

## Einleitung

In der Nacht vom 1. auf den 2. Juni 1969 fanden zwei Erdbeben in der Nähe des Ortes Metnitz, im Nordosten Kärntens, statt. Die Herzzeit des ersten war  $23^{\text{h}}20^{\text{m}}30^{\text{s}}$  GMT. Die Lage des Epizentrums kann mit  $\varphi = 47,0^\circ$  und  $\lambda = 14,15^\circ$  in geographischen Koordinaten, die Maximalintensität mit  $I_0 = 6$  nach der 12teiligen Stärkeskala nach Mercalli-Sieberg angegeben werden. Das zweite Beben erfolgte um  $3^{\text{h}}58^{\text{m}}30^{\text{s}}$  GMT und war geringerer Stärke ( $I_0 = 5^\circ$  MS), das Epizentrum hatte etwa die gleiche Lage. Die später folgenden Nachbeben erreichten höchstens den Intensitätsgrad 4.

Im folgenden wurde nach einem Überblick über die makroseismischen Größen versucht, auf Grund der Registrierungen der seismischen Stationen im Nahbereich (bis zu einer Entfernung von etwa 600 km) das erste Beben näher zu untersuchen, mögliche Aussagen über den Aufbau der Erdkruste und Angaben über den Herdmechanismus zu gewinnen.

## Makroseismische Bearbeitung

Die eingelangten Meldungen über die verspürte Stärke des Bebens haben das Zeichnen einer Karte mit Linien gleicher Bebenstärke (Isoseisten) gestattet. Diese sind in Abbildung 1 wiedergegeben (Arbeitskarte der Geophysikalischen Abteilung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien). Das Diagramm stellt die Abnahme der Bebenintensität  $I$  mit der Entfernung für die vier Himmelsrichtungen dar. Die Abweichungen der Isoseisten von der Kreisform sind gering. Die Erdbebenwellen haben sich im Nordwesten am stärksten ausgebreitet. Die Intensität nimmt rasch mit zunehmender Entfernung ab. Bei der Klassifikation mußte selbstverständlich die nächtliche Stunde berücksichtigt werden: In der Nähe des Herdes wurden zahlreiche Personen aus dem Schlaf geschreckt (innerhalb des etwa  $1600 \text{ km}^2$  umfassenden Gebiets der  $5^\circ$ -Isoseiste), während in größerer Entfernung nur vereinzelte Personen, welche zu dieser späten Stunde noch wach waren, das Erdbeben verspürten. Aus dem Verhältnis der Maximal-

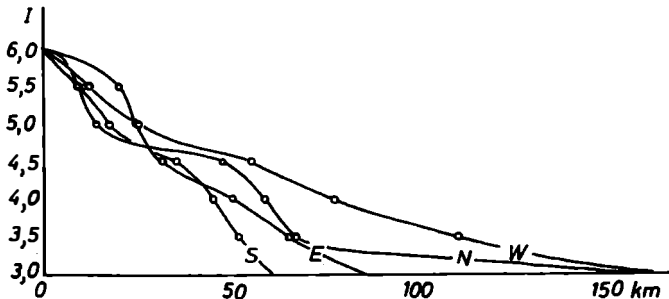
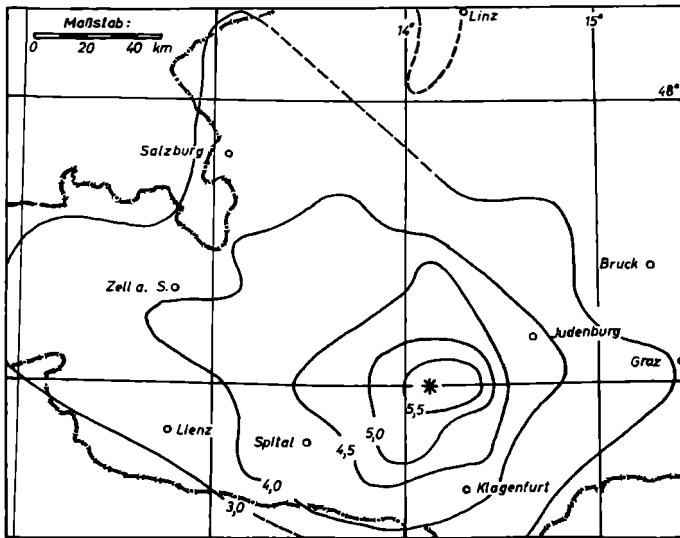


Abb. 1.

