

**MAGNITUDENKALIBRIERUNG
VON
ERDBEBENSTATIONEN
IN DER
SCHWEIZ**

DIPLOMARBEIT

**Institut fuer Geophysik
Abteilung fuer Naturwissenschaften
ETH Zuerich**

eingereicht am 17. April 1984 von

URS KRADOLFER

**Referent : Prof. Dr. St. Mueller
Korreferent: Dr. D. Mayer-Rosa**

It cannot be too much emphasized
that the most surprising thing
about the magnitude scale is
that it works at all.

C. F. Richter [1963]

DANKSAGUNG

Diese Arbeit wurde am Institut für Geophysik unter der Leitung von Prof. Dr. St. Müller ausgeführt. Für die Übernahme des Referates sei herzlich gedankt.

Dr. D. Mayer-Rosa hatte die Leitung des Projekts inne. Oft entstammte das Vorgehen der Diskussion mit ihm. Dabei ergab sich Gelegenheit, von seiner Erfahrung zu profitieren, wofür ich aufrichtig danke.

Ein besonderer Dank gilt Dr. E. Wielandt für die Unterstützung bei der Systemidentifikation sowie für die kritische Durchsicht des Kapitels 'Übertragungsfunktionen'.

Für seismologische Impulse und computertechnische Anregungen danke ich Dr. M. Baer herzlich. Herrn A. Hardmeier danke ich für die fruchtbare Zusammenarbeit bei der Registrierung und Datenaufbereitung der System-Sprungantworten; gerade in kritischeren Situationen war mir sein kompetenter Ratschlag gewiss.

Den Herren M. Dietiker, H. Boller und M. Grieder danke ich für die geduldigen Auskünfte bei Fragen betreffend die elektronischen Komponenten des Registriersystems.

Niemals könnte ich schliessen, ohne meinen Eltern ganz herzlich zu danken: Auch in glücklosen Zeiten während meiner Studien an der ETH-Zürich bildete ihr ungebrochenes Vertrauen stets eine Basis, deren Existenz mir Zuversicht gab.

Ich danke ferner den zahlreichen Mitgliedern des Instituts für Geophysik, mit denen sich persönliche oder wissenschaftliche Kontakte irgendwelcher Natur ergaben. Im weitesten Sinn waren sie alle an dieser Arbeit beteiligt; das ergibt einen derart umfangreichen Personenkreis, dass man mir diese integrale Form des Dankes verzeihen möge.

INHALTSVERZEICHNIS

1.0	Einfuehrung und Zielsetzung	1
1.1	Parameter zur Bestimmung der Staerke eines Erdbebens	1
1.1.1	Intensitaet	1
1.1.2	Magnitude	2
1.1.3	Seismisches Moment und Momententensor	2
1.2	Magnitudentypen	3
1.2.1	Amplitudenabhaengige Magnituden	3
1.2.2	Signaldauerabhaengige Magnituden	5
1.3	Zielsetzung	6
2.0	Uebertragungsfunktionen	7
2.1	Das Stationsnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes	7
2.2	Kalibrierung der Registrierinstrumente	9
2.2.1	Sprungantworten des Uebertragungssystems	9
2.2.2	Uebertragungsfunktionen fuer verschiedene Systempfade	24
2.2.3	Bestimmung der elektronischen Verstaerkung	34
2.2.4	Amplitudenvergleiche von PKP-Phasen	35
3.0	Distanz-Kalibrierfunktion fuer die Schweiz	41
3.1	Amplituden-Abminderungskurven	41
3.2	Der '60-km-Knick' bei der Wechseldistanz	56
3.3	Anwendung in der Ingenieurseismik	58
4.0	Stationskorrekturen	63
4.1	Stationskorrektur fuer den gesamten Datensatz	63
4.2	Stationskorrektur fuer verschiedene Herdgebiete	66
5.0	Das H/V-Verhaeltnis bei Maximalamplituden	71
6.0	Diskussion der Resultate	75
6.1	Fehlerabschaetzung	77
6.2	Vergleich mit auslaendischen ML-Bestimmungen	79
A.0	Literaturverzeichnis	83

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurden die Übertragungsfunktionen des Registriersystems des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) quantitativ erfasst. Dies ermöglicht in der Folge, verschiedene Kalibrierfunktionen für das Stationsnetz zu erstellen. Das Hauptanliegen in dieser Arbeit war, eine zuverlässige Umrechnung der routinemässig abgelesenen Amplituden in entsprechende Amplituden eines Wood-Anderson Standard-Seismographen durchzuführen. Dies ist unerlässlich für die Bestimmung der Magnitude nach Richter [1935]. Es wird ein Verfahren vorgestellt, das es erlaubt, mittels Amplitudenvergleichen an PKP-Phasen grobe Fehler in der Annahme der Systemparameter zu erkennen. Weiter wurde die Abminderungsrelation für die Maximalamplitude (im Allgemeinen die Lg- oder Sg-Phase) ermittelt. Es zeigte sich, dass sie (in einfach logarithmischer Darstellung) stückweise durch zwei Geraden approximiert werden kann, mit einem Übergang bei einer 'Wechseldistanz' von 60 km. Diese Resultate führten zu einer Kalibrierfunktion ($-\log A_0$) für die Schweiz mit einem Definitionsbereich von Null bis 700 km Hypozentraldistanz. Für das Stationsnetz des SED wurden Stationskorrekturen (C_s) berechnet, wobei sich zeigte, dass diese keine wesentliche Abhängigkeit vom Herdgebiet aufweisen. Das Verhältnis der Maximalamplituden zwischen Horizontal- und Vertikalkomponente wurde unabhängig vom Phasentyp für den Nahbereich von Erdbeben bestimmt ($H/V = 2.5 \pm 0.9$). Mit den Resultaten dieser Arbeit wurde eine für das Netz des SED gültige Formel zur Berechnung der Lokalmagnitude aufgestellt, die mit derjenigen von Richter [1935] vergleichbar ist:

$$ML(SED) = \log A - \log A_0 + C_s + C(H/V) .$$

Die damit errechneten Magnituden weisen eine Streuung von weniger als 0.2 auf. Für Epizentraldistanzen zwischen 100 und 600 km ergibt $ML(SED)$ im Mittel einen um rund 0.2 Einheiten kleineren Wert als ML -Bestimmungen benachbarter Länder, die sich auf die kalifornische Kalibrierfunktion von Richter [1935, 1958] beziehen.

ABSTRACT

In order to compare measured amplitudes from Swiss seismological stations with corresponding amplitudes of a Wood-Anderson seismograph, the transfer functions of the recording system of the Swiss Seismological Service have been analysed quantitatively. A method is presented which, by comparing the amplitudes of PKP-phases, allows to detect errors made in the assumption of the system-parameters.

The attenuation relation with distance has been evaluated for the maximum amplitude phase. It is shown that $\log A_0$ vs. distance can be approximated by two lines with a change of the slope at 60 km. The resulting calibration function for Switzerland ranges up to 700 km hypocentral distance.

For the Swiss network also station corrections have been calculated which showed no regional dependence. For near earthquakes the ratio of the maximum amplitude in horizontal and vertical seismograms is found to have a value $H/V = 2.5 \pm 0.9$. Finally a local magnitude formula for the Swiss seismological network could be introduced analogous to the one by Richter [1935]:

$$ML(SED) = \log A - \log A_0 + C_s + C(H/V) ,$$

with

$$\log A_0 = -0.018 * D - 1.77 \text{ for hypocentral distances } D < 60 \text{ km}$$

$$\log A_0 = -0.0038 * D - 2.62 \text{ for } 60 \text{ km} < D < 700 \text{ km}$$

$$\text{station corrections varying between } C_s = -0.2 \text{ and } C_s = +0.2$$

$$C(H/V) = 0.4.$$

The scatter of the data is less than 0.2 magnitude units. For epicentral distances between 100 and 600 km, $ML(SED)$ is on the average about 0.2 units lower than ML -determinations of the networks in the neighbouring countries.

1.0 EINFUEHRUNG UND ZIELSETZUNG

1.1 PARAMETER ZUR BESTIMMUNG DER STAERKE EINES ERDBEBENS

Um die Stärke eines Erdbebens klassifizieren und mit anderen Erdbeben vergleichen zu können, benötigt der Seismologe eine Parameterdefinition, mit deren Hilfe er die Stärke eines Bebens (vorzugsweise numerisch) angeben kann. In diesem Zusammenhang haben sich in der Erdbeben-Seismologie drei Begriffe eingebürgert: Intensität, Magnitude und seismisches Moment.

1.1.1 INTENSITAET

Bis anfangs des 20. Jahrhunderts war man mangels entsprechender Messgeräte auf verbale Beschreibungen der Auswirkungen von Erdbeben angewiesen.

Aus dieser Zeit stammt der Begriff der 'Intensität' eines Erdbebens. Je nach Auswirkungen des Bebens auf Menschen, Gebäude und Erdboden wird dem seismischen Ereignis eine Intensität zugeordnet. Erste Klassifizierungen von Erdbeben [Rossi-Forel, 1874; Mercalli, 1902] wurden 1931 in der 'Modified Mercalli Intensity Scale' - oder kurz MM-Skala genannt - zusammengefasst und modifiziert [Wood, Neumann, 1931].

Dieser Skala entspricht auch die 1964 gestaltete MSK-Skala [Medvedev, Sponheuer, Karnik, 1964], die in zwölf Stufen nach zunehmender Intensität eingeteilt ist; allerdings wird in der MSK-Skala auch dem Gebäudetypus Rechnung getragen, indem bei der Einstufung mittels Gebäudeschäden die Bauweise berücksichtigt wird.

Der Intensitäts-Parameter gestattet es, historische Erdbeben aufgrund von Überlieferungen nachträglich klassifizieren zu können. Da es sich bei der Intensität jedoch um ein phänomenologisches Mass handelt (Beschreibung von physikalischen Auswirkungen, die vom Menschen unmittelbar festgestellt werden können), erlaubt diese Methode einerseits lediglich Beben in besiedelten Gebieten und andererseits nur entsprechend starke Ereignisse zu erfassen. Der grösste Mangel der Intensitätsskala liegt jedoch in der Tatsache, dass meistens der Ort mit den grössten Schäden als Epizentralgebiet erachtet werden muss, derweil das wahre Epizentrum, vielleicht Dutzende von Kilometern davon entfernt, infolge fehlender Besiedlung nicht eruiert werden kann. Zudem kann aus Intensitäts-Angaben die Herdtiefe nur ganz grob mittels empirischer Relationen [Sponheuer, 1960] bestimmt werden, da ein starkes Beben in grosser Tiefe unter Umständen sehr ähnliche Auswirkungen haben kann wie ein zwar schwächeres, dafür oberflächennahes Erdbeben.

1.1.2 MAGNITUDE

Bald nachdem die ersten Seismographen konstruiert worden waren, führte Richter den Begriff der 'Magnitude' ein [Richter, 1935], um die Stärke eines Erdbebens instrumentell bestimmen zu können.

Damit war es möglich, unabhängig von Schadensbetrachtungen und von einem beliebigen Stationsort aus eine quantitative Angabe über die Stärke eines Erdbebens zu machen. Die Magnitude wird im Wesentlichen aus der Maximalamplitude der Aufzeichnung eines Erdbebens auf einem 'Standard'-Wood-Anderson-Torsions-Seismographen und der Distanz zwischen Seismograph und Epizentrum berechnet.

Bei der Magnitude handelt es sich allerdings nicht um eine physikalische Grösse, sondern um eine Definition: Einer bestimmten Maximalamplitude auf der Registrierung wird für eine gegebene Epizentraldistanz genau ein Magnitudenwert zugeordnet, wobei die Skalierung mehr oder weniger willkürlich [Richter, 1963] festgelegt wurde. Mit der Entwicklung neuer Seismometer-Typen, dem Aufkommen elektronischer Verstärker sowie den wachsenden Erkenntnissen über Wellenausbreitungsvorgänge im Erdinnern wurden in den letzten fünfzig Jahren auch weitere Magnitudendefinitionen ausgearbeitet, die weiter unten diskutiert werden sollen.

1.1.3 SEISMISCHES MOMENT UND MOMENTENTENSOR

Von verschiedenen Erdbebenquellen erzeugte seismische Wellen weisen einen verschiedenen Frequenzinhalt auf [Adams, 1977]. Da seismische Registrierungssysteme bezüglich Frequenzgang immer mehr oder weniger schmalbandig sind, können maximale Amplituden bei Frequenzen ausserhalb des 'Durchlassbereiches' nicht festgestellt werden. Diese Schwierigkeit kann mit dem Konzept des 'seismischen Momentes' [Aki, 1966] umgangen werden. Dabei werden Erdbebenherde nicht mehr als Punktquellen mit simpler Kraftdipol-Anordnung [siehe z. B. Müller, 1973] betrachtet, sondern mittels Tensoren höherer Ordnung wird die Gesamtheit aller Kräfte und Verschiebungsvorgänge im Bereich einer Bruchzone dreidimensional orientiert in mathematischer Form erfasst. In der Praxis beschränken sich die Seismologen auf einen Momententensor zweiter Ordnung, der sich grundsätzlich aus neun Kraftdipolen zusammensetzt [Aki, Richards, 1980]. Das skalare Moment (Tensor 0. Ordnung) wird 'seismisches Moment' genannt.

Im Gegensatz zu Intensität und Magnitude stellt das seismische Moment eine physikalische Grösse (Einheit: dyn * cm) für die Stärke eines Erdbebens dar.

