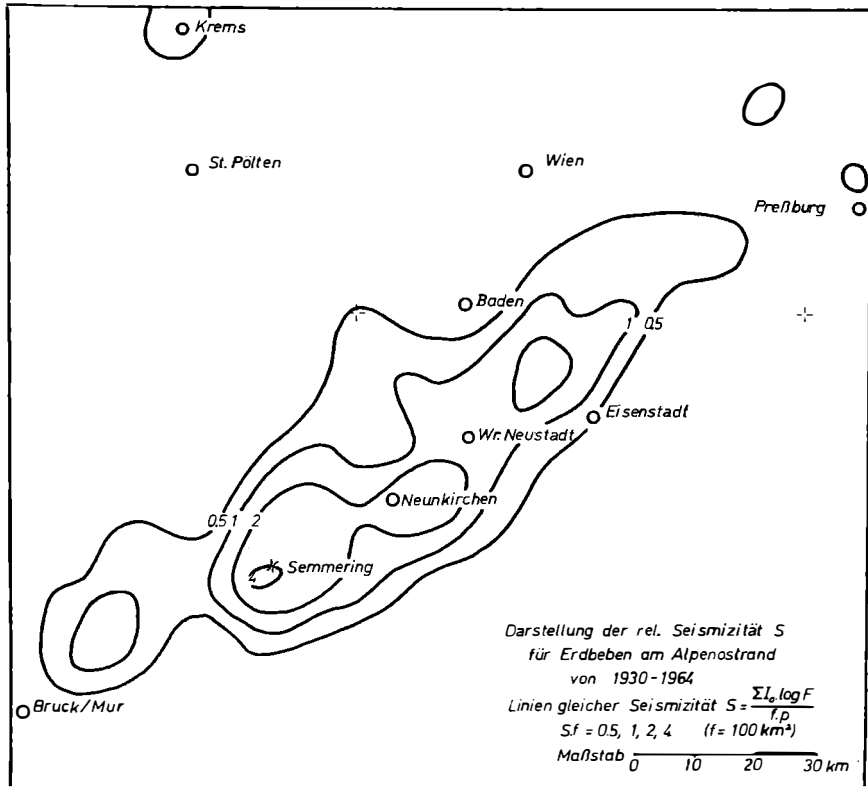


Abb. 2.

Die Ausbreitung der Erdbebenenergie eines einzelnen Bebens

Die makroseismischen Intensitätsgrade sollen die Stärke, mit welcher ein Beben verspürt wird, klassifizieren. Es werden den Bauschäden und Zerstörungen, bei schwächeren Beben auch dem Grad der Fühlbarkeit, Intensitätsgrade zugeordnet. Üblicherweise wird die Bebenskala von Mercalli-Sieberg verwendet. Es sei auch die neuere Skala von Medvedev-Sponheuer-

Karnik erwähnt [23]. Die Unterschiede sind zahlenmäßig nicht sehr groß.

Es wurde verschiedentlich versucht, den Intensitätswerten eine physikalische Bedeutung zu unterschieben. Am besten gelingt dies wohl, wenn man die Intensitätswerte mit der Beschleunigung vergleicht, die ein Bodenteilchen erfährt. Im allgemeinen wird dieser Zusammenhang in folgender Form geschrieben:

$$I = p \cdot \log b_m + q, \quad (4)$$

wobei p und q Konstante sind ($2 \leq p \leq 3$; $1,5 \leq q \leq 3,8$), b_m ist die maximale Beschleunigung, die ein Bodenteilchen durch die Erdbebenwellen erfährt.

Da die Maximalbeschleunigung für die bei Erschütterungen auftretenden Trägheitskräfte maßgeblich ist, wird die Bebenstärke als deren Funktion dargestellt.

Zur Betrachtung der Oberflächenenergien der Erdbebenwellen am Beobachtungsort sei der Bewegungsvorgang der Bodenteilchen näherungsweise als harmonische Schwingung aufgefaßt. Die Geschwindigkeit v und die Beschleunigung b , welche ein Bodenteilchen erfährt, erhält man durch Differenzieren der Verrückung X :

	Maximalwerte
$X = A \cdot \sin \omega t$	A
$v = A \omega \cdot \cos \omega t$	$A \omega = \frac{2\pi}{T} \cdot A$
$b = -A \omega^2 \cdot \sin \omega t$	$b_m = A \omega^2 = \frac{4\pi^2}{T^2} \cdot A$

A = Amplitude, T = Periode der Bodenbewegung.

Die kinetische Energiedichte der harmonischen Schwingung ist in einem Medium mit der Dichte ρ

$$e = \frac{\rho}{2} \cdot v^2. \quad (6)$$

Der Energiefluß Φ ist die Energie, welche pro Zeiteinheit durch eine zum Bebenstrahl normale Einheitsfläche strömt. Ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Energie u , so folgt:

$$\Phi = \rho u \cdot \frac{v^2}{2} = \rho u \cdot \pi^2 \cdot \frac{A^2}{T^2}. \quad (7)$$

In dieser Größe sind die Bodenbewegung und die Untergrundeigenschaften enthalten, letztere durch das Produkt ρu , welches man als

Schallhärte bezeichnet [28, S. 242]. Wenn wir als Gedankenexperiment annehmen, daß zwei Gesteinskörper unterschiedlicher Schallhärte unmittelbar aneinandergrenzen, so regt der Energiefluß Φ , welcher innerhalb dieser kleinen Gebiete konstant sein soll, die Bodenteilchen des schallharten und des benachbarten schallweichen Mediums zu unterschiedlichen Schwingungen an. Der Faktor der Bodenbewegung ist im ersten Medium kleiner als im zweiten. Demnach sind die Amplituden im schallharten Medium (z. B. in einem Tiefengestein) geringer und somit auch die Zerstörungen. Im lockeren Gestein (Sedimente) treten stärkere Zerstörungen auf.