intensität ( $I_0$ ) zur Fläche des erschütterten Gebietes ( $F = 36\,000\text{ km}^2$ ) kann man auf Grund makroseismischer Größen auf die Tiefe des Bebenherdes schließen. Je kleiner dieses Verhältnis ist, desto tiefer liegt der Herd des Bebens. Die verschiedenen makroseismischen Methoden liefern für das erste Beben Herdtiefen zwischen 11 und 23 km. Das folgende Nachbeben hatte nach dieser Methode sogar eine größere Herdtiefe. Eine genaue Berechnung ist aber nur auf Grund der Registrierungen seismischer Stationen in

der unmittelbaren Umgebung des Bebenherdes möglich. Detaillierte Angaben über makroseismische Größen sowie die folgende Nachbebenetätigkeit wurden von E. Trapp [22] zusammengestellt.

### Die bisherige Erdbebenetätigkeit in der Umgebung des Epizentrums

Wie man an der Zahl der Epizentren innerhalb dieses Jahrhunderts ersieht [7], liegt Metnitz am Ende der seismoaktiven Zone, welche vom Wiener Becken, über den Semmeringpaß, längs des Mürztales, bis in das Gebiet des oberen Murtales reicht. Möglicherweise findet diese Zone in Norditalien ihre Fortsetzung. An Starkbeben sind im Umkreis von 50 km mehrere bekannt geworden, welche in der folgenden Tabelle 1 zusammengefaßt sind [19]:

Tabelle 1

Datum	Herdgebiet	Maximalintensität	Magnitude nach [8]	Fläche des Fühlbarkeitsgebietes [20]
4. 5. 1201	St <sup>1</sup> Murau	9		
25. 1. 1348	K Villach	10		
4. 12. 1690	K Villach	9		
12. 1691	S Mauterndorf	6,5		
21. 11. 1767	K Straßburg	7		
18. 3. 1855	K Villach	6		
25. 12. 1857	K Rosegg	7		
5. 11. 1881	K Gmünd	6		
5. 8. 1899	K Eberndorf/Jauntal	6,5		13 500 km <sup>2</sup>
2. 2. 1905	St Scheifling	6	(4,2)	2 500 km <sup>2</sup>
24. 3. 1910	St Oberwölz	6,5	4,6	9 000 km <sup>2</sup>
1. 5. 1916	St Judenburg	7	4,6	30 000 km <sup>2</sup>
28. 11. 1923	S Tamsweg	6	4,6	54 000 km <sup>2</sup>
3. 10. 1936	St Obdach	7,5	5,1	70 000 km <sup>2</sup>
24. 10. 1950	St Obdacher Sattel	6	4,3	11 500 km <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Abkürzungen der Bundesländer: Steiermark (St), Kärnten (K), Salzburg (S).

Aus den historischen Berichten ersieht man, daß sich die stärksten Erdbeben Österreichs in Kärnten ereignet haben, und zwar in der Umgebung von Villach und Murau. In diesem Jahrhundert gab es, abgesehen von dem Erdbeben von Obdach, nahe der Kärntner Landesgrenze, keine Zerstörungsbeben in dem betrachteten Gebiet.

Vergleicht man die Abnahme der Bebenintensität bei dem Erdbeben von Metnitz mit der Intensitätsabnahme des Bebens von Judenburg (1916) und von Obdach (1936), so stimmt diese weitgehend überein, ohne die unterschiedlichen Maximalintensitäten zu berücksichtigen. Eine anomale Energieausbreitung, wie sie bei Erdbeben weiter östlich beobachtet wird, tritt bei diesem Beben nicht auf (vgl. Epizentren im Wiener Becken und im Semmeringgebiet). Die Energie der Bebenwellen nimmt mit zunehmender Entfernung, unabhängig von der Richtung, gleichartig ab.

### Die Auswertung der Seismogramme

Für die mikroseismische Bearbeitung bestanden folgende Einschränkungen, nämlich daß sich innerhalb eines Umkreises von über hundert Kilometern Herdentfernung keine seismische Station befand und die Energie des Bebens relativ gering war. Es konnten nur die Laufzeiten der Erdbebenwellen im Nahbereich bearbeitet werden. Die Berücksichtigung der Erdkrümmung war innerhalb dieses Bereiches nicht notwendig. Nur empfindliche Stationen lieferten in größerer Entfernung markante Ersteinsätze.