Aus Frequenzanalysen der Seismogramme wird unter Annahme von speziellen Herdmodellen (siehe z. B. Aki, 1967; Aki, Richards, 1980; Schneider, 1975) auf das Verschiebungsspektrum im Herd geschlossen. Dabei ist das

2 Magnitudenkalibrierung von Erdbebenstationen in der Schweiz

seismische Moment proportional zum langperiodischen Niveau des Verschiebungsspektrums [Aki, 1966] und repräsentiert somit einen frequenzunabhängigen Herdparameter.

Die im Zusammenhang mit dem seismischen Moment diskutierten Herdspektren sind nicht nur von akademischem Interesse: Erstens beeinflusst die Art des Abfalls des Spektrums gegen die hohen Frequenzen sehr stark die Form des Spektrums, die man für herdnahe Projekte bei der ingenieur-seismologischen Berechnung anzuwenden hat, und zweitens spielt der langperiodische Ast des Herdspektrums bei der Detektion von unterirdischen Nuklearexplosionen eine ganz wesentliche Rolle [Schneider, 1975].

1.2 MAGNITUDENTYPEN

Im Folgenden sollen die geläufigsten Magnitudentypen kurz skizziert und die Probleme, die bei deren Bestimmung auftreten können, angedeutet werden.

1.2.1 AMPLITUDENABHAENIGIGE MAGNITUDEN

Richter benutzte als Aufzeichnungsgerät ein kurzperiodisches 'Standard'-Wood-Anderson-Torsionsseismometer mit folgenden Konstanten: Eigenperiode $T_0 = 0.8$ s, max. Vergrößerung $V = 2800$, Dämpfung $h = 0.8$ [Richter, 1935]. Die heute mit 'Lokalmagnitudo nach Richter' bezeichnete Magnitudo ML wurde wie folgt definiert:

$$ML = \log A - \log A_0(D) ,$$

wobei A die Maximalamplitude (0-peak) in mm der Aufzeichnung auf einem Standard Wood-Anderson-Seismographen in einer bekannten Epizentraldistanz D ist und $\log A_0(D)$ ein tabellierter, von D abhängiger Term bedeutet. Die die sogenannte Abminderungsfunktion beschreibenden Tabellenwerte wurden von Richter empirisch für Distanzen von 25 bis 600 km bestimmt [Richter, 1935] und später für geringe Epizentraldistanzen von 0 bis 25 km ergänzt [Gutenberg, Richter, 1942]. Diese Amplitudenabminderungsfunktion wurde für südkalifornische Beben bestimmt, deren Herdtiefen in einem limitierten Bereich von etwa 10 bis 20 km liegen [Richter, 1963; Willmore, 1979]; sie sollte nicht ohne weiteres auf andere Gebiete mit unterschiedlicher Krustenstruktur und Beben mit grösseren Herdtiefen übertragen werden [Willmore, 1979]. Obenstehende Form der Magnitudendefinition wurde erweitert zu Magnitudenskalen für alle Epizentraldistanzen, Beben mit grösseren Herdtiefen, für die Ableitung von verschiedenen Wellenphasen, Registrierungen von anderen Geräten sowie den Gebrauch der Partikelgeschwindigkeit des Bodens an Stelle der (vergrösserten) Bodenbewegung.

Eine erste Erweiterung der Lokalmagnitude wurde von Gutenberg und Richter [1936] mit der Einführung der Oberflächenwellen-Magnitude M_s (surface wave magnitude) beschrieben. Soloviev [1955] schlug die Verwendung der maximalen Bodengeschwindigkeit an Stelle der maximalen Bodenverschiebung vor. Diese Magnitude ist definiert als

$$M_s = \log (A/T)_{\max} + \sigma (D,h) ,$$

wobei A die Bodenbewegung in Mikron (gemäss SI heute Mikrometer genannt) und T die Periode (in Sekunden) der zugehörigen Partikelgeschwindigkeit $(A/T)_{\max}$ einer bestimmten Wellenphase bedeutet. Die empirische Amplituden-Distanz-Funktion $\sigma (D,h)$, eine sogenannte Kalibrierfunktion, welche für verschiedene Wellentypen ändert, widerspiegelt die Änderung des $(A/T)_{\max}$ - Wertes mit der Epizentraldistanz D und der Herdtiefe h . Den meisten routinemässigen M_s -Bestimmungen liegen Signalphasen im Periodenbereich 18 bis 22 Sekunden zugrunde [Willmore, 1979]. Bei anderen Perioden ist eine M_s -Bestimmung nicht ratsam [Willmore, 1979], da sonst Resultate erhalten werden, die mit denjenigen der Standard-Skala divergieren [Richter, 1963].

Um Magnituden aus kurzperiodischeren Signalen berechnen zu können, wurde die Raumwellenmagnitude m_b (body-wave-magnitude) eingeführt [Gutenberg, Richter, 1956]:

$$m_b = \log (A/T)_{\max} + \sigma (D,h)$$

Ihre Definition ist formal gleich wie diejenige der Oberflächenwellen-Magnitude M_s , wobei aber der (A/T) -Term aus den Aufzeichnungen der Raumwellen P , PP oder S bestimmt wird. Die klassische Studie ist diejenige von Gutenberg und Richter [1956], in der auch die Kalibrierfunktion, dort $Q(D)$ genannt, tabelliert ist (Diese 'Q-Funktion' ist nicht zu verwechseln mit dem seit [Knopoff, 1964] diskutierten spezifischen Absorptionsfaktor Q). Eine ganze Anzahl verschiedener Studien über diese Amplituden-Distanz-Funktion wurden von mehreren Autoren publiziert ; keiner der Vorschläge wurde jedoch für den routinemässigen Gebrauch weltweit übernommen, weshalb die meisten internationalen Agenturen weiterhin die Funktion $Q(D)$ von Gutenberg und Richter [1956] für die Bestimmung von m_b benutzen, wie dies auch vom Committee on Magnitudes an der IASPEI General Assembly in Zürich (1967) empfohlen wurde; für M_s aus Horizontalkomponenten und Epizentraldistanzen von 2 bis 160 Grad wurde als Kalibrierfunktion die sogenannte 'Zürich-Formel'

$$\sigma(D) = 1.66 * \log D + 3.3$$

empfohlen.

Obwohl ursprünglich die Lokalmagnitude M_L , die Oberflächenwellenmagnitude M_s und die Raumwellenmagnitude m_b als gleichwertig erachtet wurden [Willmore, 1979], ergaben separate Bestimmungen Inkonsistenzen zwischen den drei Magnitudentypen [Gutenberg, Richter, 1956; Bath, 1979]. In der Folge wurde versucht, zwischen den

verschiedenen Magnitudentypen mathematische Relationen zu finden [Gutenberg, Richter, 1956; Karnik, 1969; Bath, 1979; Chung und Bernreuter, 1981], was jedoch nur mit Einschränkungen gelang und somit bis heute keine 'universelle Magnitude' existiert. Der Hauptgrund dafür liegt in der Tatsache, dass jede der drei oben erwähnten Magnituden an einer anderen Stelle des Spektrums bestimmt wird, dessen Lage selbst wiederum abhängig von der Stärke des Bebens ist. Diese Frequenzabhängigkeit bei der Magnitudenbestimmung ist auch mitverantwortlich dafür, dass die Magnitudenskalen ML, Ms und mb nicht 'nach oben offen' sind, sondern in eine Sättigung laufen [Kanamori, Anderson, 1975]. Für starke Erdbeben wurde daher anstelle der schmalbandigen Amplituden-Messung im Zeitbereich, wie sie bei der konventionellen Magnitudenbestimmung üblich ist, eine über das seismische Moment definierte 'Momenten-Magnitude' entwickelt, die auch bei sehr grossen Beben ($M_s > 8$) keine physikalisch-messtechnisch bedingte Sättigung mehr aufweist [Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979].

1.2.2 SIGNALDAUERABHÄNGIGE MAGNITUDEN

Bisztricsany [1958] schlug vor, die Signaldauer des Oberflächenwellenzuges für die Magnitudenbestimmung zu verwenden. Solov'ev [1965] wandte diese Technik in einer Studie über die Seismizität bei den Sakhalin-Inseln an, benutzte jedoch die gesamte Signaldauer, das heisst die Zeitspanne zwischen Ersteinsatz und Verschwinden des Signals im Rauschen. Tsumura [1966], Herrmann [1975], Bakun und Lindh [1977] - um nur einige zu nennen - setzten die Untersuchungen über die Signaldauer fort und brachten die gefundenen Gesteinsmassigkeiten zu Magnitude und seismischem Moment in Beziehung.

Empirische Formeln zur Bestimmung der 'Duration-Magnitude' MD präsentieren sich im Allgemeinen in der Form

$$MD = c_1 + c_2 * \log t + c_3 * D + c_4 * h$$

Dabei bedeutet t die Signaldauer (verschiedene Definitionen), D die Epizentraldistanz und h die Herdtiefe. Die c_i sind empirisch bestimmte Konstanten, die üblicherweise so angepasst werden, dass MD mit ML grösstmögliche Konsistenz aufweist. Neuerdings wurden für MD etwas modifizierte Bestimmungsgleichungen publiziert, wie zum Beispiel in [Wahlström, 1979].

Das Hauptproblem bei der Bestimmung von MD ist die Frage, wie Beginn und - vor allem - Ende der Signaldauer definiert werden sollen: Wird das Signalende so festgelegt, dass das Nutzsinal im Rauschen verschwinden soll, hängt die Dauer von der (zeitlich oft wechselnden!) Bodenunruhe der betreffenden Station ab. Zudem ist der Rauschpegel kaum an allen Stationen identisch. Andererseits ist die Signaldauer abhängig von der Verstärkung der Station, wenn als Signalende das Unterschreiten der Signalamplitude unterhalb eines arbiträr festgelegten Amplitudenwertes

definiert wird. Bei unterschiedlichen Verstärkungen der einzelnen Stationen (was in seismischen Netzen üblich, meist notwendig und durchaus sinnvoll ist), ergeben sich auch in diesem Fall zusätzliche Probleme hinsichtlich der Vergleichbarkeit von Signaldauern verschiedener Stationsregistrierungen.

1.3 ZIELSETZUNG

Diese Arbeit soll versuchen, die Magnitudenbestimmung von Erdbeben in der Schweiz und den umliegenden Gebieten mit dem Stationsnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) zu verbessern. Dabei soll von der gemäss Richter [1935] definierten Lokalmagnitude ML ausgegangen werden. Zu diesem Zweck ist es notwendig, die gesamten Übertragungsfunktionen für das Stationsnetz des SED (von den Seismometern bis zu den Registriergeräten) zu untersuchen. Des weitern soll die Kalibrierfunktion, welche die Abnahme der Signalamplitude mit der Distanz in Beziehung bringt, für das erwähnte Gebiet ermittelt werden. Ausserdem ist abzuklären, ob neben der Abminderungsrelation zusätzliche Korrekturterme in die Magnitudenbestimmungsgleichung zu integrieren sind. Diese Resultate werden schliesslich in entsprechenden Rechenprogramm-Subroutinen des 'Programmpaketes für die routinemässige Auswertung von Erdbebenregistrierungen des SED' berücksichtigt werden müssen.

2.0 UEBERTRAGUNGSFUNKTIONEN

Richter [1935] definierte die Lokalmagnitude ML mit Hilfe der Aufzeichnungen des Standard Wood-Anderson-Seismographen. Es handelt sich dabei um ein Torsionsseismometer mit zwei Horizontalkomponenten, einer Eigenperiode von $T_0 = 0.8$ sec, einer Dämpfung von $h = 0.8$ und einer maximalen Vergrößerung von $V = 2800$ [Richter, 1935]. Dieser Gerätetyp wird in den weiteren Ausführungen kurz mit 'WA-Seismograph' bezeichnet.