Mächtige Sedimentzonen haben aber genau die entgegengesetzte Wirkung. Muß ein „Bebenstrahl“ eine solche Zone durchqueren, wird seine Energie merklich gedämpft. Die Porosität der Sedimentgesteine liefert einen maßgeblichen Anteil zu deren unvollkommenen elastischen Verhalten und bewirkt große Werte des Absorptionskoeffizienten.

Als Folge der Schichtung der Erdkruste, ist die Annahme, daß sich die Energie vom Herd aus

a) kugelförmig ausbreitet nicht ganz richtig.

Innerhalb einer Schicht kann die

b) flächenhafte Ausbreitung überwiegen.

Letzteres entsteht durch die „Kanalwirkung“ einzelner Schichten und unter Umständen durch das Vorhandensein „geführter Wellen“ [19, Kap. IV].

Die seismische Energie pro Flächeneinheit nimmt mit wachsendem Herdabstand ab [17]:

$$E = c \cdot r^{-n} \cdot e^{-\beta r}. \quad (8)$$

c = ist eine Konstante, welche durch die im Herd in Form elastischer Wellen freigewordene Energie bestimmt wird.

r = Entfernung des Beobachtungspunkts vom Herd.

$1 \leq n \leq 2 \dots$ Exponent der Energieabnahme,

$n = 2 \dots$ a) kugelförmige Ausbreitung,

$n = 1 \dots$ b) flächenhafte Ausbreitung,

β = Absorptionskoeffizient (8).

Ist die Erdkruste homogen und isotrop, so wird der Ausbreitungsvorgang der Energie nach der Formel (8) für $n = 2$ (kugelförmige Ausbreitung) und konstanten Absorptionskoeffizienten β beschrieben. Zur Illustration

Einige Isoseistenkarten von Erdbeben im Semmeringgebiet und im südlichen Wiener Becken

Sind die Beobachtungen des Bebenvorganges über das betroffene Gebiet gleichmäßig verteilt, kann man Linien gleicher

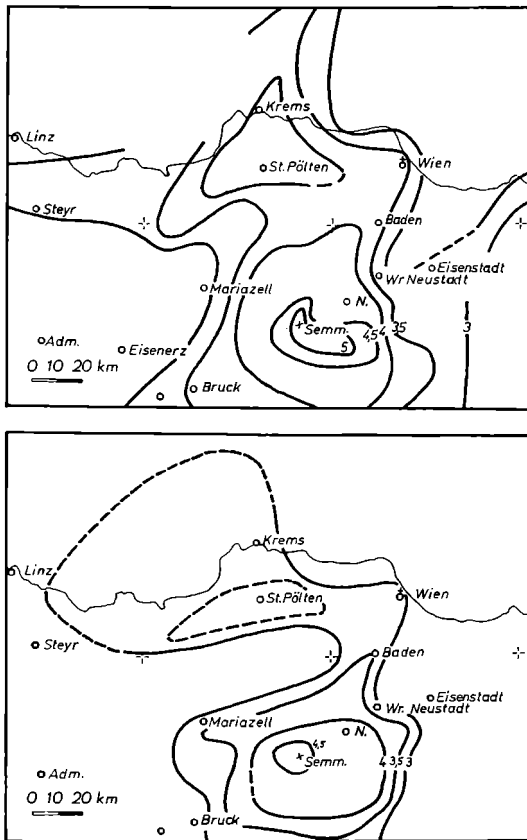


Abb. 3. Isoseistenkarte des Semmeringbebens vom 30. 6. 1964.

Abb. 4. Isoseistenkarte des Semmeringbebens vom 20. 12. 1964.

Bebenstärke — sogenannte Isoseisten — ermitteln und kartiermäßig darstellen. Der Herdvorgang, die Herdtiefe sowie die geologische Struktur des Untergrundes bestimmen die Form der

Isoseisten. Würden sich die Erschütterungswellen in einem homogen-isotropen Medium ausbreiten, wären die Isoseisten konzentrische Kreise um das Epizentrum. Mit zunehmender Entfernung nimmt die Bebenstärke ab.

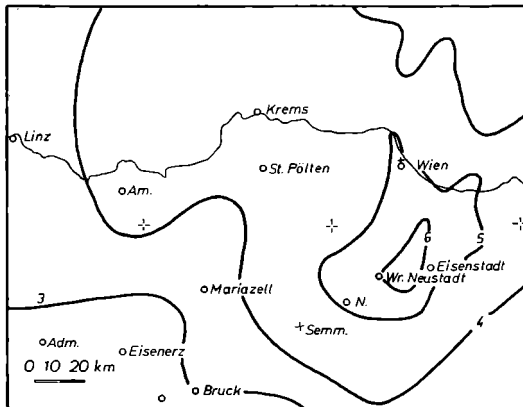
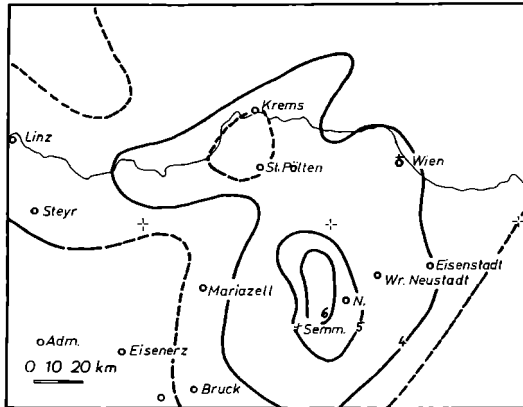


Abb. 5. Isoseistenkarte des Bebens von Sieding am 11. 5. 1910.