Die Magnitude des Bebens betrug etwa 4,5. Dieser Wert wurde nach einer empirischen Formel abgeschätzt, welche sich (nach [7], Tabelle 1) aus der Maximalintensität  $I_0$  und der Fläche des Schüttergebietes  $F$  für die Erdbeben in Österreich ergibt:

$$M = 0,32 I_0 + 0,53 \log F + 0,2. \quad (1)$$

Von der Station Bensberg (bei Köln) wurde  $M = 4,5$  angegeben, welche mit dem empirisch ermittelten Wert gut übereinstimmt. Průhonice (bei Prag) meldete nur  $M_{LH} = 3,5$  [5]. Für die Berechnung der Laufzeiten wurden die in der Einleitung erwähnten Werte für die Herzzeit ( $23^h20^m30^s$  GMT) und die Lage des Epizentrums ( $47,0^\circ$ ;  $14,15^\circ$ ) verwendet. Diese stimmen gut mit [5] überein. Die Epizentraldistanzen  $\Delta$  (in km) und das Azimut  $\alpha$  (der Winkel zwischen der Nordrichtung und der Verbindungslinie Epizentrum—Bebenwarte) sind neben den Laufzeiten in Tabelle 2 auf nebenstehender Seite zusammengefaßt.

Trägt man die Laufzeiten  $T$  als Funktion der Epizentraldistanz  $\Delta$  in einem Diagramm auf, so erhält man die Laufzeitkurven des Bebens (Abb. 2). Für den Nahbereich konnte mit Hilfe linearer Ausgleichsrechnung die Abhängigkeit der Laufzeit von der Epizentralentfernung errechnet werden. Für die Longitudinalwellen ( $P$ )

Tabelle 2

Stationsname	$\Delta$	$\alpha$	$T(P_n)$	$T(P_g)$	$T(S_n)$	$T(S_g)$
Ljubljana	110,4	164,5	17,6	(19,6)		31,5
La Maina	124,2	240,9	21,6			37,5
Trieste	146,6	191,8	22,0	24,9		41,7
Pieve d. C.	149,1	245,1	25,6	26,5		44,0
Vajont	161,2	240,3	26,2	27,2		49,0
Zagreb	192,5	132,4				55,0
Sopron	196,7	66,4	27,0	32,6	50,2	58,4
Wien	214,9	48,3	32,0	37,4	54,2	63,0
Kašperské Hory	240,7	350,1	34,6			
Bratislava	256,9	58,5	34,5			
Prühonice	333,5	4,8	45,0	53,0		91,0
Praha	342,0	3,3	49,0	55,0		94,0
Ravensburg	352,3	286,0	51,6	59,5	87,6	99,6
Budapest	371,8	79,9	50,2	58,2	90,0	
Gräfenberg	369,6	325,2	51,2			
Meißen	410,2	290,5	57,8	69,5		116,9
Stuttgart	418,7	299,9	58,1	72,6		119,0
Moxa	445,8	336,4	60,7			
Feldberg	471,2	284,1	65,4	79,1		133,5
Karlsruhe	481,7	299,8	65,8			137,8
Heidelberg	482,2	305,6	65,9	80,8		
Collmburg	486,4	350,6	64,4	80,8		137,8
Basel	489,9	279,3	67,0	82,0	121,0	143,0
Strasbourg	508,2	292,6		87,0		143,5
Halle a. S.	525,2	343,1		88,0		
Champ. d. F.	537,4	289,3	72,9			
Ballon d. S.	561,0	282,2	75,4			
Haudrompré	596,2	283,7	80,2			
Bensberg	672,8	313,5	90,5		154,5	

und Transversalwellen ( $S$ ) konnte in üblicher Weise zwischen der direkten  $P_g$  bzw.  $S_g$  und der an der Manteloberkante gelaufenen  $P_n$ - bzw.  $S_n$ -Welle unterschieden werden.

Die direkte Welle hatte die Laufzeit:

$$T(P_g) = 23^{\text{h}}20^{\text{m}}30^{\text{s}}0 + \Delta/5,97, \quad (2a)$$

wobei die Ausbreitungsgeschwindigkeit in km/s im Nenner des rechts stehenden Summanden aufscheint. Als Herdzeit wurde der Ordinatenabschnitt der  $P_g$ -Laufzeitgeraden gewählt (in Tabelle 2 und Abbildung 2 wurden die Laufzeiten von diesem Zeitpunkt an gezählt). Der Wert der Herdzeit kann nur auf zwei Sekunden genau angegeben werden.