Die formale ML-Definition,

$$ML = \log A - \log A_0(D)$$

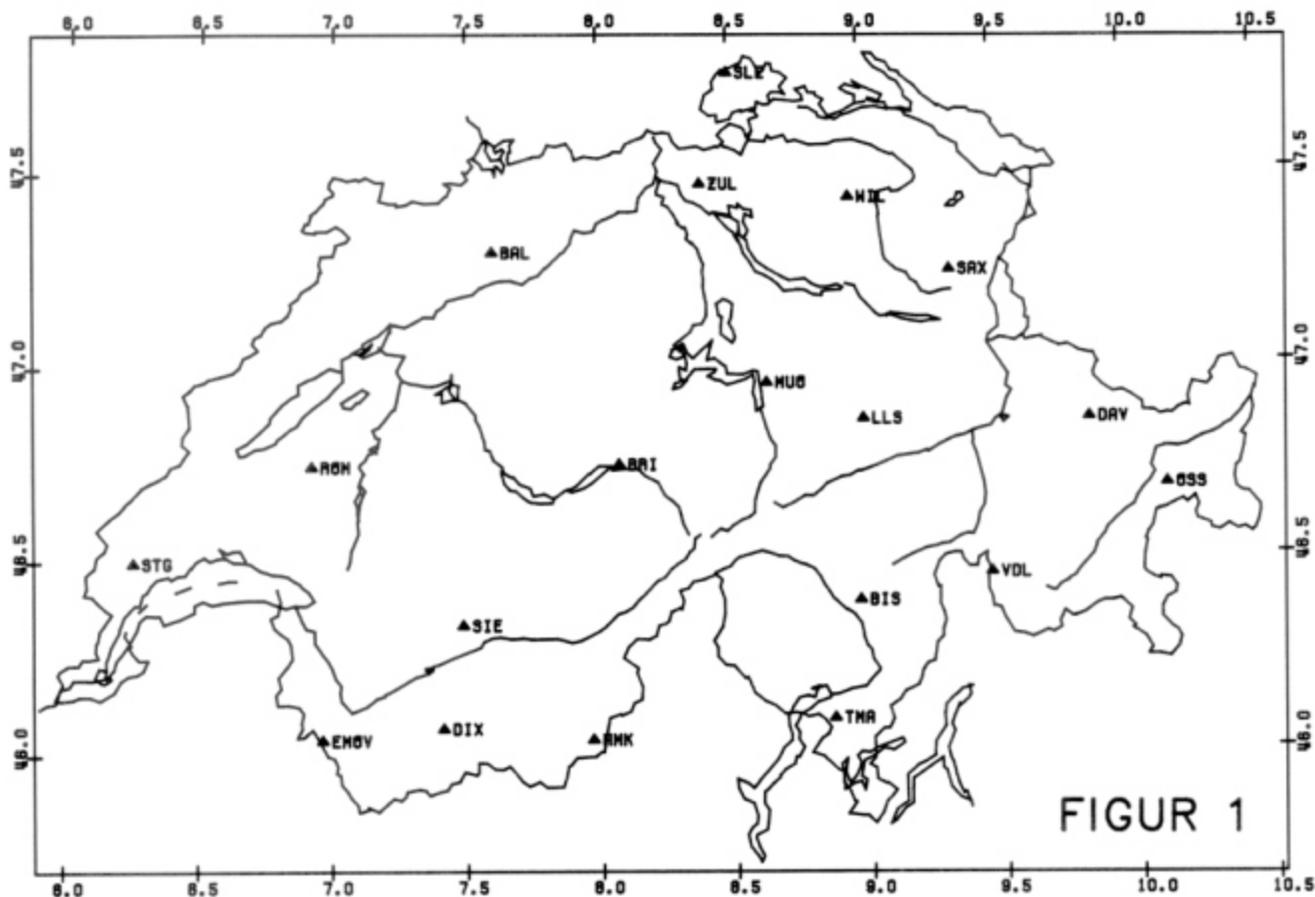
wobei A die Amplitude (Spitze-0) der WA-Registrierung und $\log A_0$ die Distanz-Kalibrierfunktion darstellen, ist in erster Näherung lediglich eine Funktion der Maximalamplitude A des Seismogrammes, das auf einem WA-Seismographen aufgezeichnet wurde. Damit diese Magnitudendefinition auch für Registrierungen angewendet werden kann, welche mit anderen Aufzeichnungssystemen gewonnen werden, ist es notwendig, die genaue Übertragungsfunktion sowohl des WA-Seismographen als auch des verwendeten Registriersystems zu kennen. Damit wird es möglich, die Signale näherungsweise umzurechnen, das heisst, zu einer mittels einem beliebigen Registriersystem gemessenen Seismogrammamplitude kann bei bekannter zugehöriger dominierender Periode die entsprechende Amplitude, die mit einem WA-Seismographen registriert worden wäre, berechnet werden. Allerdings gilt es auch noch zu untersuchen, ob bei beiden Systemen die Maximalamplituden bei denselben Phasen des Seismogrammes auftreten.

In vielen Stationsnetzen wird dieses Problem mehr oder weniger stillschweigend übergangen; in der vorliegenden Arbeit wird diese Problematik nochmals am Schluss des Abschnittes 2.2.2 aufgegriffen.

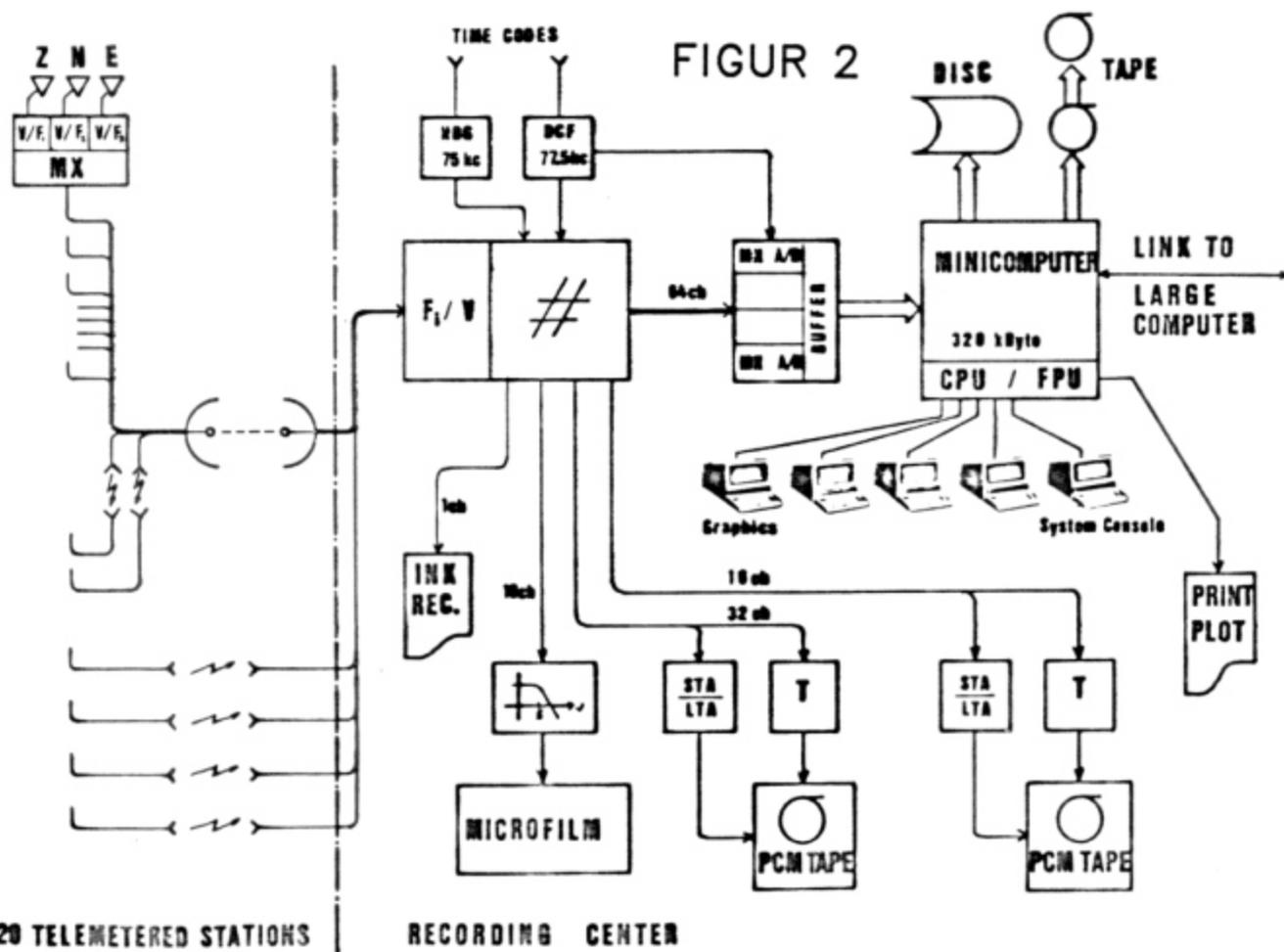
2.1 DAS STATIONSNETZ DES SCHWEIZERISCHEN ERDBEBENDIENSTES

Seit 1971 hat das Stationsnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes (SED) einen erheblichen Ausbau erfahren: Die Zahl der Stationen ist von drei im Jahre 1971 auf dreiundzwanzig im Jahre 1983 gewachsen. Zudem wurden in den letzten Jahren zwei Mikroerdbeben-Arrays mit je sechs bzw. acht Stationen für Spezialuntersuchungen installiert. Die Signale von einundzwanzig Telemetriestationen (siehe Figur 1) werden zentral in Zürich (ETH Hönggerberg) zusammengefasst und mit unterschiedlicher Kanalzahl analog auf Mikrofilm (19 Kanäle) registriert sowie digital im PCM-Code auf Magnetband (32 Kanäle) und temporär direkt auf der Disc eines HP-1000 Minicomputersystems (64 Kanäle) abgespeichert (Figur 2). In dieser Arbeit werden lediglich diese Telemetriestationen untersucht.

SEISMOLOGICAL STATIONS 1983



FIGUR 1



FIGUR 2

20 TELEMETERED STATIONS

RECORDING CENTER

2.2 KALIBRIERUNG DER REGISTRIERINSTRUMENTE

2.2.1 SPRUNGANTWORTEN DES UEBERTRAGUNGSSYSTEMS

Beim SED werden vier verschiedene Typen von Seismometern verwendet:

SEISMOMETERTYP	EIGEN- PERIODE	SEISMOMETER- KONSTANTE	DAEMPfung
Mark L - 4 C	1 sec	0.9 V/(cm/sec)	0.6
Willmore MK III A	2 sec	4.5 V/(cm/sec)	0.6
Willmore MK III A	2 sec	3.2 V/(cm/sec)	0.6
Mark L - 4 C	1 sec	2.0 V/(cm/sec)	0.6

Die Filter in den Vorverstärkern sind den Eigenperioden der Seismometer insofern angepasst, als die Hochpassfilter ähnliche Grenzfrequenzen wie die Seismometer haben.

Die weiteren Filter, welche sich zwischen Diskriminator (FM-Demodulator) und den Aufzeichnungsgeräten befinden, sind wie folgt spezifiziert:

REGISTRIEREINHEIT	FILTERTYP	GRENZFREQUENZ
Develocorder (Mikrofilm) & interne Galvanometer	Bessel-TP 4. Ordnung	5 Hz
	TP 2. Ordnung	15 Hz
PCM-Band	Bessel-TP 10. Ordnung	12.5/25 Hz
Mini-Computer	Bessel-TP 6. Ordnung	12 Hz
	HP 1. Ordnung	0.1 Hz

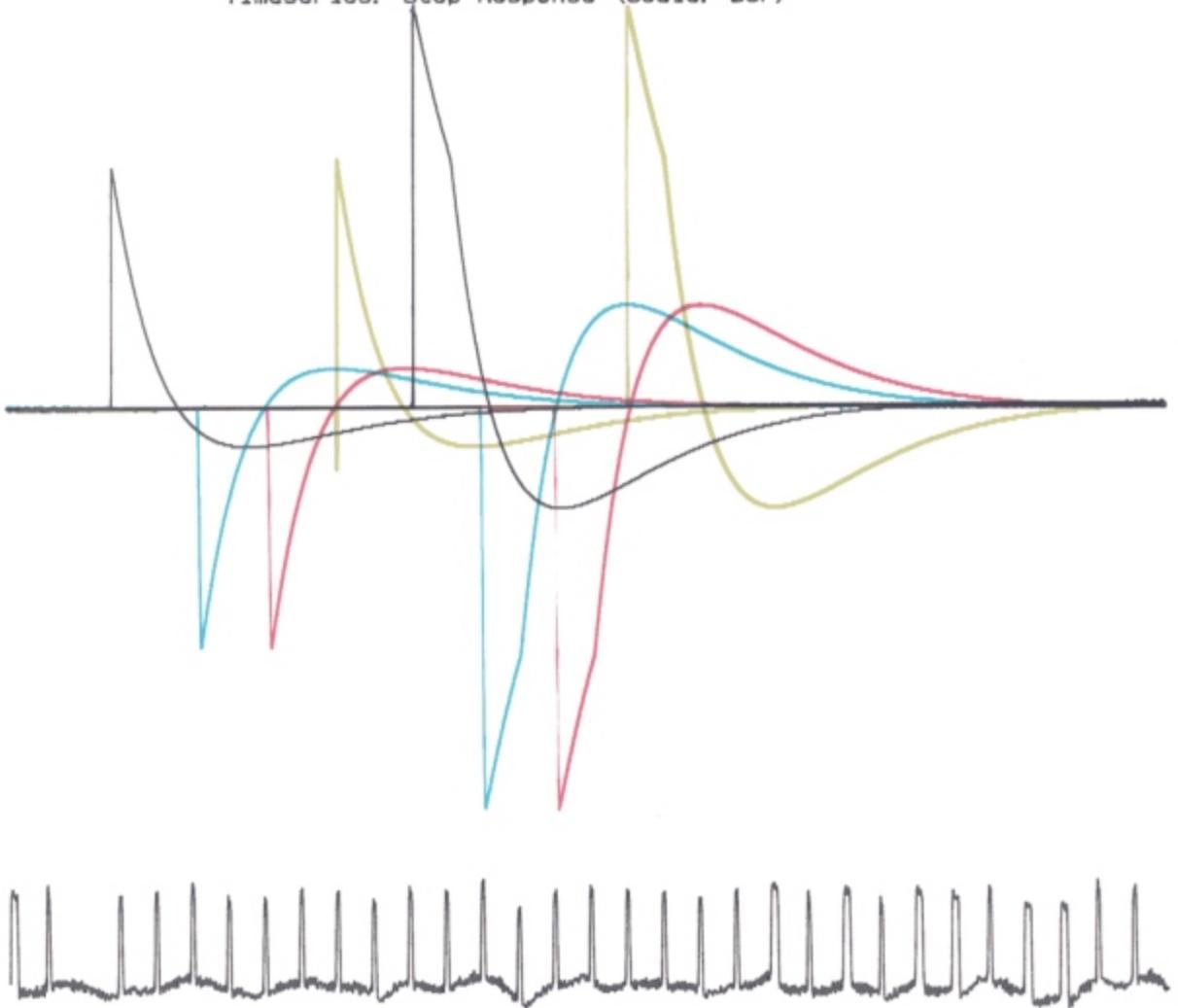
Um die Übertragungsfunktion experimentell bestimmen zu können, wurde bei sechs Stationen (STG, SIE, ROM, DIX, MAT, DAV) ein Spannungssprung (Heaviside-Funktion) beim Vorverstärkereingang eingespeist und die Systemantwort über den Minicomputer auf Disc gespeichert. An den