Abb. 6. Isoseistenkarte des Bebens von Ebenfurth-Hornstein am 2. 12. 1963.

In den Abbildungen 3, 4, 5, 6 sieht man den äußerst unregelmäßigen Verlauf der Isoseisten. Die ersten beiden Abbildungen sind Isoseistenkarten zweier Semmeringbeben im Jahre 1964; während die Epizentren der in Abb. 5 und 6 dargestellten Beben

weiter im Nordosten liegen. (Sieding — westlich von Neunkirchen sowie Ebenfurth-Hornstein — inmitten des südlichen Wiener Beckens.) Verständlicherweise werden die innern Isoseisten, welche dem Bebenherd am nächsten sind, weniger stark durch den geologischen Aufbau beeinflusst als in größerer Entfernung, wo dem

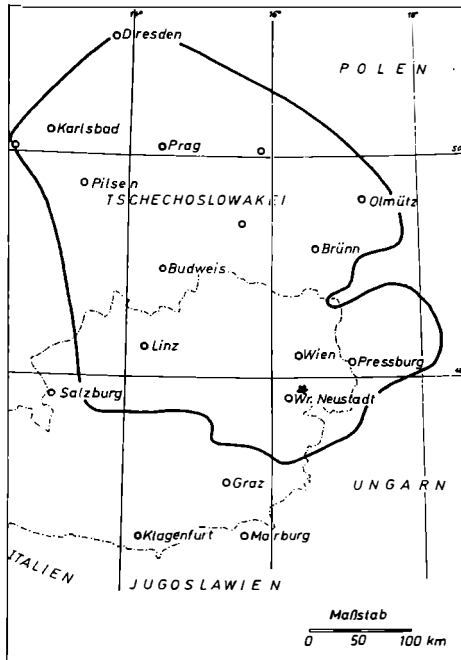


Abb. 7. Die Fühlbarkeitsgrenze des Bebens von Ebenfurth-Hornstein am 2. 12. 1963, entnommen aus [11/1963].

Herdvorgang keine so große Bedeutung zukommt. Die vier Abbildungen zeigen nur den Bereich des Schüttergebiets und reichen nicht bis zur Fühlbarkeitsgrenze des Bebens; diese ist die äußerste Isoseiste und entspricht dem Intensitätsgrad 2 bis 3. Bei fast allen kräftigeren ostalpinen Beben ist die starke Fühlbarkeit in Richtung NNW in ganz Böhmen besonders auffallend und schon lange bekannt. Abb. 7 zeigt die Fühlbarkeitsgrenze des Bebens von Ebenfurth-Hornstein im Jahre 1963 (entnommen aus den „makroseismischen Beobachtungen“ des Jahrbuchs 1963 [11]; vgl. Abb. 6).

Im folgenden wollen wir den Abweichungen der Isoseisten von der Kreisform besonderes Augenmerk schenken, denn daraus erkennen wir die verschiedenartige Ausbreitung der Erdbebenwellen. Versucht man die räumliche Ausbreitung der Energie von der Entstehungszone in der Tiefe des Herdes zum Ort der Beobachtungen zu betrachten sowie den geologischen Aufbau der Ostalpen in der Tiefe, wird man die Wirkung der einzelnen geologischen Komplexe auf die Erschütterungswellen abschätzen können.

Die Wirkung der Erdkruste auf den Ausbreitungsvorgang der Erdbebenwellen

Ein einfacher Vergleich der Gebiete starker Erschütterung mit der an der Erdoberfläche jeweils anstehenden geologischen Einheit ist ungenügend: Man muß das Absinken der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse unter die alpinen Decken bedenken sowie die verschiedene Mächtigkeit der tertiären Sedimente und die teilweise Überschiebung der Flyschzone und der nördlichen Kalkalpen über die Molasse. Zunächst kann eine Abschätzung der Auswirkungen des geologischen Aufbaus auf den Ausbreitungsvorgang der Erdbebenwellen versucht werden. Sodann erhebt sich die Frage, ob der Ausbreitungsvorgang auf diese Weise bereits befriedigend erklärt werden konnte oder Erschütterungswirkungen auf andere Ursachen hindeuten.

Anstelle der Beziehung, welche die Abnahme der Energie der Erschütterungswellen mit zunehmender Entfernung vom Bebenherd beschreibt (Formel 8), müßte man eigentlich ein Wegintegral schreiben, wobei aber sowohl n als auch β Funktionen des Weges sind, den der Bebenstrahl vom Herd bis zum Beobachtungspunkt zurücklegt. Zahlreiche Unterschiede der Gesteinseigenschaften kennen wir aus der Geologie im oberen Krustenbereich. Daher schwankt auch der Absorptionskoeffizient beträchtlich. Für verschiedene geologische Formationen gelten also nicht die gleichen β -Werte.