Die Laufzeit der entsprechenden Transversalwelle war:

$$T(S_g) = 23^{\text{h}}20^{\text{m}}31^{\text{s}}6 + \Delta/3,58. \quad (2b)$$

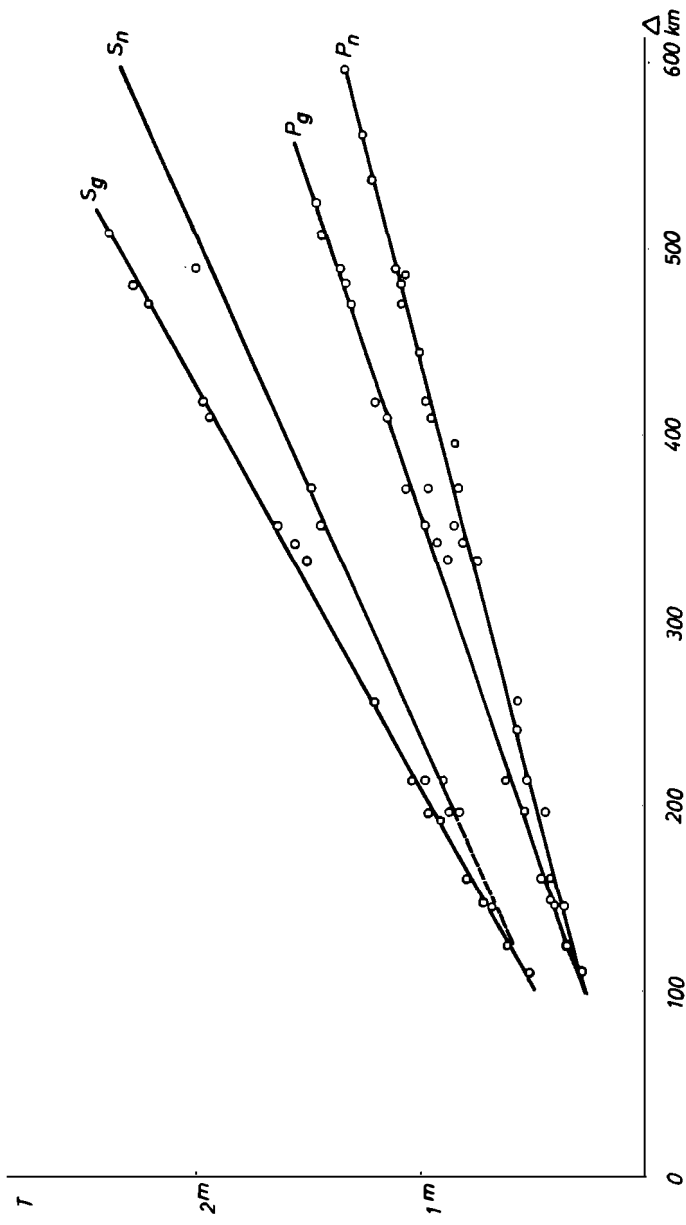


Abb. 2.

Die direkte Welle  $P_g$  bzw.  $S_g$  war bis in eine Entfernung von etwa zwei Grad gut zu verfolgen. Die Einsätze in größerer Entfernung ( $\Delta \geq 3^\circ$ ) waren oft um vier Sekunden zu früh, so daß es nahe lag, die beiden Gruppen getrennt zusammenzufassen. Es ergaben sich daher je zwei Laufzeitäste der  $P_g$ - bzw.  $S_g$ -Welle mit einer Geschwindigkeit von 5,61 bzw. 3,39 km/s. Aber auch die übliche Interpretation, bei welcher die Einsätze der direkten Welle gemeinsam zusammengefaßt wurden, erscheint statthaft und ergibt die weiter oben erwähnten höheren Geschwindigkeitswerte, welche im folgenden zur Berechnung der Herdtiefe herangezogen werden.

Die Ersteinsätze bildete die  $P_n$ -Welle, wahrscheinlich auch für die herdnächsten Stationen. Die Laufzeiten zeigen regionale Schwankungen: So sind z. B. die Einsätze der Süddeutschen Stationen durchwegs verspätet. Dies ist durch die große Krustendicke im Bereich der Alpen erklärbar (vgl. hierzu die Ergebnisse der Schweremessungen: Bouguer-Anomalien [4]). Die Geschwindigkeit der  $P_n$ -Welle innerhalb dieser Stationsgruppe beträgt  $v_1 = 7,98$  km/s; für die übrigen außeralpinen Stationen (im nördlichen Sektor des Epizentrums)  $v_2 = 8,06$  km/s; die Stationen im Nordosten und Süden (im Bereich der alpinen Gebirgsbildung) ergaben  $v_3 = 8,02$  km/s. Faßt man alle Stationen zusammen, erhält man durch den eben beschriebenen Effekt der Alpenwurzel einen relativ geringen Wert für die Ausbreitungsgeschwindigkeit der  $P_n$ -Welle:

$$T(P_n) = 23^{\text{h}}20^{\text{m}}34^{\text{s}}0 + \Delta/7,82. \quad (2c)$$

Die entsprechende  $S_n$ -Welle konnte nur aus sechs Einsätzen ermittelt werden.