Stationen wurde jeweils das Seismometer abgehängt und folgende Signal-Sequenz in die Vorverstärker eingespielen:

VORVERSTAERKEREINGANG:	DAUER:
DCF-Zeitcode	2 Minuten
Gleichspannung +U1 (Systemaussteuerung ca. 50 %)	1 Minute
offener Eingang	1 Minute
Gleichspannung -U1 (Systemaussteuerung ca. 50 %)	1 Minute
offener Eingang	1 Minute
Gleichspannung +U2 (System ca. 50 % uebersteuert)	1 Minute
offener Eingang	1 Minute
Gleichspannung -U2 (System ca. 50 % uebersteuert)	1 Minute
offener Eingang	1 Minute

Figur 3 zeigt am Beispiel der Station MMK alle acht erhaltenen Sprungantworten (vier mal Spannung EIN/AUS) zusammen in der oben beschriebenen Reihenfolge; bei der vierten Sprungantwort ist ein kleiner Peak nach unten festzustellen, der auf einen Schalterdefekt auf der Eingangsseite zurückzuführen ist. Bei den übersteuerten Schrittantworten ist unmittelbar nach der ansteigenden Flanke ein starker Abfall zu erkennen, der auf die Wirkung der Hochpassfilter zurückzuführen ist (Gleichspannung kann nicht gehalten werden). Innerhalb des Aussteuerbereiches wurde das Registriersystem so konzipiert, dass die Transferkennlinie [Guggenbühl, 1980] linear ist; Oberwellen dürften also nicht auftreten. Die Leistung der Oberwellen und damit die nichtlinearen Verzerrungen (Klirrfaktor) konnten allerdings nicht bestimmt werden, weil kein sinusförmiges Eingangssignal verwendet wurde [Leuthold, 1981]. Als Zeitskala wurde der DCF-Zeitcode geplottet, welcher jede volle Sekunde durch einen Impuls anzeigt.

Timeseries: Step Response (Scale: DCF)



FIGUR 3

Es bezeichne nun $G(\omega)$ die Übertragungsfunktion ($\omega =$ Kreisfrequenz), $d(t)$ die Delta-Funktion (Dirac-Stoß), $h(t)$ die Heaviside-Sprungfunktion mit beliebiger Amplitude, $F\{g(t)\}$ die Fouriertransformierte einer Funk-

tion $g(t)$ der Zeit t , $d/dt(g(t))$ die Ableitung der Funktion $g(t)$ nach der Zeit, $g'(t)$ die Antwortfunktion des Systems auf eine Funktion $g(t)$ und j die imaginäre Einheit. Aus schreibtechnischen Gründen werden in dieser Arbeit sämtliche Formeln von Übertragungsfunktionen im Frequenzbereich notiert; der Stern $*$ bezeichnet also durchwegs Multiplikationen und nicht etwa - wie in der Literatur üblich - den Faltungsoperator! Es gilt nun nacheinander (Definition der Übertragungsfunktion):

$$F\{ h(t) \} * G(\omega) = F\{ h'(t) \} \quad (1) \text{ Sprungantwort}$$

$$F\{ d(t) \} * G(\omega) = F\{ d'(t) \} \quad (2) \text{ Stossantwort}$$

Wegen

$$d/dt(h(t)) = d(t)$$

muss für ein lineares System auch gelten:

$$d/dt(h'(t)) = d'(t)$$

bzw. im Frequenzbereich:

$$F\{ d/dt(h'(t)) \} = F\{ d'(t) \} \quad (3)$$

Für die linke Seite von (3) gilt:

$$F\{ d/dt(h'(t)) \} = j * \omega * F\{ h'(t) \} \quad (4)$$

und für die rechte Seite von (3) gilt:

$$F\{ d'(t) \} = G(\omega) \quad (5)$$

da in (2)

$$F\{ d(t) \} = 1 \text{ ist.}$$

Somit erhalten wir aus (3) mit (4) und (5)

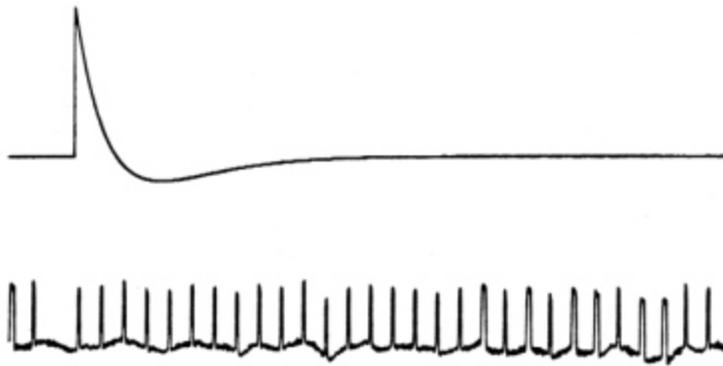
$$j * \omega * F\{ h'(t) \} = G(\omega)$$

bzw. betragsmässig

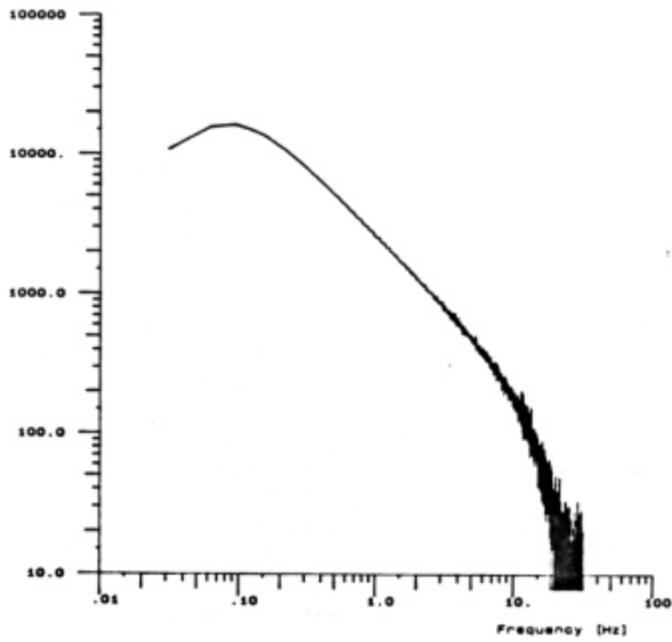
$$| G(\omega) | = \omega * | F\{ h'(t) \} | \quad (6)$$

Um die Übertragungsfunktion $G(\omega)$ beziehungsweise den Amplitudengang des Systems zu erhalten, muss also das Spektrum der Sprungantwort mit ω multipliziert werden.

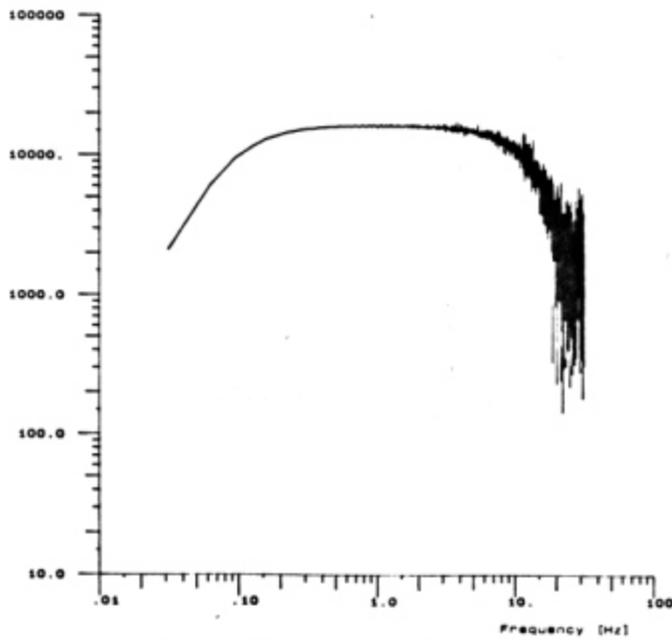
Timeseries: Step Response (Scale: DCF)



Amplitude Spectrum of the Step Response



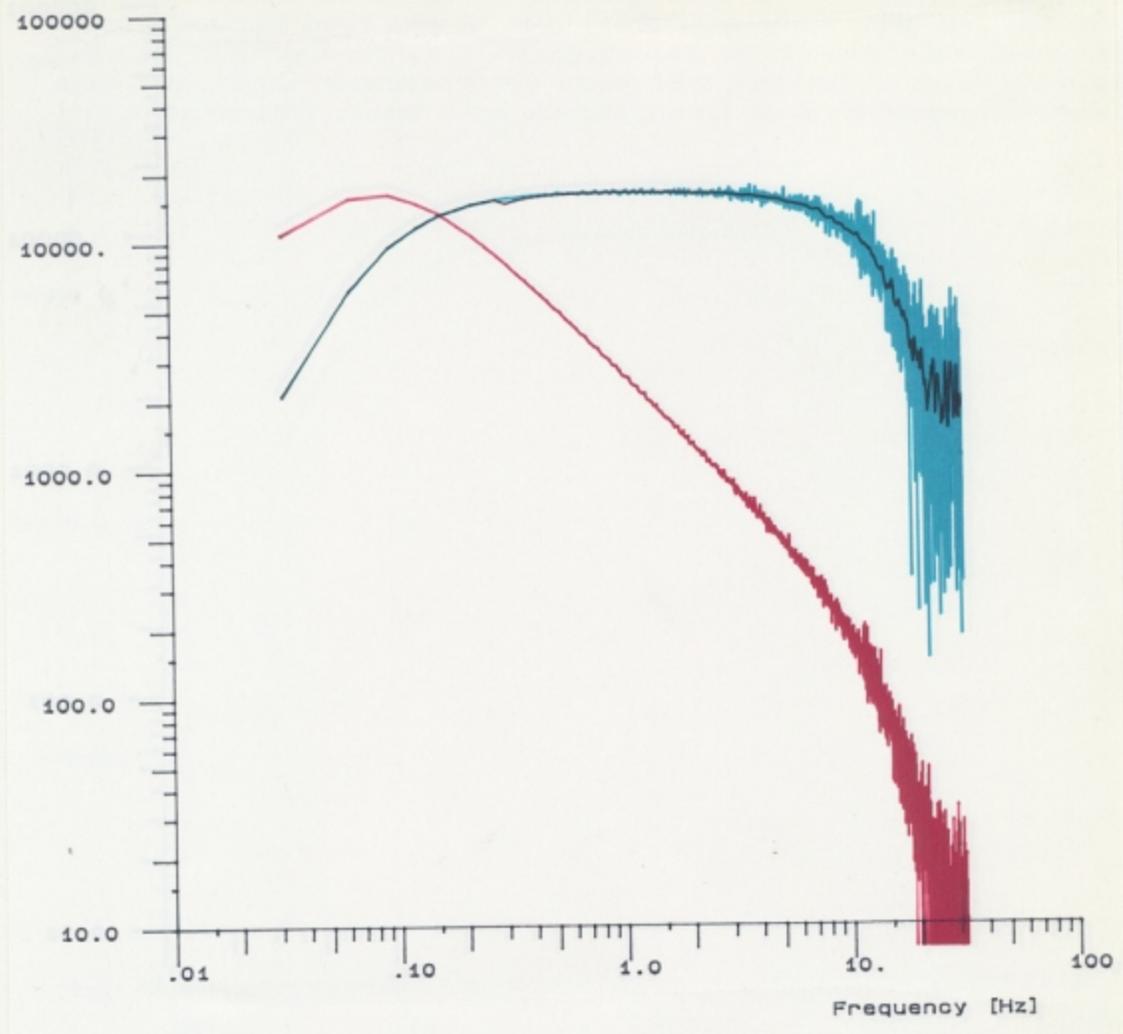
Amplitude Spectrum of the Pulse Response



Figur 4 zeigt die Zeitserie der Sprungantwort (32 Sekunden mit 2048 Stützwerten), deren Fourier-Amplituden-Spektrum sowie die durch Multiplikation mit ω erhaltene Amplituden-Übertragungsfunktion (= Amplituden-Spektrum Stossantwort) am Beispiel der Station MMK; es wurde die erste Sprungantwort benutzt. Die Einheiten der Ordinaten sind, weil bei der verwendeten schnellen Fouriertransformation (FFT) keine Normierung vorgenommen wurde, im Prinzip $\text{counts} \cdot 2048$ für jeden der 2048 Stützwerte. Allerdings gilt dies nicht genau, da in der Schrittantwort auch Frequenzen auftreten dürften, die grösser als die Nyquistfrequenz (siehe weiter unten) sind.