Betrachten wir ein Profil quer zum Streichen der Alpen, also von NNW gegen SSE, welches gerade durch das Semmeringgebiet geht, so beginnt dieses im Gebiet der Böhmisches Masse, welche dann allmählich unter die Sedimente untertaucht. Die Böhmisches Masse nähert sich in diesem Bereich am nächsten dem Alpenkörper. Zunächst wird sie vom Tertiär überdeckt, welches einen besonders hohen Absorptionskoeffizienten aufweist. Beim Durchgang wird die Energie der elastischen Wellen beachtlich gedämpft. Gegenüber den Sedimenten der Voralpen und der Molasse-

zone pflanzt sich die Energie im Kristallin der Böhmisches Masse wesentlich besser fort.

In den Isoseistenkarten der Abb. 3—6 fällt häufig eine Zone geringerer Bebenstärke auf, welche sich im Alpenvorland und Vor-alpengebiet befindet. In Abb. 8 wird der Versuch unternommen, das Vorhandensein einer „Schattenzone“ an Hand eines Modells zu erklären: Es handelt sich dabei um einen geneigten Zweischichtenfall. Die physikalischen Eigenschaften seien durch zwei

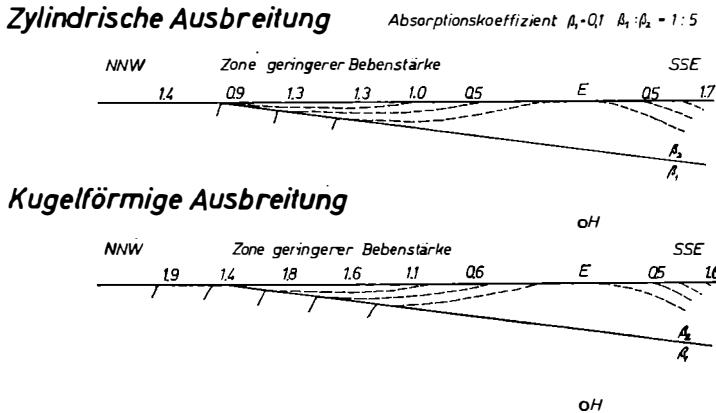


Abb. 8. Versuch der Erklärung des Vorhandenseins einer Schattenzone an Hand eines Modells: Geneigter Zweischichtenfall mit unterschiedlichen Absorptionskoeffizienten; Herd des Bebens H , die Linien gleicher Abschwächung sind strichliert.

unterschiedliche Absorptionskoeffizienten β_1 und β_2 gegeben, welche im Verhältnis 1 : 5 stehen. Die Energie pro Flächeneinheit der Erschütterungswellen wird im oberen Medium fünfmal so stark gedämpft wie im geneigten Untergrund. Die Quelle der seismischen Energie — der Herd des Bebens — wird dem Maßstab entsprechend 25 km tief angenommen. Links vom Herd H soll das Absinken der Böhmisches Masse unter den Alpenkörper darstellen. Wie weit sich diese tatsächlich nach Süden erstreckt, darüber kann noch keine Aussage gemacht werden. In den Aufschlußarbeiten der Österreichischen Mineralölverwaltung wurde die Böhmisches Masse in mehreren Bohrungen unter den alpinen Decken angetroffen: Die Kristallintiefe der südlichsten Bohrungen betrug:

Bohrung Kürnberg 1	2962 m
Bohrung Mauerbach 1	3445 m
Bohrung Urmannsau 1 (Ötschergebiet)	3015 m [16].

Die Böhmisches Masse kann demnach auch unter dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen angenommen werden. Der Absorptionskoeffizient wird mit $\beta_1 = 0,1$ für den Untergrund angenommen. Im ersten Fall sei ein Exponent mit $n = 1$, im zweiten mit $n = 2$ gegeben. Um Linien gleicher Abschwächung zeichnen zu können, wird die Gleichung (8) logarithmiert. Der Logarithmus der Energie pro Flächeneinheit wird als Konstante K dargestellt, vermindert um eine Abschwächungsgröße G . Die Konstante K beschreibt den Energieanteil elastischer Wellen im Herd, ist aber für unsere Überlegungen ohne Bedeutung, da wir keine Angaben über die Herdenergie des Bebens machen. Wir betrachten die Abnahme der Energie mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum. Die angegebenen Zahlen bedeuten die Differenzen der Abschwächungsgröße G am Beobachtungspunkt mit dem Wert am Epizentrum. Es wird zum leichteren Verständnis angenommen, daß sich die Energie geradlinig fortpflanzt und die Länge des Strahles sich aus den Anteilen r_1 und r_2 in den entsprechenden Medien zusammensetzt.

Aus (8) folgt demnach

$$\log E = K - G, \quad (9 \text{ a})$$

die Abschwächungsgröße G ergibt sich für $\beta_1 = 0,1$ und $\beta_2 = 0,5$,

$$G = n \cdot \log r + 0,4343 (0,1 r_1 + 0,5 r_2), \quad (9 \text{ b})$$

wobei $r = r_1 + r_2$ ist.

In Abb. 8 wurden für das beschriebene Modell Linien gleicher Abschwächung ($G = \text{const}$) gezeichnet. Die angegebenen Zahlen sind die Differenzen gegenüber dem Epizentrum (G_h):

$$\Delta G = G_r - G_h. \quad (9 \text{ c})$$

Wenn man vom Epizentrum E nach links (Richtung NNW) fortschreitet, erkennt man an Hand von Abb. 8, daß die Abschwächung der Energie der Erdbebenwellen zunächst zunimmt, dann aber wieder geringere Werte annimmt und schließlich wieder zunimmt. Der gegen Süden abfallende Untergrund verursacht nach einer Zone geringerer Bebenstärke („Schattenzone“) eine neuerliche Verstärkung. Auf diese Weise soll versucht werden die Verzerrung der Isoseisten, welche in diesem Bereich immer wieder auftritt, zu erklären.