$$T(S_n) = 23^{\text{h}}20^{\text{m}}37^{\text{s}}9 + \Delta/4,51. \quad (2d)$$

Von der Berechnung der Laufzeitgerade der an der Zwischenschicht geführten Welle ( $P_b$  bzw.  $S_b$ ) wurde abgesehen.

Ist die Dicke der Erdkruste aus anderen Angaben bekannt, etwa auf Grund von sprengseismischen Messungen [9, 3], so kann man die Herdtiefe aus der Überholentfernung  $\Delta^*$  der Untergrundwelle gegenüber der „direkten Welle“ ermitteln. Es gilt

$$T_1 = T_2, \text{ wobei } T_1 = \frac{\sqrt{\Delta^{*2} + h^2}}{v_1}, \quad (3a)$$

$$T_2 = \frac{\Delta^*}{v_2} + T_0. \quad (3b)$$

Oder die Berechnung erfolgt aus dem Ordinatenabschnitt der Untergrundwelle (Intercept time):

$$T_0 = (2D - h) \cos i/v_1. \quad (3c)$$

Dieser Berechnung liegt die Vorstellung einer einheitlichen Kruste zugrunde, in welcher sich die Erdbebenwellen mit der Geschwindigkeit  $v_1$  ausbreiten; im Erdmantel erfolgt die Ausbreitung schneller (Geschwindigkeit  $v_2$ ), wobei sich der Sinus des Abstrahlwinkels  $i$  als das Verhältnis der beiden Geschwindigkeiten  $v_1 : v_2$  ergibt. Die Grenzfläche ist für die angeführten Beziehungen als eben angenommen worden. Die Überholentfernung  $\Delta^*$  ergibt sich für die  $P$ - bzw.  $S$ -Wellen mit 90 bzw. 110 km. Als Krustendicke  $D$  muß aber ein Mittelwert von der Tiefe unter dem Epizentrum und unter den registrierenden seismischen Stationen eingesetzt werden. Für eine mittlere Dicke von  $D = 30$  km beträgt die Herdtiefe 23—26 km. Je größer die Dicke der Kruste angenommen wird, desto tiefer liegt bei gleicher Überholentfernung der Herd des Bebens.

### Das Studium von Erdbebenherdmechanismen

Trägt man die Anfangsbewegungsrichtung der Bewegung der Longitudinal-, Transversal- und Oberflächenwellen in einer Karte lagerichtig ein, ergeben sich systematische Muster. Entsprechend der Wellennatur der Longitudinalwellen ist die erste Bewegung entweder vom Herd weg oder zum Herd hin gerichtet. Man spricht dann entweder von einem Kompressionseinsatz, weil die Bebenwelle zunächst als Stoßwelle bei der Erdbebenstation ankommt, oder im anderen Fall von einem Dilatationseinsatz. Im allgemeinen kann man auf der Karte je zwei gegenüberliegende Quadranten erkennen, welche Kompressionseinsätze aufweisen, und je zwei Quadranten mit Dilatationseinsätzen; diese werden durch die beiden Knotenlinien voneinander getrennt.

Die vierblättrige Abstrahlcharakteristik der Longitudinalwellen kann man sich als durch eine Störung entstanden denken, längs welcher die beiden Seiten horizontal gegeneinander bewegt wurden (Typ I, „Single Couple“). Die Schnittlinie der Störungsfläche mit der Erdoberfläche bildet die eine Knotenlinie, während die zweite — nur von einer darauf normal stehenden Hilfsebene herrührt (Abbildung 3a).

Die gleiche Verteilung würde aber auch durch zwei Kräftepaare entstehen, welche die Bisektoren der Kompressions- und Dilatationsquadranten darstellen (Typ II, „Double Couple“).



Unter dieser Kraftwirkung würde eine gedachte Kugel um den Bebenherd in ein Deformationsellipsoid umgewandelt werden (Abbildung 3b).