Da es sich beim HP-1000-Computer um eine 16-Bit-Maschine handelt, stehen neben dem Vorzeichen noch 15 Bit zur Verfügung; also können Zahlenwerte von Null bis $\pm 2^{15} = 32768$ counts dargestellt werden. Beim hier benützten System entsprechen +2.0 Volt am ADC-Eingang +32768 counts. Da die Signale aller Stationen in Multiplex-Form gespeichert werden, sind zur Identifizierung der Werte noch zusätzliche Kontrollbits in jedes Wort hineingeschrieben worden. Die effektiv für das eigentliche Signal zur Verfügung stehende Wortlänge beträgt insgesamt noch 10 Bits. Die kleinste Einheit eines Abtastwertes liegt also bei $32768 / 512 = 64$ counts.

Die Frequenzskala in Figur 4 ist gegen tiefe Frequenzen durch die endliche Signaldauer (32 Sekunden ≈ 0.03125 Hz), gegen oben durch die Nyquistfrequenz - welche bei einer Abtastrate von 64/sec 32 Hz beträgt - begrenzt. Mit zunehmender Annäherung der Frequenz gegen die Nyquistfrequenz nimmt das sogenannte 'Quantisierungsrauschen' scheinbar stark zu. Das Quantisierungsrauschen, mit einer Leistungsdichte von $\sigma^2/12$ ($\sigma =$ Auflösung, hier 64 counts) ist jedoch ein weisses Rauschen! Die Rauschzunahme ist nur scheinbar: Wegen der logarithmischen Amplitudenskala scheint das Rauschen bei hohen Frequenzen grösser zu werden, weil dort das Nutzsignal abfällt. Figur 5 zeigt die Amplituden-Spektren der Schritt- und Stossantwort, wobei letzteres zusätzlich noch geglättet dargestellt ist. Als Filter wurde ein Dreieckfilter mit einer Breite von \pm zehn Werten benutzt. Damit konnte das Rauschen bei den höheren Frequenzen wesentlich unterdrückt werden. Der Knick bei etwa 0.3 Hz ist auf das Einsetzen des Filters beim zehnten Abtastwert zurückzuführen; er könnte verhindert werden durch ein sanftes Einsetzen der Filterung, das heisst durch eine langsame Vergrösserung der Dreiecksfilterbreite von ± 1 bis ± 10 .



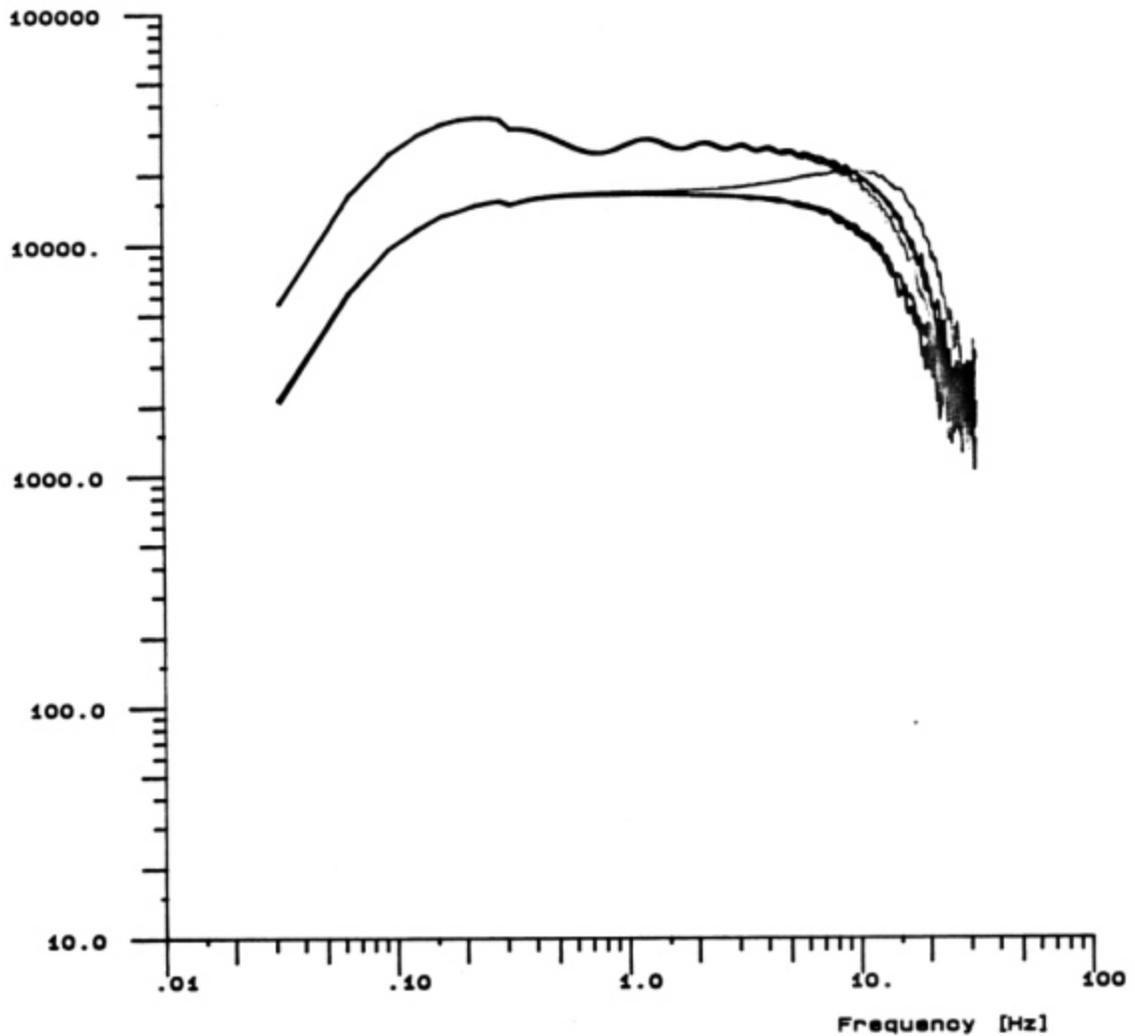
FIGUR 5

FIGUR 6

In Figur 6 sind die geglätteten Amplitudenspektren der Stossantworten von allen acht Impulsen der Station MMK dargestellt. Es lassen sich gut zwei Typen unterscheiden: Oben die Stossantwort-Spektren der vier übersteuerten Sprungantworten und unten diejenigen der das System zu

etwa 50 % ausgesteuerten Sprungfunktionen. Eines der unteren Spektren ist bei etwa zehn Hertz angehoben; dies ist eine Folge des zusätzlichen Einschaltpeaks beim dritten Spannungssprung (siehe Figur 3). Da sonst alle vier unteren Spektren sehr genau übereinstimmen, wird in der Folge nur noch jeweils die erste Sprungsequenz jeder Station untersucht.

Filtered Pulse Response

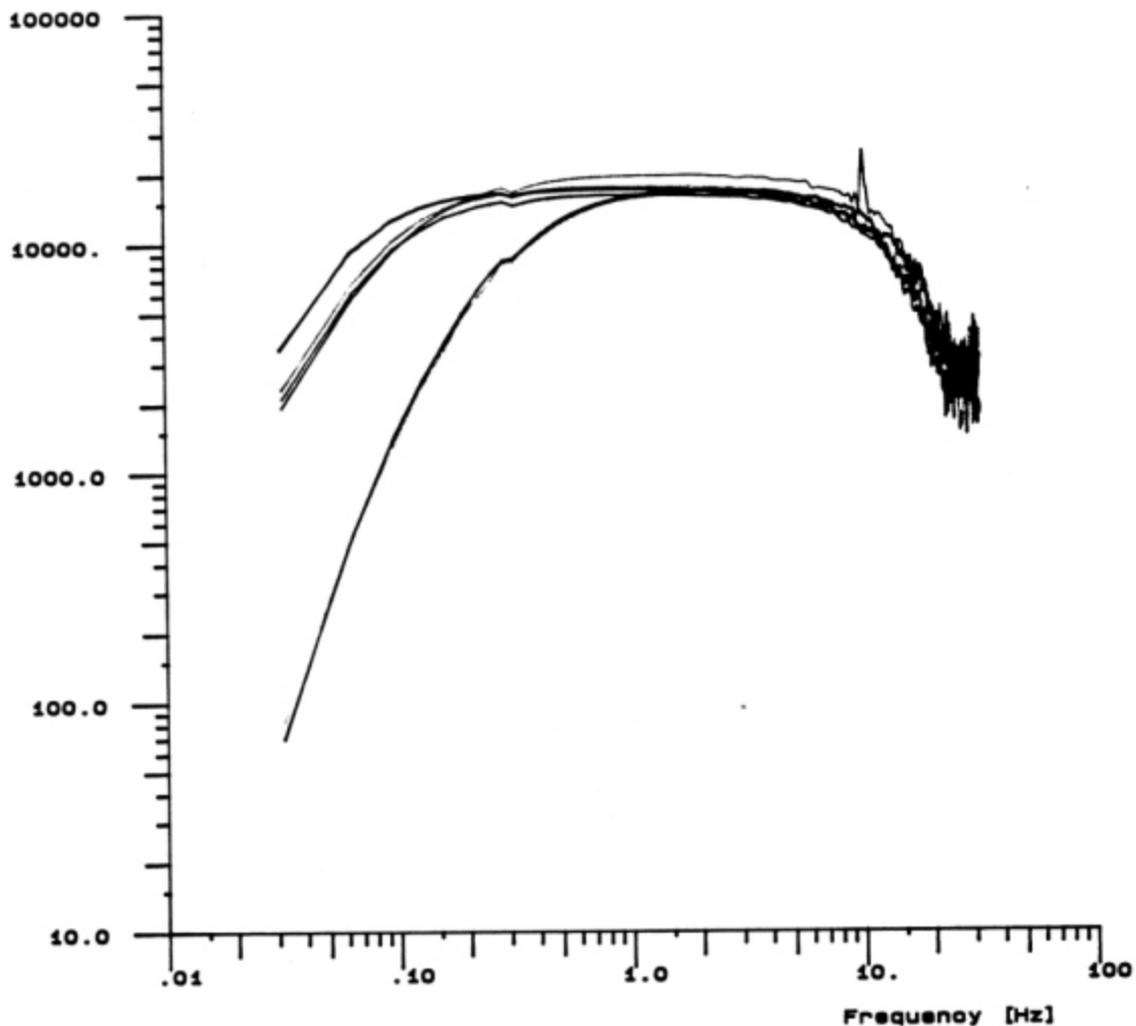


FIGUR 6

Figur 7 zeigt die (gefilterten) Übertragungsfunktionen der sechs untersuchten Stationen, die aus der Sprungantwort der jeweils ersten Sequenz (ca. 50 % Aussteuerung) berechnet wurden. Der Peak bei etwa 10 Hz tritt

bei der Station DAV auf, da leider die Übertragungsstrecke aus unbekanntem Gründen von einem '10-Hz-Brumm' überlagert war. Wiederum lassen sich zwei prinzipiell verschiedene Typen von Charakteristiken unterscheiden: Erstens Übertragungsfunktionen, die durch Hochpassfilter bestimmt sind, welche für 2-sec-Seismometer angepasst sind (sie fallen bei relativ tieferen Frequenzen ab) und zweitens solche, die für 1-sec-Seismometer berechnet wurden. Diese beiden Typen von Übertragungsfunktionen charakterisieren also zwei verschiedene Arten von System-Linien, die das Seismometer mit dem Diskriminator verbinden; sie werden nachfolgend durch die Begriffe '1-sec-Linie' bzw. '2-sec-Linie' bezeichnet.

Filtered Pulse Response



FIGUR 7

Da bei der Magnitudenbestimmung vom registrierten Signal auf die Bodenbewegung oder auf die Registrierung eines WA-Seismographen geschlossen werden muss, ist es rechnerisch am bequemsten, wenn die

Übertragungsfunktion formal und in geschlossener Form vorhanden ist. Da die experimentell erhaltene Übertragungsfunktion (siehe Figur 5) auch nach der Filterung noch 'Rauschen' aufweist, müsste beispielsweise eine Polynomapproximation vorgenommen werden. In der vorliegenden Arbeit wurde jedoch zur Bestimmung der Filterkonstanten das Computer-Programm CALAN [Wielandt, 1978] verwendet. Es handelt sich dabei um eine Least-Square-Inversion für Systemparameter, ausgehend von zum Beispiel Sprungantwortdaten, wobei mehrere Inversionen iterativ folgen können. Als Startwerte für die Iteration wurden jeweils die Filterwerte, wie sie von der Konstruktion her bekannt sind, eingegeben; dabei wurde für die Vorverstärker unterschieden zwischen den 1-sec- und 2-sec-Linien. In beiden Fällen sind vorerst zwei Hochpassfilter erster Ordnung zu berücksichtigen, ferner ein HP-Filter erster Ordnung zur DC-Unterdrückung sowie ein Bessel-Tiefpassfilter sechster Ordnung (beide vor dem ADC-Eingang zwischengeschaltet).