In [13] findet sich als Ergebnis der Aufschlußarbeiten der Österreichischen Mineralölverwaltung eine Reliefkarte des Alpenvorlandes und des Wiener Beckens, in der die Tiefe der Tertiärbasis dargestellt wird. Der Verlauf des Untergrundes wurde vor allem

aus den Ergebnissen der Prospektionsseismik erstellt. In Abb. 9 sollen in erster Linie die Gebiete großer Tertiärmächtigkeit verdeutlicht werden. Eine dünne Überdeckung des Grundgebirges ist für die Absorption nicht von Bedeutung. Daher fallen nicht allein die geologischen Grenzen an der Oberfläche ins Gewicht; erst bei

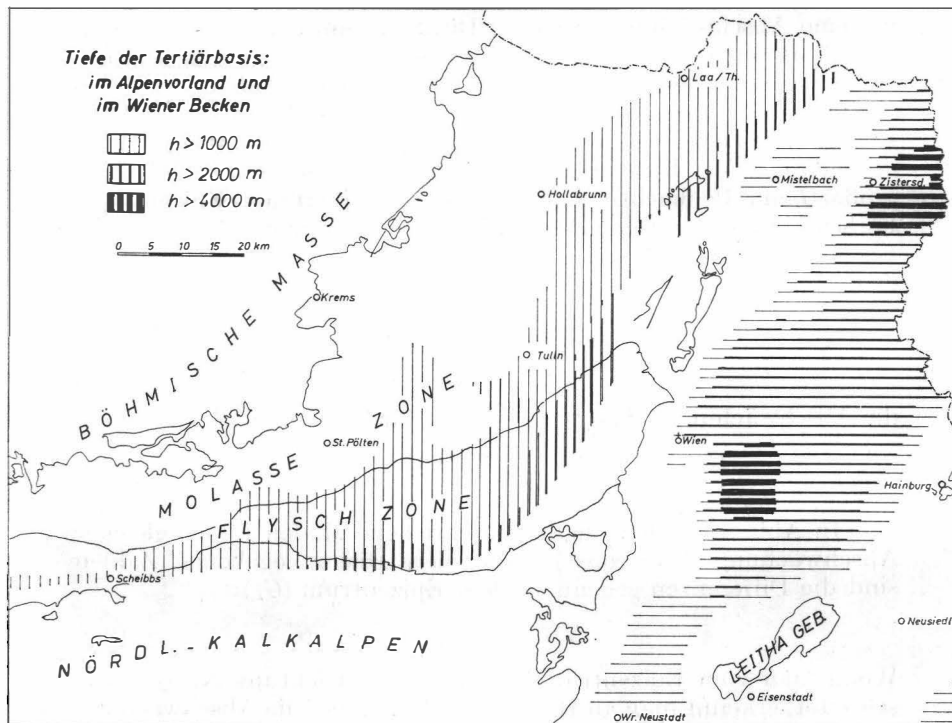


Abb. 9. Darstellung der Tiefe und Mächtigkeit tertiärer Sedimente nach [13].

der räumlichen Betrachtung der Ausbreitung der Bebenwellen kann man die Wirkung verschiedener geologischer Körper abschätzen.

Von großer Bedeutung ist die dämpfende Wirkung des Tertiärs im inneralpinen Wiener Becken. Die tiefsten Stellen in Niederösterreich liegen im Bereich Fischamend—Schwechat und Hohenau (in beiden Fällen über 5400 m, [13]). Dies erklärt die geringe Fühlbarkeit der Erdbeben im Bereich des Marchfeldes.

Der absinkende Untergrund im Südosten des Zentralalpinen Bereichs, des Leithagebirges und der Kleinen Karpaten (Donau-ebene) ist in Abb. 9 nur angedeutet.

Die tertiären Ablagerungen der Molassezone liegen auf der Böhmisches Masse auf und sinken unter die Decken der Alpen ab. Die Schraffen, welche in der Abbildung die Teufe der Tertiärbasis der Molassezone andeuten, brechen gegen Süden längs einer willkürlichen Linie ab. Wie schon erwähnt, ist eine genauere Kenntnis des Untergrunds unter dem Alpenkörper im einzelnen noch nicht sichergestellt, obwohl es wahrscheinlich ist, daß sich die Böhmisches

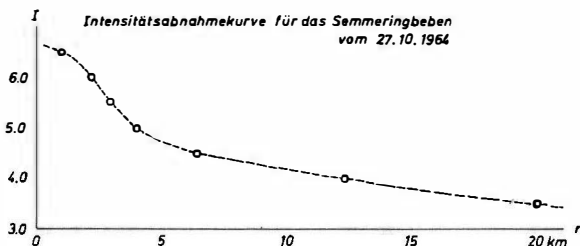


Abb. 10. Intensitätsabnahmekurve (linearer Maßstab).

Masse im Untergrund bis in den Bereich der Grauwackenzone fortsetzt (Querprofil durch die Ostalpen in [4]).