Die Verteilung der Anfangsbewegungsrichtung der Transversalwellen erlaubt es festzustellen, welches der beiden Modelle anwendbar ist. Ihre Bewegung ist tangential in bezug auf den Herd. Im ersten Fall ergeben sich beiderseits der Störfläche entgegengerichtete Anfangsbewegungen der Transversalwellen, während beim zweiten Typ eine vierblättrige Abstrahlcharakteristik vor-

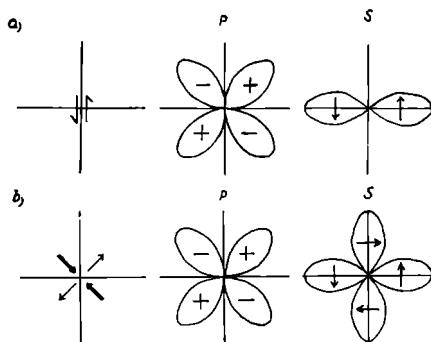


Abb. 3.

liegt, die zu jener der Longitudinalwellen um  $45^\circ$  gedreht ist. Die Bewegung ist, wie man sich durch die Entstehung des Deformationsellipsoids veranschaulichen kann, jeweils von der Richtung der maximalen Druckspannung weg gerichtet.

Die durch den Herd gehenden Knotenlinien (*A*- bzw. *C*-Achse) und die Schnittlinie der beiden Knotenebenen (*B*-Achse) sind zueinander orthogonal. Ebenso sind die Richtung der maximalen Druckspannung (*P*-Achse<sup>1</sup>), der maximalen Zugspannung (*T*-Achse<sup>1</sup>), sowie die schon erwähnte *B*-Achse orthogonal gegenüber dem ersten System aber um  $45^\circ$  gedreht.

Für die Registrierungen in größerer Entfernung vom Herd muß die räumliche Ausbreitung der Erdbebenwellen berücksichtigt werden. Das Prinzip der Erhaltung des Richtungssinns der Phasen auf dem Weg vom Herd bis zur registrierenden seismischen Station [12] gestattet die Versetzung an der Oberfläche der den Herd umgebenden Kugel („Focal Sphere“) unter Berücksichtigung der Strahlen-

<sup>1</sup> Pressure und Tension.

bahn im Erdinnern aus der Anfangsbewegungsrichtung zu bestimmen. Daraus ergibt sich sodann die Lage der Knotenebenen auf der Herdkugel.

### Lösung des Herdmechanismus für das Erdbeben von Metnitz

Zunächst wurde versucht aus den Ersteinsätzen die Lage der Knotenlinien zu bestimmen, welche die Stationen mit Kompressions- und Dilatationseinsätzen voneinander trennen. Neben den zahlreichen Dilatationseinsätzen zeigten die Stationen La Maina (Norditalien) und Sopron (Ödenburg) eindeutig Kompressionscharakter, während die herdnächste Station Ljubljana (Laibach) sowie Triest im Süden des Herdes sowie die Stationen im Nordosten Dilatationscharakter aufwiesen. Allein durch diese Seismogramme, aus welchen die Bewegungsrichtung der Ersteinsätze klar erkennbar war, konnte man die Lage der Knotenlinien ungefähr angeben. Dazu kommen noch eine Reihe weiterer Stationen, welche allesamt in der Tabelle 3 zusammengefaßt sind (*C* bedeutet Kompressionseinsatz, *D* Dilatationseinsatz der  $P_n$ -Welle).

Tabelle 3. Anfangsbewegungsrichtung der Longitudinalwellen

Ljubljana	<i>D</i>	Vajont	( <i>C</i> )	Gräfenberg	( <i>D</i> )
La Maina	<i>C</i>	Sopron	<i>C</i>	Feldberg	<i>D</i>
Trieste	<i>D</i>	Wien-Kobenzl	<i>C</i>	Moxa	<i>D</i>
Pieve di Cadore	( <i>C</i> )	Prühonice	( <i>D</i> )	Heidelberg	( <i>D</i> )
		Budapest	( <i>D</i> )		

Interessant ist die Richtung des Zweiteinsatzes der Station La Maina, welcher die entgegengesetzte Richtung wie der Ersteinsatz zu haben scheint: Bei diesem markanten Impuls 1,1 Sekunden nach dem Ersteinsatz könnte es sich um eine Reflexion an der Mohorovičić-Diskontinuität handeln. Eine Lösung, wie sie W. Hiller für ein Schwarzwaldbeben fand, wo bei ein und derselben Station die Richtung der  $P_n$ -Anfangsbewegung und der  $P_g$ -Bewegung nicht übereinstimmt, so daß demnach eine der orthogonalen Ebenen (Verschiebungs- oder Hilfsebene) die vom Herd ausgehenden Strahlen der beiden Phasen trennt, möchte ich auf Grund der Gesamtverteilung nicht annehmen. Ist die *B*-Achse aber in Richtung der Kompressionsbisektoren (*T*-Achse) geneigt, so würde dies bewirken, daß die Knotenebenen an der Erdoberfläche in den Kompressionsquadranten einen spitzen Winkel miteinander einschließen.