In der folgenden Zusammenstellung der Filter werden nachstehende Beziehungen aus der Elektrotechnik verwendet:

$$\text{Zeitkonstante } \tau = R * C$$

mit [R] = Ω , [C] = Farad, [τ] = sec

$$\text{Grenzfrequenz } f_c = 1/(2*\pi*\tau) \text{ mit } [f_c] = \text{Hz}$$

1-SEC-LINIE		2-SEC-LINIE	
C=15*10 ⁻⁶ F, R= 39 K	HP 1. ORDNUNG	C=16*10 ⁻⁶ F, R=900 K	
0.59 sec	Zeitkonstante τ_1	14.4 sec	
0.27 Hz	Grenzfrequenz	.011 Hz	
3.70 sec	Grenzperiode T01	90.0 sec	
C=15*10 ⁻⁶ F, R=150 K	HP 1. ORDNUNG	C=15*10 ⁻⁶ F, R=100 K	
2.25 sec	Zeitkonstante τ_2	1.50 sec	
0.07 Hz	Grenzfrequenz	0.10 Hz	
	HP 1. ORDNUNG (VOR ADC)		
1.60 sec	Zeitkonstante τ_3	1.60 sec	
0.10 Hz	Grenzfrequenz	0.10 Hz	

TP BESSEL, 6. ORDNUNG

12.0 Hz

Grenzfrequenz

12.0 Hz

Aus programmtechnischen Gründen mussten die zwei Hochpässe erster Ordnung mit den Zeitkonstanten τ_2 und τ_3 zusammengefasst werden zu einem HP zweiter Ordnung mit der Grenzperiode T_{02} und einer relativen Dämpfung von h_{02} . Eine solche mathematische Zusammenfassung lässt sich durchführen gemäss:

$$T_{02} = 2 * \pi * (\tau_2 * \tau_3)^{\frac{1}{2}}$$

$$h_{02} = (\tau_3/\tau_2)^{\frac{1}{2}} \quad \text{wobei } \tau_3 \geq \tau_2 \text{ ist.}$$

Wir erhalten damit für die 1-sec-Linie

$$T_{02} = 11.9 \text{ sec}$$

$$h_{02} = 1.19$$

und für die 2-sec-Linie

$$T_{02} = 11.9 \text{ sec}$$

$$h_{02} = 1.0$$

Für das Besselfilter sechster Ordnung wurde eine Aufteilung in drei Filter zweiter Ordnung vorgenommen, wobei die Grenzfrequenzen T_1 , T_2 und T_3 sowie die Dämpfungen h_1 , h_2 und h_3 aus den in [Tietze, Schenk, 1978] tabellierten Koeffizienten und Polgüten berechnet wurden; dasselbe gilt für die weiteren Besselfilter anderer Ordnung, die in dieser Arbeit besprochen werden.

Somit gehen folgende Startparameter ins Programm CALAN ein:

1-SEC-LINIE

2-SEC-LINIE

HP 1. ORDNUNG

3.7 sec

Grenzperiode T_{01}

90 sec

HP 2. ORDNUNG

11.9 sec

Grenzperiode T_{02}

9.7 sec

1.19

Dämpfung h_{02}

1.0

TP 6. ORDNUNG (BESSEL)

0.052	T1	0.052
0.98	h1	0.98
0.049	T2	0.049
0.82	h2	0.82
0.044	T3	0.044
0.49	h3	0.49

Als weitere Input-Daten wurden die digital erfassten Schrittantworten der Station SIE (als Vertreterin einer 1-sec-Linie) bzw. der Station MMK (welche mit einem 2-Sec-Seismometer ausgerüstet ist) eingegeben. Bereits nach wenigen Iterationsschritten verhielten sich die Parameterwerte stabil. Die Konstanten des Bessel-Filters blieben in beiden Fällen praktisch unverändert, während die beiden Hochpassfilter wie folgt verändert wurden:

1-SEC-LINIE

T01 = 3.7 sec				T01 = 2.5 sec
T02 = 11.9 sec		C A L A N		T02 = 9.3 sec
h02 = 1.19		-->		h02 = 1.3

2-SEC-LINIE

T01 = 90. sec				T01 = 112. sec
T02 = 9.7 sec		C A L A N		T02 = 12.7 sec
h02 = 1.0		-->		h02 = 1.0

Diese iterativ erhaltenen neuen Filterkonstanten wurden nun - zusammen mit den Schrittantworten der anderen Stationen - als Input-Parameter des Programmes CALAN verwendet. Dabei zeigte es sich, dass die Filterkonstanten in allen Fällen bereits nach dem ersten Iterationsschritt stabil waren und sich die Residualfehler nur noch im Prozentbereich bewegten.

Da sich also nur zwei wesentlich voneinander verschiedene Filtersysteme beim untersuchten Netz des SED unterscheiden lassen, wird im Folgenden nur zwischen der 1-sec- und der 2-sec-Linie differenziert, wobei jeweils

diejenigen Filterkonstanten verwendet werden, die mittels dem Analyse-Programm CALAN eruiert worden sind.

Mit den nun hinreichend definierten Systemparametern kann die Übertragungsfunktion für die elektronischen Komponenten vom Vorverstärker bis zum ADC-Eingang mathematisch wie folgt formuliert werden (dabei stellen T01 und T02 die oben bestimmten Grenzperioden dar):

HP 1. ORDNUNG:

$$G1(\omega) = \frac{j * \omega * \tau1}{1 + j * \omega * \tau1} \quad \text{mit } \tau1 = \frac{T01}{2 * \pi} ;$$

HP 2. ORDNUNG: (ZUSAMMENGESETZT AUS 2 HP 1. ORDNUNG)

$$G2(\omega) = \frac{j * \omega * \tau2}{1 + j * \omega * \tau2} * \frac{j * \omega * \tau2}{1 + j * \omega * \tau2}, \quad \tau2 = \frac{T02}{2 * \pi}$$

Obige Gleichung stimmt nur bei kritischer Dämpfung; da die Dämpfung für das Hochpassfilter zweiter Ordnung (h02) bei der 2-sec-Linie kritisch und bei der 1-sec-Linie nur wenig überkritisch ist, wurde auf eine mathematisch exaktere Formulierung verzichtet. Der dabei begangene Fehler wirkt sich in den späteren Berechnungen kaum aus, da - wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird (Figur 9) - beim untersuchten System die Seismometer als entscheidende Hochpassfilter wirken.

TP 6. ORDNUNG: (BESSEL)

$$G3(\omega) = (1 + 1.2217*j*\omega/\omega_3 - 0.3887*\omega^2 / \omega_3^2)^{-1} \\ * (1 + 0.9686*j*\omega/\omega_3 - 0.3505*\omega^2 / \omega_3^2)^{-1} \\ * (1 + 1.5131*j*\omega/\omega_3 - 0.2756*\omega^2 / \omega_3^2)^{-1}$$

mit $\omega_3 = 2*\pi * fc$ und $fc = 12 \text{ Hz}$

Zusammengefasst lautet die Systemübertragungsfunktion unter Berücksichtigung des elektronischen Verstärkungsfaktors V (voltage gain) im komplexen Frequenzbereich demnach:

$$G(\omega) = V * G1(\omega) * G2(\omega) * G3(\omega) . (7)$$

Daraus ergibt sich der Amplitudengang A(ω) gemäss

$$A(\omega) = | G(\omega) |$$

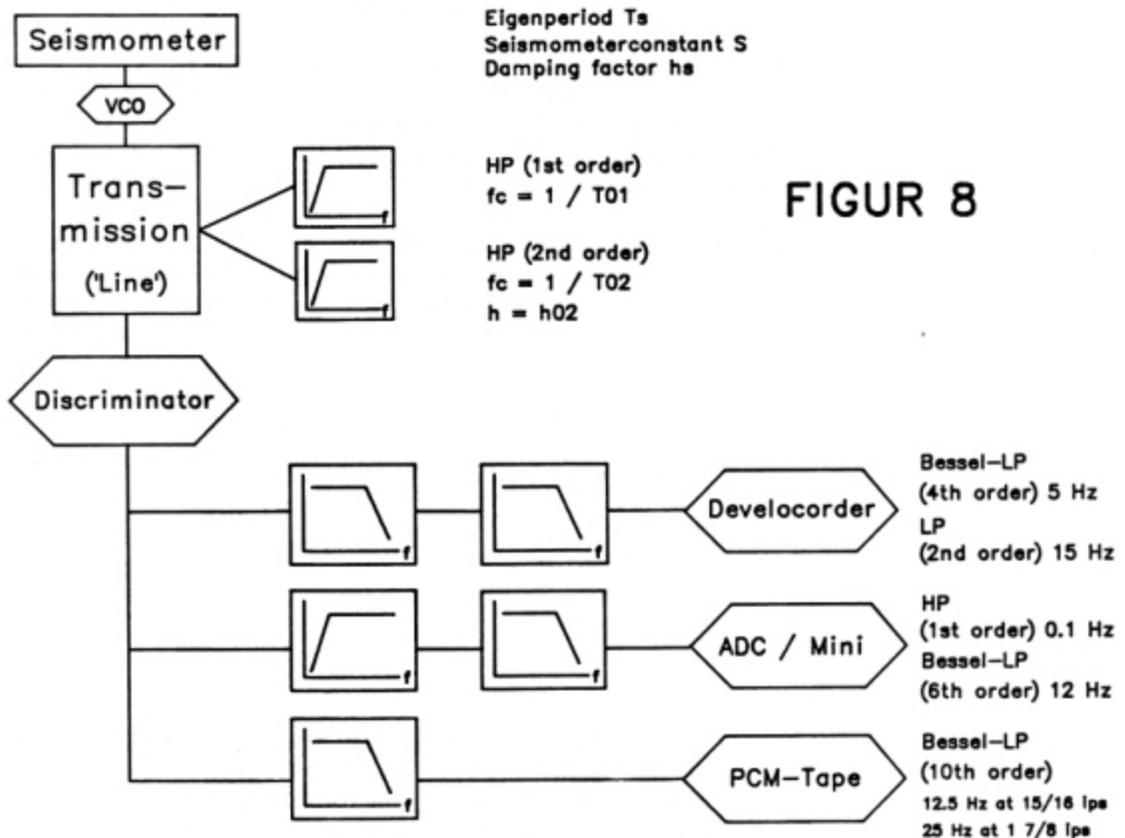
und der Phasengang $P(\omega)$ in Grad gemäss

$$P(\omega) = \frac{360}{2 * \pi} * \arctg \frac{\text{Im}(G(\omega))}{\text{Re}(G(\omega))} .$$

Da in dieser Arbeit alleine die Magnituden beziehungsweise die Signalamplituden untersucht werden, interessiert in erster Linie nur der Amplitudengang der Übertragungsfunktion. So soll in den weiteren Ausführungen unter 'Übertragungsfunktion' stets der Amplitudengang gemeint sein, auch wenn dies nicht jedesmal explizit erwähnt wird.

2.2.2 UEBERTRAGUNGSFUNKTIONEN FUER VERSCHIEDENE SYSTEMPFADE

Ein vereinfachtes Schema des gesamten Übertragungssystems von den Seismometern bis zu den diversen Registriereinheiten ist in Figur 8 abgebildet; darin sind alle wesentlichen Subsysteme aufgeführt, die auf den Frequenzgang einen Einfluss haben (mit VCO, voltage controlled oscillator, wurde der Modulator und mit Discriminator der Demodulator bezeichnet).



FIGUR 8

Simplified Diagram of the Seismic Signal Paths

An dieser Stelle sei kurz erwähnt, wieso die Seismometersignale überhaupt moduliert werden: Erstens werden beim SED für die meisten Stationen Telefonleitungen als Übertragungsmedium verwendet, welche ein Bandpassfilter darstellen, das es nicht erlaubt, die in der Seismologie interessierenden tiefen Frequenzen zu übertragen (galvanische Leitungs-Trenntransformatoren). Zweitens können mehrere frequenzmodulierte Signale durch Verwendung verschiedener Trägerfrequenzen miteinander gleichzeitig über dieselbe Übertragungsleitung transferiert werden (Multiplex-Verfahren).

Bei der Berechnung der Übertragungsfunktion $G(\omega)$ mittels den Sprungantworten wurde im letzten Abschnitt ein System angenommen, das vom Verstärker (beim VCO) bis zum ADC des Minicomputers reicht. Um nun die Übertragungsfunktion auch für andere Systempfade zu erweitern, muss das gesamte System in vernünftige, wohl definierte Subsysteme zerlegt werden, die dann - besonders im Hinblick auf die praktische Berechnung auf der Rechenmaschine - in beliebig wählbarer Form nach dem 'Baukastenprinzip' zusammengesetzt werden können.

Lassen wir in (7) den Faktor $G_3(\omega)$, das Besselfilter sechster Ordnung, weg und führen zusätzlich die inverse Übertragungsfunktion des Hochpassfilters erster Ordnung mit der Grenzfrequenz 0.1 Hz ein, so erhalten wir die Übertragungsfunktion $T(\omega)$ vom Vorverstärker bis zum Diskriminator:

$$T(\omega) = V * G_1(\omega) * G_2(\omega) * 1 / HP_1(\omega) \quad (8)$$

mit
$$HP_1(\omega) = \frac{j * \omega * \tau}{1 + j * \omega * \tau} \quad (9)$$

und
$$\tau = \frac{1}{2 * \pi * 0.1}$$

Formel (8) stellt somit die Übertragungsfunktion vom Vorverstärker am Seismometerstandort bis zum Diskriminator in der Registrierzentrale in Zürich-Hönggerberg dar; sie charakterisiert, je nach den Parametern von G_1 und G_2 , eine 1-sec- oder eine 2-sec-(Übertragungs-)Linie.