Abgesehen von der Absorptionswirkung muß die Abnahme der Energie der seismischen Wellen infolge ihrer räumlichen Ausbreitung berücksichtigt werden [Exponent der Energieausbreitung n in Formel (8)]. E. Peterschmitt beschreibt in [17] zwei Beben der Schwäbischen Alb am 2. und 28. 5. 1943. Dabei nimmt die Intensität im Nahbereich quadratisch ab, im Fernbereich aber nur linear; letzteres deutet auf eine flächenhafte Ausbreitung der Energie im Untergrund hin. Nach [22] liegt der Herd dieser beiden Beben etwas oberhalb der Conrad-Diskontinuität. Die Energie wird an der Schichtgrenze geführt und breitet sich demnach flächenhaft aus. L. Ahorner veröffentlichte die makroseismischen Intensitätsabnahmekurven der Euskirchner Erdbeben im Rheintal vom 8. 3. 1950 und 14. 3. 1951. Er deutet die anomale makroseismische Intensitätsabnahme als Folge einer seismischen Schattenzone über einer Krustenschicht mit verringerter Wellengeschwindigkeit [1]. Wie dem auch sei, sind dies doch Beispiele dafür, daß sich der Exponent n mit der Tiefe ändert: Im oberflächennahen Bereich überwiegt die quadratische Abnahme der Energie (siehe auch [15]).

Auch bei den ostalpinen Beben konnte an Hand der Intensitätsabnahmekurven immer wieder beobachtet werden, daß die Bebenstärke im Nahbereich um das Epizentrum im Vergleich zu den weiter entfernten Gebieten rasch abnimmt. Diese Wirkung scheint unabhängig von der absorbierenden Wirkung des Tertiärs zusätzlich vorhanden zu sein. Abbildung 10 sei als Beispiel hierfür gedacht.

Auf der Abnahme der Intensität mit der Entfernung beruhen die verschiedenen makroseismischen Methoden der Herdtiefenbestimmung [21]. Ist die Maximalintensität groß im Vergleich zur

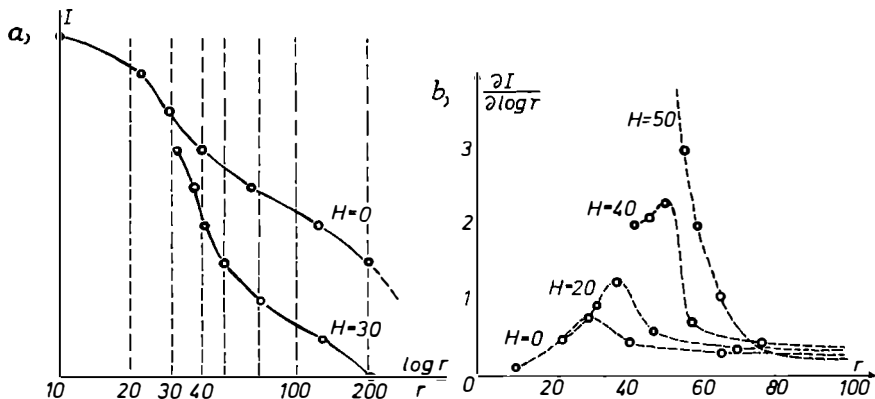


Abb. 11. Herdtiefenbestimmung nach E. Peterschmitt für das Semmeringbeben vom 27. 10. 1964: a) Γ_1 -Kurven für die angenommenen Herdtiefen $H = 0$ und $H = 30$ km; b) Γ_2 -Kurven für $H = 0, 20, 40, 50$ km.

Fläche des Schüttergebiets, so ist die Herdtiefe gering. Bei Beben mit großem Schüttergebiet liegen im allgemeinen große Herdtiefen vor. In [6, Kap. III] werden die einzelnen Methoden beschrieben und die Ergebnisse miteinander verglichen. Bei dem komplizierten geologischen Aufbau der Ostalpen sowie den Verformungen des Verlaufs der Isoseisten erscheinen die Voraussetzungen für die Anwendung makroseismischer Herdtiefenbestimmungen nicht gegeben zu sein: homogen-isotroper Untergrund und konstant bleibende Perioden der Wellen u. a. Die Verwendung des Verfahrens von E. Peterschmitt [17], welches den übrigen Verfahren zweifelsohne überlegen ist, ergibt bei den Γ_2 -Kurven keine Gerade, wie es für die richtige Herdtiefe gefordert wird. Das Verfahren wurde u. a. auch auf das Semmeringbeben vom 27. 10. 1964 angewandt, wie die Abb. 11 zeigt.

Zur praktischen Darstellung der Erdbebengefährdung eines Gebietes (Niederösterreich)

Bei jedem Beben wird die Erschütterungswirkung an einzelnen Orten unrichtig eingestuft. Dies ist auf die unterschiedlichen Meldungen durch verschiedene Beobachter oder überhaupt auf

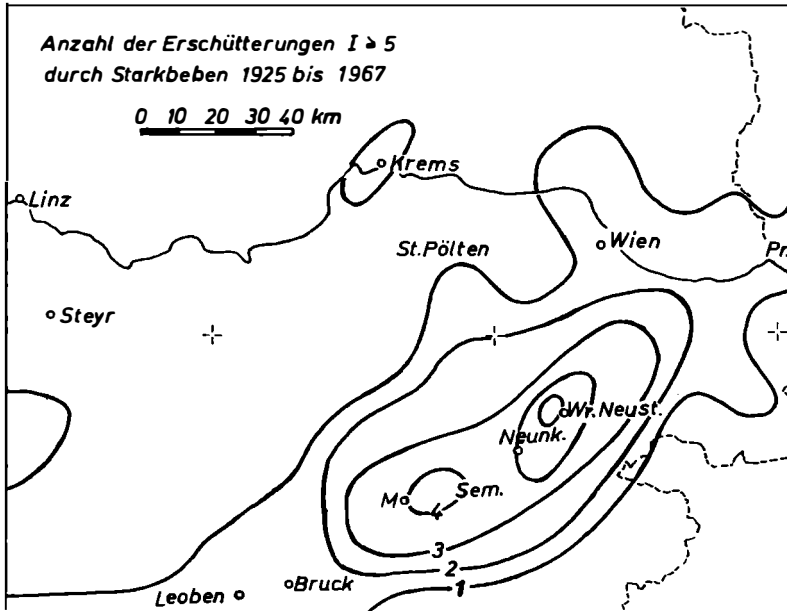


Abb. 12. Seismizitätskarte als Darstellung der Erschütterungshäufigkeit von Niederösterreich.