Welcher der beiden Herdmechanismen (Typ I oder II) zutrifft, kann — wie bereits ausgeführt — nur mit Hilfe der Anfangsbewegungsrichtung der *S*-Wellen entschieden werden. Zunächst ist bei Typ I zu untersuchen, welche der beiden orthogonalen Ebenen die Verschiebungs- und die Hilfsebene darstellt: Die erste Möglichkeit ist, daß die Störungsfläche die NNE—SSW verlaufende Knotenlinie verursacht. Beim Vergleichen mit den geologischen

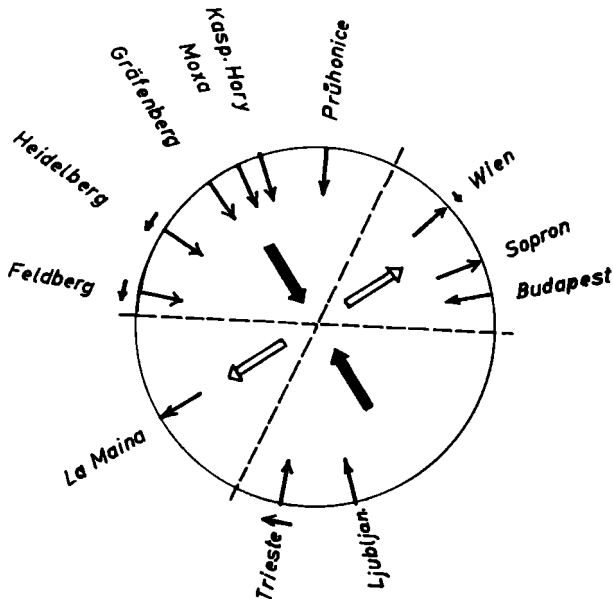


Abb. 4.

Gegebenheiten wäre dies durchaus möglich, gibt es doch Transversalstörungen quer zum Streichen der Alpen, wie z. B. die Lavanttal- oder die Görtschitztalstörung [18]. Betrachten wir die langperiodische Registrierung der Station Triest, so sieht man aus der deutlichen Westbewegung des *S*-Einsatzes, daß diese Möglichkeit mit der Quadrantenverteilung der *P*-Welleneinsätze nicht vereinbar ist und daher ausscheidet.

Für eine Lösung nach dem Typ I bliebe nur mehr die WNW—ESE verlaufende Knotenlinie als mögliche Störung. Auch diese Richtung ist auf Grund der Geologie nicht abzulehnen: Streicht doch das Peradriatische Lineament (die Pustertal—Gailtal-Linie

und deren Fortsetzung nach Osten) etwa 50 km südlich vom Bebenherd in dieser Richtung. Die Störung würde demnach ebenfalls einer Rechtsverschiebung [21] entsprechen, d. h. daß der nördliche Block bei diesem Beben gegen Osten, der südliche gegen Westen relativ zueinander verschoben wurde.

Wahrscheinlicher erscheint die Interpretation des Herdmechanismus nach dem II. Typ. Die Verteilung der Richtung der Ersteinsätze würde hierbei durch eine zusammendrückende Kraft normal zur seismoaktiven Zone der Ostalpen [20, 7] und auch etwa normal zum Streichen der Alpen hervorgerufen. Die Entscheidung, ob dieses Modell anwendbar ist, kann nur auf Grund der *S*-Einsätze erfolgen: Ist bei den Transversalwellen auch ein vierblättriges Muster der Anfangsbewegung gegeben, so ist dieser Typ II zutreffend. Die nach Süden gerichtete Anfangsbewegungsrichtung der Stationen Feldberg und Heidelberg deuten darauf hin (Abbildung 4).

Die Fragestellung, welche Spannungen im Erdinnern zu dem besprochenen Beben geführt haben, kann daher auf Grund des Herdmechanismus beantwortet werden. Weitere Analysen der Herdvorgänge werden zeigen, ob die einengende Bewegung — so wie bei diesem Beben — in diesem Bereich der Ostalpen überwiegt.