Die Übertragungsfunktion eines Seismometers kann in guter Näherung mit derjenigen eines gedämpften Federpendels idealisiert werden. Für die Messung der Bodenbewegung hat die Übertragungsfunktion folgende Form:

$$G_{sb}(\omega) = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 + 2 * j * \omega * \omega_0 * h_s - \omega^2} \quad (9)$$

mit
$$\omega_0 = \frac{2 * \pi}{T_s}$$

T_s bedeutet die Eigenperiode des Seismometers, h_s ist der Dämpfungsfaktor, der aus dem Verhältnis der vorhandenen zur kritischen Dämpfung gebildet wird. Hat man als Aufnehmer eine Induktionsspule, so wird das Seismometer zu einem Geschwindigkeitsaufnehmer und ein Faktor $j * \omega * S$ kommt hinzu; dabei steht S für die Seismometerkonstante (Spulenkonstante):

$$G_{sg}(\omega) = \frac{j * \omega^3 * S}{\omega_0^2 + 2 * j * \omega * \omega_0 * h_s - \omega^2} \quad (10)$$

mit $[S] = \frac{V}{\text{cm/sec}}$

Die Übertragungsfunktion für einen WA-Seismographen lautet analog zu (9):

$$G_{swa}(\omega) = G_{sb}(\omega) * V_{wa}, \quad (11)$$

wobei V_{wa} die maximale Vergrößerung (= 2800) des WA-Seismographen darstellt.

Der Systempfad vom Diskriminator zum photographischen Mikrofilm-Registriergerät, Marke 'Develocorder', besteht einerseits aus einem Bessel-Tiefpassfilter vierter Ordnung sowie einem Tiefpassfilter zweiter Ordnung, welcher die Galvanometer repräsentiert. Die 'Schreiberkonstante' des Develocorders alleine wurde bei 2 und 5 Hz auf allen heute gebrauchten 19 Signalspuren gemessen; sie beträgt durchschnittlich 1.6 cm/V bei einer Standardabweichung von weniger als 1 mm/V (In diesem Wert ist die 12-fache Vergrößerung auf den Auswertetisch miteingeschlossen).

Unter Verwendung von

$$G_{b4}(\omega) = (1 + 1.3397 * j * \omega / \omega_3 - 0.4889 * \omega^2 / \omega_3^2)^{-1} * (1 + 0.7743 * j * \omega / \omega_3 - 0.3890 * \omega^2 / \omega_3^2)^{-1}$$

mit $\omega_3 = 2 * \pi * f_c$ und $f_c = 5 \text{ Hz}$

für das Besselfilter und mit Berücksichtigung der Develocorder-Galvanometer (angenommen als kritisch gedämpftes Tiefpassfilter zweiter Ordnung) sowie der 'Schreiberkonstanten' gemäss

$$G_g(\omega) = 1.6 * \frac{1}{(1 + j * \omega * \tau)^2}$$

mit $\tau = \frac{1}{2 * \pi * f_c}$ und $f_c = 15 \text{ Hz}$

lautet die entsprechende Übertragungsfunktion für diesen Systempfad demnach:

$$G_d(\omega) = G_{b4}(\omega) * G_g(\omega) . \quad (12)$$

Für den Pfad zum Computer erhalten wir die Übertragungsfunktion $G_c(\omega)$ unter Verwendung der Symbole wie bei (7) und (8) sofort zu

$$G_c(\omega) = HP1(\omega) * G3(\omega) \quad (13)$$

Für das PCM-Bandaufzeichnungsgerät lautet die Übertragungsfunktion des Bessel-Tiefpassfilters zehnter Ordnung:

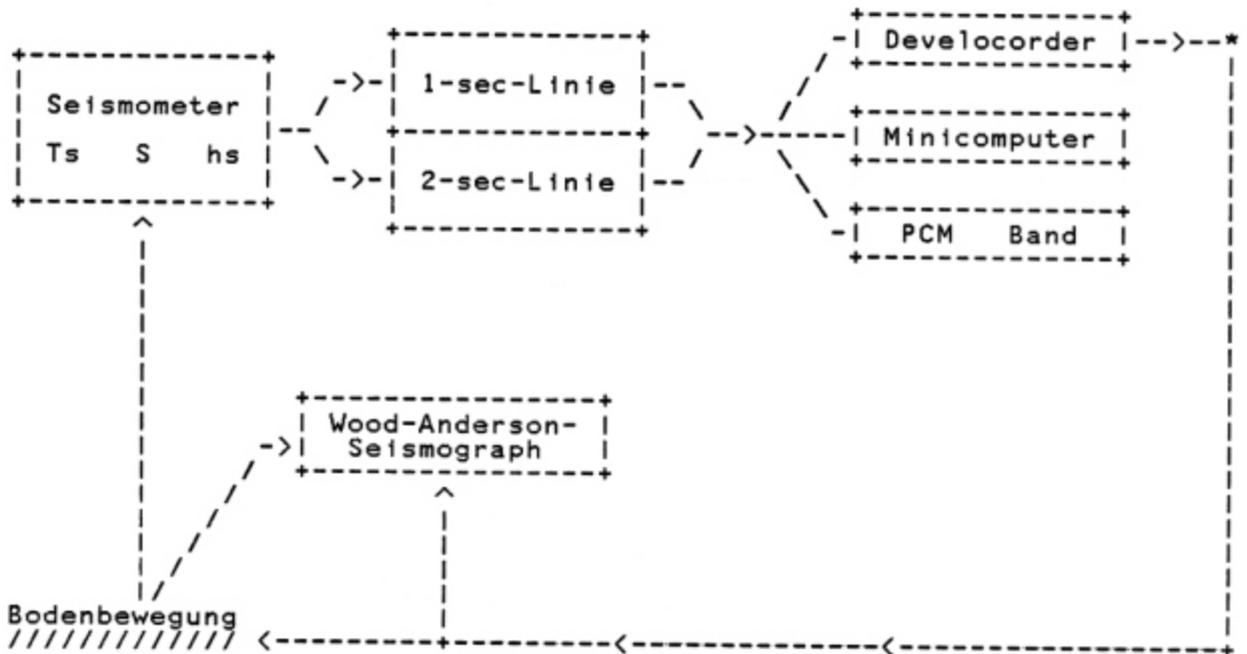
$$\begin{aligned} G_p(\omega) = & (1 + 1.0215*j*\omega/\omega_1 - 0.2650*\omega^2 / \omega_1^2)^{-1} \\ & * (1 + 0.9393*j*\omega/\omega_1 - 0.2549*\omega^2 / \omega_1^2)^{-1} \\ & * (1 + 0.7815*j*\omega/\omega_1 - 0.2351*\omega^2 / \omega_1^2)^{-1} \quad (14) \\ & * (1 + 0.5604*j*\omega/\omega_1 - 0.2059*\omega^2 / \omega_1^2)^{-1} \\ & * (1 + 0.2883*j*\omega/\omega_1 - 0.1665*\omega^2 / \omega_1^2)^{-1} \end{aligned}$$

mit $\omega_1 = 2*\pi * f_c$

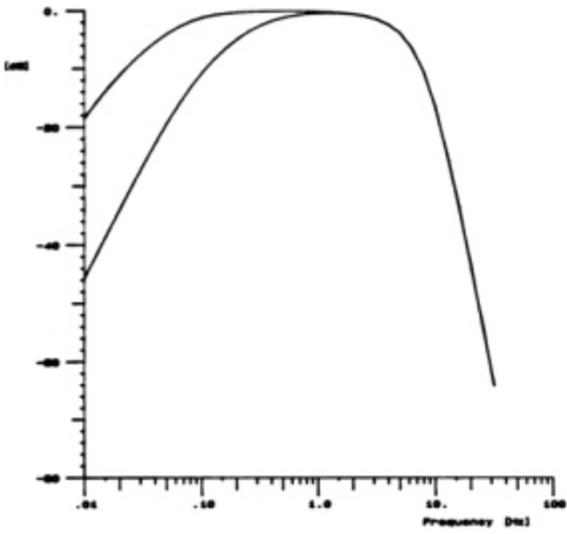
Die Grenzfrequenz f_c ist abhängig von der Bandgeschwindigkeit: Bei 15/16 ips (inch per second) beträgt sie 12.5 Hz, bei einer solchen von 1 7/8 ips liegt f_c bei 25 Hz.

Mit den Formeln (8) bis (13) sind jetzt alle Komponenten des Systems erfasst. Sie wurden in einem hinsichtlich der Wahl des Pfades flexiblen Programmpaket auf einem Minicomputer programmiert; mehrere dazugehörige Plot-Programme erlauben die Realisierung von graphischen Darstellungen auf Bildschirm oder Papier.

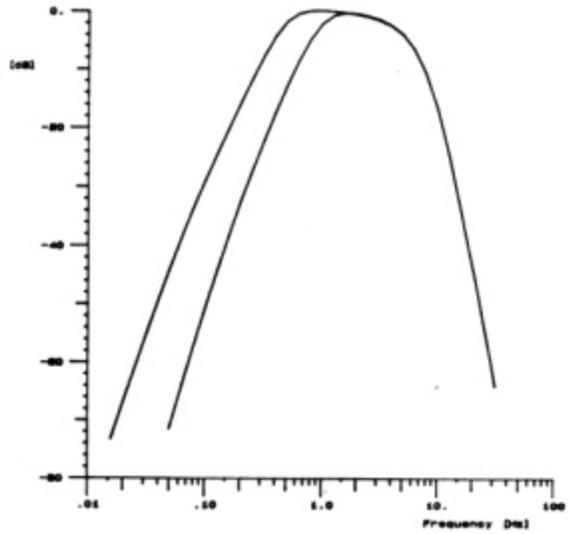
Einige Beispiele so erhaltener Übertragungsfunktionen für das (vereinfacht dargestellte) System



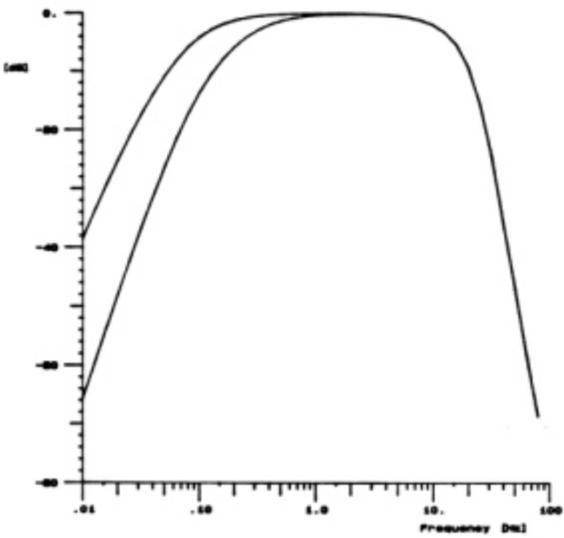
PREAMPLIFIER --> DEVELOCORDER



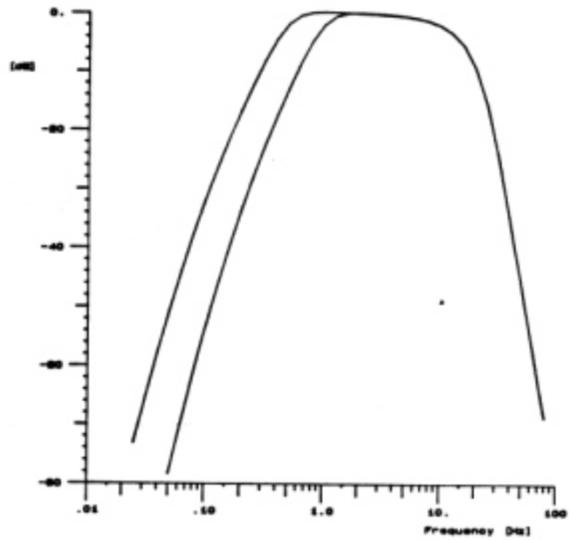
2-SEC / 1-SEC-SEISMOMETER --> DEVELOCORDER



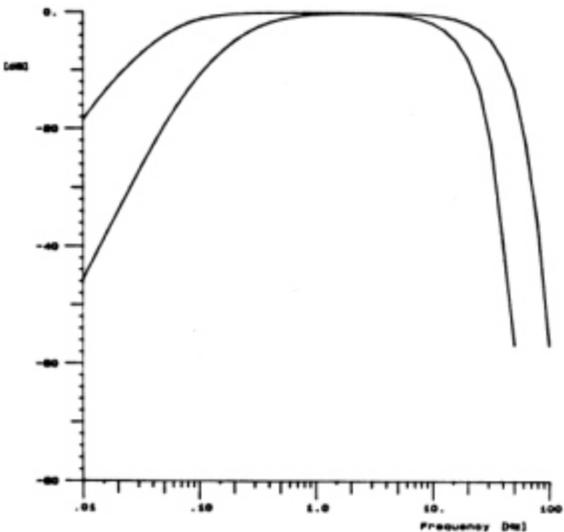
PREAMPLIFIER --> ADC/MINICOMPUTER



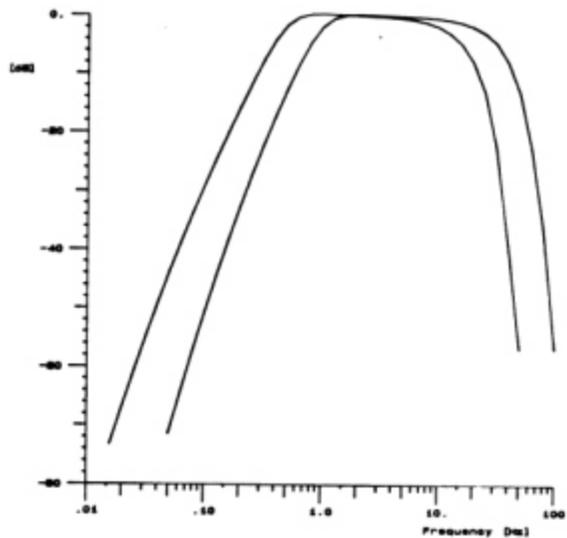
2-SEC / 1-SEC-SEISMOMETER --> ADC/MINICOMPUTER



PREAMPLIFIER --> PCM-TAPE



2-SEC / 1-SEC-SEISMOMETER --> PCM-TAPE



FIGUR 9

illustriert Figur 9. Die Übertragungsfunktionen auf der linken Seite enthalten das Subsystem vom Seismometerausgang (bzw. Vorverstärkereingang) bis zur Registrierung des jeweiligen Gerätes; jeweils rechts davon ist zusätzlich das Seismometer als Geschwindigkeitsmesser (ohne Spulenkonstante S) miteinbezogen. Auf der langperiodischen Seite aller Diagramme gilt der linke Ast der Charakteristik für die 2-sec-Seismometer, der rechte für 1-sec-Seismometer. Für das PCM-Band ergeben sich infolge der zwei verschiedenen Filter für die möglichen Bandgeschwindigkeiten (siehe Figur 8) auch auf der hochfrequenten Seite der Graphiken zwei Äste.