fehlende Angaben zurückzuführen. Dies sind zufällige Fehler, welche man als Störungen der Werte der „wahren Bebenerschütterung“ ansehen kann. Auch das Zeichnen von Isoseisten kann durch verschiedene Bearbeiter stellenweise unterschiedlich erfolgen; insbesondere dann, wenn die Abnahme der Energie vom Epizentrum nicht stetig erfolgt. Um weitere Unregelmäßigkeiten der wahren Erschütterungsstärke systematisch zu erfassen, können auch statistische Methoden herangezogen werden. Durch „Superponieren“ mehrerer Beben werden die zufälligen Fehler der Einstufung ausgeschaltet. Dabei muß man mit einem Raster arbeiten, den man über die Karte des zu bearbeitenden Gebiets legt. Für jedes

Beben wird jedem Gitterpunkt eine Intensität zugeordnet, die man aus Angaben über die Bebenstärke in der Umgebung des Gitterpunktes erhält. Durch Addition dieser Werte an einem bestimmten Punkt kann man z. B. das „Summengebirge der Erschütterungswirkungen“ als Darstellung der Seismizität [25] erhalten.

Bei den in Abb. 1 und 2 verwendeten Darstellungen der Seismizität wurde bei jedem Beben nur das jeweilige Epizentrum berücksichtigt. Für den Bauingenieur ist es vor allem interessant, wie oft und wie stark ein bestimmter Ort von Erdbeben erschüttert wird. Erschütterungen durch Erschütterungswellen geringer Stärke, wie sie zum Teil auch schon durch den modernen Verkehr entstehen können, sind hierfür ohne Bedeutung. Für die folgende Betrachtung der Erdbebengefährdung in Niederösterreich wurden daher nur Intensitäten $I \geq 5$ berücksichtigt. Für die Abschätzung der Gefährdung eines Ortes durch Erdbeben wird man zunächst die Anzahl und Stärke der Epizentren der Starkbeben in der Umgebung ermitteln oder eine Karte wie in Abb. 1 oder 2 zu Rate ziehen. Mit ein wenig Erfahrung über die Reichweite der Erschütterungswellen kann man dann die Erschütterungswirkung am entsprechenden Ort abschätzen. Eine Karte der Häufigkeit der Erdbebenerschütterungen soll diesen Abschätzvorgang ersparen. Abb. 12 zeigt die Anzahl der Erschütterungen $I \geq 5$ der Starkbeben von 1925—1967 in einer Karte von Niederösterreich.

An dieser Stelle sei in erster Linie meinem Lehrer Herrn Univ.-Prof. M. Toperczer für die Stellung des Themas und zahlreiche Anregungen gedankt sowie Herrn Dr. E. Trapp für die Überlassung des Materials und zahlreiche Auskünfte. Die Arbeit ist im wesentlichen ein Auszug aus meiner Dissertation [6], einige Veränderungen wurden gelegentlich eines Forschungsauftrags der Österreichischen Akademie der Wissenschaften zur Bearbeitung der Erdbeben von Österreich durchgeführt.

Zusammenfassung

Im Bereich des Alpenostrandes zeigt sich eine auffallende Häufung der Erdbebenherde in einer schmalen Zone, welche sich von den Kleinen Karpaten über das Wiener Becken und das Semmeringgebiet, längs des Mürz- und Murtales hinzieht. Es ist dies eine „seismoaktive Zone“ schwächerer Beben, welche parallel zum Alpenkörper streicht. Die Beben des Zentralbereiches dieser ostalpinen Bebenzone werden im Gebiet von Niederösterreich näher untersucht. Immer wieder zeigen sich Besonderheiten bei der Ausbreitung der Energie der Erdbebenwellen, welche man am besten an Hand von Isoseistenkarten erkennt:

Das Quellgebiet der seismischen Energie — die Zone der Erdbebenherde — liegt offensichtlich in einem Komplex, dem auch die Böhmisches Masse angehört, nicht aber der Bereich der alpinen Gebirgsbildung. Die

gute Ausbreitung der Erdbebenwellen quer durch Böhmen kann auch durch ein Ansteigen der Diskontinuitäten, durch das Vorhandensein geführter Wellen oder durch Kanalwirkung im tieferen Krustenbereich erklärt werden.

Verständlicher erscheint die Erfassung der dämpfenden Wirkung mächtiger Tertiärsedimente im Gebiet der Molassezone, im inneralpinen Wiener Becken und der Donauebene.

Aus den Angaben über die Erdbeben von 1901—1967 wurden Seismizitätskarten für das Gebiet von Niederösterreich gezeichnet: zunächst als einfache Darstellung der Häufigkeit der Epizentren sowie zur Abschätzung der Erdbebengefährdung als Darstellung der Häufigkeit der Erschütterungen $I \geq 5$.