### Danksagungen

Mein besonderer Dank gilt den Leitern der Erdbebenstationen Basel, Bensberg, Budapest, Collmberg, Firenze, Fürstenfeldbruck, Jena, Karlsruhe, Ljubljana, Neuenburg, Prùhonice, Roma, Sarajevo, Strasbourg, Stuttgart, Wien, Zagreb und Zürich für die Überlassung von Seismogrammen dieses Bebens und diesbezüglichen Auskünften. Für zahlreiche Ratschläge danke ich Herrn Prof. Dr. M. Toperczer, Dr. E. Trapp, Dr. J. Drimmel und Doz. Dr. K. Cehak. Die Herdentfernungen und die Ausgleichsrechnung wurden auf der IBM 1620 der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, durchgeführt. Die Untersuchung entstand im Rahmen eines Forschungsauftrages der Österr. Akademie der Wissenschaften.

### Literatur

- [1] Ahorner L.: *Einige Bemerkungen zum Aufbau der Erdkruste in Westdeutschland auf Grund von Nahbebenuntersuchungen*. Z. f. Geoph. 33 (1967).
- [2] Ahorner L.: *Herdmeehanismen rheinischer Erdbeben und der seismische Beanspruchungsplan im nordwestlichen Mitteleuropa*. Sonderveröff. Geol. Institut Univ. Köln 13 (1967).
- [3] Behnke Cl., Giese P., Prodehl Cl., de Visentini G.: *Seismic Refraction Investigations in the Dolomites for the Exploration of the Earth's Crust in the Eastern Alpine Area*. 1961. Boll. Geofis. teor. appl. 4 (Trieste 1962).

- [4] Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen: *Schwerkarte von Österreich* (Bouguer-Isanomalien), bearbeitet von E. Senftl (Wien 1965).
- [5] Bureau Central International de Seismologie, Strasbourg: *Détermination préliminaire, Feuille de calcul, Données complémentaires* (Strasbourg 1969).
- [6] Caloi P.: *Terremoti della Val Padana del 15–16 maggio 1951*. Annali di Geofisica 9 (Roma 1956).
- [7] Gangl G.: *Die Erdbebentätigkeit in Österreich 1901–1968*. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 7 (Wien 1969).
- [8] Kárník V.: *Seismicity of the European Area*. Part 1 (Prague 1969).
- [9] Peterschmitt E., Menzel H., Fuchs K.: *Seismische Messungen in den Alpen, Die Beobachtungen auf dem Nordost-Profil Lago Lagorai 1962 und ihre vorläufige Auswertung*. Z. f. Geophysik 31 (1965).
- [10] Ritsema A. R. (Editor): *European Earthquake Mechanisms*. Tectonophysics 4 (Amsterdam 1967).
- [11] Ritsema A. R.: *Seismotectonic Implications on a Review of European Earthquake Mechanisms*. Geol. Rundschau 1969.
- [12] Scheidegger A. E.: *The Geometrical Representation of Fault-Plane Solutions of Earthquakes*. Bull. Seismological Society America 47 (1957).
- [13] Scheidegger A. E.: *Erdbebenherdmechanismen*. Vierteljahrsschrift d. Naturforschenden Ges. Zürich 108 (1963).
- [14] Scheidegger A. E.: *The Tectonic Stress in the Vicinity of the Alps*. Z. f. Geoph. 33 (1967).
- [15] Schneider G., Schick R., Berckhemer H.: *Fault Plane Solutions of Earthquakes in Baden Württemberg*. Z. f. Geoph. 32 (1966).
- [16] Schneider G.: *Erdbeben und Tektonik in Südwestdeutschland*. Tectonophysics 5 (1967).
- [17] Stevens A. E.: *Worldwide Earthquake Mechanism*. Geoph. Monograph 13, The Earth's Crust and Upper Mantle (1969).
- [18] Tollmann A.: *Die Bruchtektonik in den Ostalpen*. Geol. Rundschau 59 (1969).
- [19] Toperczer M., Trapp E.: *Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs nebst Erdbebenkatalog 1904–1948 und Chronik der Starkbeben*. Mitt. Erdb. Komm. N. F. 65, Wien 1950.
- [20] Trapp E.: *Die Erdbeben Österreichs 1949–1960*. Mitt. Erdb. Komm. N. F. 67 (Wien 1961).
- [21] Van Bemelen R. W.: *The Alpine Loop of the Tethys Zone*, Tectonophysics 8 (1969).
- [22] Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik: *Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*. Jahrgang 1969, Abschnitt E: Seismische Beobachtungen, SE-10–12 (Wien 1970).