Summary

The area at the end of the Eastern Alps shows a striking accumulation of earthquakes foci in a narrow zone extending from the Little Carpathians via the Vienna Basin, to the Semmering district along the valley of the Murz and the Mur. It is a „seismoactive zone“ of minor earthquakes striking parallel to the alpine range. A more detailed investigation has been carried out on the earthquakes of the central part of the Eastalpine-earthquake-zone in Lower Austria. Repeated peculiarities of the dissipating energy have occurred, which are best illustrated by the isoseismal maps. Obviously the seismic energy originates in the earthquake zone which is part of a complex containing the Bohemian Mass, but not to the alpine mountain formation. The dissipation of the earthquake waves across Bohemia may be explained by rising discontinuities in this direction, or by the presence of a wave guide which permits channelwaves in the deeper part of the crust.

Not so difficult to define is the effect of damping: Mainly thick tertiary sediments e.g. the Molasse Basin, the Vienna Basin, and the Danube low-plane.

From the information of the earthquakes in this century (1901—1967) seismicity charts were drawn of Lower Austria: to show both the accumulation of epicenters and the number of shakes $I \geq 5$ providing the basis for a statistical appraisal of seismic danger.

Literatur

- [1] Ahorner L.: *Einige Bemerkungen zum Aufbau der Erdkruste in Westdeutschland* . . . Z. f. Geoph. 33/3 (1967).
- [2] Babuška V., Ruprechtová L.: *Contribution to the Investigation of East-Alpine Earthquakes*. Geofys. sbornik No. 225, NCSAV. (Praha 1966).
- [3] Báth M.: *Earthquake Energy and Magnitude*. Physics and Chemistry of the Earth, vol 7 (1966).
- [4] Clar E.: *Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaus der Ostalpen*. Verh. Geol. B. A., Sonderheft G (Wien 1965).
- [5] Conrad V.: *Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927*. Gerlands Beitr. Geoph. 20 (Wien 1927).
- [6] Gangl G.: *Erdbeben am Alpenostrand aus diesem Jahrhundert*. Unveröffentlichte Dissertation an d. Universität Wien (1967).
- [7] Gangl G.: *Ein Beitrag zum Studium der Seismizität und Erdbebengefährdung in Österreich*. (In Vorbereitung.)
- [8] Gassmann F.: *Die makroseismischen Intensitäten der Schweizer Nahbeben in . . . Jahresber. d. Schweizer Erdbebendienstes* (Zürich 1925).

- [9] Gutenberg B., Richter C. F.: *Seismicity of the Earth*. New Jersey 1949.
- [10] Heritsch F.: *Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen*. Mitt. d. Erdb. Komm. N. F. 53 (Wien 1918).
- [11] Jahrbücher d. Zentralanstalt für Meteorologie Geodyn. 1961—1967, Makroseismische Beobachtungen. (Fortlaufende Publikation, Wien.)
- [12] Kowatsch A.: *Das Scheibbs'er Erdbeben vom 17. Juli 1876*. Mitt. d. Erdb. Komm., N. F. 40 (Wien 1911).
- [13] Kapouněk J., u. a.: *Die Verbreitung des Oligozäns, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich*. Erdöl-Erdgas Z. 81/4 (Wien 1965).
- [14] Kárník V.: *Die Seismizität der Kleinen Karpaten*. Geofys. sborník No. 109, NCSAV. (Praha 1959).
- [15] Kárník V.: *Intensity-Distance Relation for European Earthquakes and its Application*. Studia Geoph.-Geod., 9 (Praha 1965).
- [16] Kröll A., Wessely G.: *Neue Erkenntnisse über Flysch, Molasse und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I*. Erdöl-Erdgas Z. 83/10 (Wien 1967).
- [17] Peterschmitt E.: *Sur la variation de l'intensité macroseismique avec la distance epicentrale*. Publ. du BCIS, Tr. Sc., Série A, F 18 (Strasbourg 1952).
- [18] Riznichenko Yu. V.: *Problems of the detailed study of regional seismicity*. 14th General Assembly IUGG (Zürich 1967).
- [19] Sawarenski E. F., Kirnos D. P.: *Elemente der Seismologie und Seismometrie*. (Berlin 1960.)
- [20] Scheidegger A. E.: *The tectonic Stress in the Vicinity of the Alps*. Z. f. Geoph. 33/3 (1967).
- [21] Sponheuer W.: *Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik*. Freiburger Forschungshefte C 88 (Berlin 1960).
- [22] Sponheuer W.: *Untersuchungen zur Seismizität von Deutschland*. Wiechert Gedenkschrift (Berlin 1962).
- [23] Sponheuer W.: *Bericht über die Weiterentwicklung der seismischen Skala*. (Berlin 1965.)
- [24] Suess E.: *Die Erdbeben Niederösterreichs*. Denkschriften d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 33 (Wien 1873).
- [25] Toperczer M., Trapp E.: *Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs . . .* Mitt. d. Erdb. Komm., N. F. 65 (Wien 1950).
- [26] Toperczer M.: *Zur Definition der Seismizität*. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 5/4 (Wien 1953).
- [27] Toperczer M.: *Ein Beitrag zur Seismotektonik der Ostalpen*. Kober-Festschrift, Skizzen zum Antlitz der Erde, Universität Wien (1953).
- [28] Toperczer M.: *Lehrbuch der allgemeinen Geophysik*. (Wien 1960.)
- [29] Trapp E.: *Die Erdbeben Österreichs 1949—1960*. Mitt. d. Erdb. Komm., N. F. 67 (Wien 1961).
- [30] Trapp E.: *Zur praktischen Darstellung der Seismizität*. Gerl. Beitr. 64/2 (Leipzig 1954).