Aus den sechs dargestellten Frequenzgängen wird ersichtlich, dass für alle drei Registriereinheiten das Seismometer als dominierender Hochpass wirkt.

Um von den registrierten Seismogrammamplituden auf die Bodenbewegung oder die entsprechenden Amplituden auf einem WA-Seismographen schließen zu können, müssen die inversen Übertragungsfunktionen bekannt sein. Es soll nun r_1 das Verhältnis der Amplituden der Bodenbewegung zur Registrierung auf dem Mikrofilm (Develocorder) und r_2 das Verhältnis der Amplituden eines WA-Seismographen zur Develocorder-Amplitude sein; mittels der Formeln (8) bis (12) erhalten wir sofort:

$$r_1(\omega) = (G_{sb}(\omega) * T(\omega) * G_d(\omega))^{-1} \quad (15)$$

$$r_2(\omega) = (G_{sb}(\omega) * T(\omega) * G_d(\omega))^{-1} * G_{swa} \quad (16)$$

illustriert Figur 9. Die Übertragungsfunktionen auf der linken Seite enthalten das Subsystem vom Seismometerausgang (bzw. Vorverstärkereingang) bis zur Registrierung des jeweiligen Gerätes; jeweils rechts davon ist zusätzlich das Seismometer als Geschwindigkeitsmesser (ohne Spulenkonstante S) miteinbezogen. Auf der langperiodischen Seite aller Diagramme gilt der linke Ast der Charakteristik für die 2-sec-Seismometer, der rechte für 1-sec-Seismometer. Für das PCM-Band ergeben sich infolge der zwei verschiedenen Filter für die möglichen Bandgeschwindigkeiten (siehe Figur 8) auch auf der hochfrequenten Seite der Graphiken zwei Äste.

Aus den sechs dargestellten Frequenzgängen wird ersichtlich, dass für alle drei Registriereinheiten das Seismometer als dominierender Hochpass wirkt.

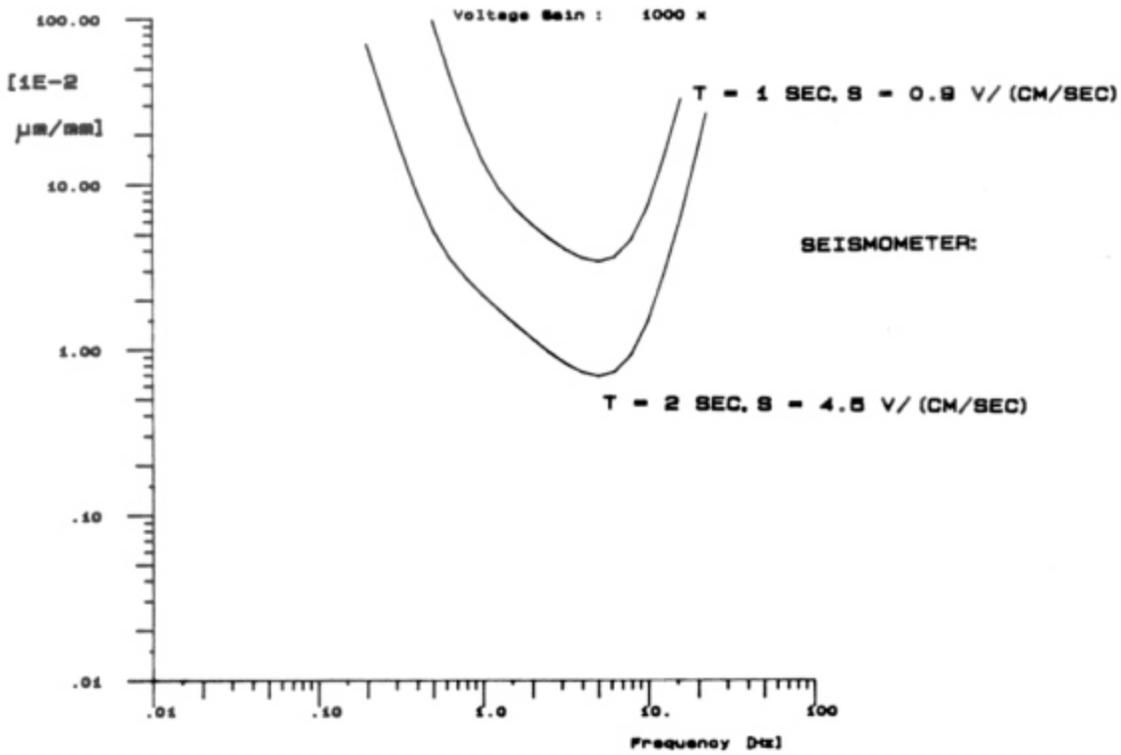
Um von den registrierten Seismogrammamplituden auf die Bodenbewegung oder die entsprechenden Amplituden auf einem WA-Seismographen schließen zu können, müssen die inversen Übertragungsfunktionen bekannt sein. Es soll nun r_1 das Verhältnis der Amplituden der Bodenbewegung zur Registrierung auf dem Mikrofilm (Develocorder) und r_2 das Verhältnis der Amplituden eines WA-Seismographen zur Develocorder-Amplitude sein; mittels der Formeln (8) bis (12) erhalten wir sofort:

$$r_1(\omega) = (G_{sb}(\omega) * T(\omega) * G_d(\omega))^{-1} \quad (15)$$

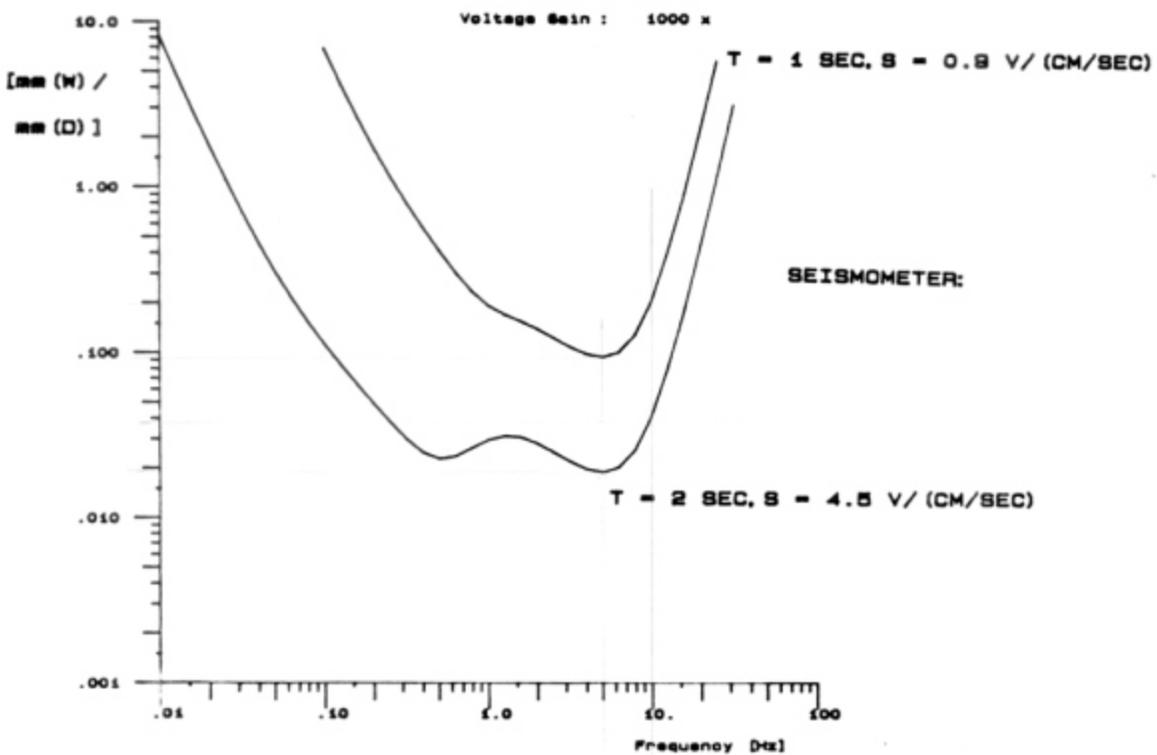
$$r_2(\omega) = (G_{sb}(\omega) * T(\omega) * G_d(\omega))^{-1} * G_{swa} \quad (16)$$

FIGUR 10

MM (DEVELOCORDER) --> MICRONS (GROUND MOTION)



MM (DEVELOCORDER) --> MM (WOOD-ANDERSON-BEISMOPGRAPH)



(15) und (16) wurden für eine elektronische Verstärkung des Signals von $V = 1000$ für die zwei beim SED am häufigsten verwendeten Seismometer berechnet und in Figur 10 dargestellt. $r1(\omega)$ ist im oberen Diagramm geplottet. Bei einer Frequenz von etwa 5 Hz entspricht 1 mm Amplitude auf dem Vergrößerungsschirm des Develocorders einer Amplitude der Bodenbewegung von der Grössenordnung eines hundertstel Mikrometers oder 100 Angström; somit erreicht die gesamte Vergrößerung der Bodenbewegung einen Faktor von 100'000.

Im unteren Diagramm von Figur 10 ist die Frequenzabhängigkeit von $r2$ ersichtlich: Im Bereich von etwa 0.1 bis 10 Hz ist die Empfindlichkeit der beim SED verwendeten Seismometer bei einem typischen elektronischen Verstärkungsfaktor von 1000 ungefähr zehn bis hundert mal grösser als bei einem WA-Seismographen.

Der Verlauf von $r2(\omega)$ gibt auch an, wie gross der Unterschied der Verstärkung des WA-Seismographen und des beim SED installierten Registriersystems in bezug auf verschiedene Frequenzen ist: Wie dem Frequenzgang von $r2$ in Figur 10 zu entnehmen ist, liegen die steilen Flanken ausserhalb eines Bereiches zwischen 1 und 10 Hz. Das heisst, innerhalb dieser Bandbreite haben beide hier verglichenen Aufzeichnungssysteme einen ähnlichen Frequenzgang.

Wie zu Beginn dieses Kapitels bereits erwähnt, ist eine ML-Bestimmung im Sinne von Richter [1935] nur dann exakt möglich, wenn die Maximalamplituden sowohl beim WA-System als auch beim benutzten System bei den gleichen Phasen im Seismogramm auftreten. Auf Grund des Verlaufs von $r2(\omega)$ ist diese Voraussetzung beim Netz des SED dann gegeben, wenn die Maximalamplitude bei einer Frequenz auftritt, die zwischen 1 und 10 Hz liegt. Dass dies zutrifft, wurde mehrmals bestätigt: In einem Data Report von [Kinematics Inc.] wurde ein kalifornisches Lokalbeben in einer Hypozentralentfernung von rund 24 Kilometern auf dessen Frequenzinhalt hin untersucht: Auf einem breitbandigen (0.1 - 25 Hz) Strong-Motion-System wurde im Geschwindigkeits-Spektrum das Maximum bei 2.5 Hz festgestellt; aus der graphischen Darstellung des Spektrums lässt sich entnehmen, dass die Amplitude auf beiden Seiten dieses Wertes mit etwa 20 dB pro Dekade abfällt. Grossmayer [1981] hat Accelerogramme von Nahbeben in Italien auf ihre Spektraldichten hin untersucht. Die Maxima liegen bei den Horizontalkomponenten zwischen 1 und 6 Hz, bei der Vertikalkomponente sind die massgeblichen Frequenzanteile zwischen 1 und 10 Hz zu finden; ausserhalb dieser Bereiche wurde ein starker Abfall festgestellt. Mit stochastisch simulierten Bodenbewegungsfunktionen erhielt Boore [1983] für Beschleunigungs-, Geschwindigkeits- sowie Wood-Anderson-Spektren bereits für eine Epizentraldistanz von nur 10 km eine bei rund 10 Hz gegen höhere Frequenzen hin steil abfallende Flanke. Diese Resultate belegen zudem, dass die Filterstrategie des hier untersuchten Registriersystems (siehe Übertragungsfunktionen in Figur 9, rechte Seite) durchaus als 'signalangepasst' im Sinne von 'Matched Filters' [Leuthold, 1982] bezeichnet werden kann.

2.2.3 BESTIMMUNG DER ELEKTRONISCHEN VERSTÄRKUNG

Die elektronische Verstärkung des Übertragungssystems beim SED ist zwar für jede Station aufgrund der Einstellungen am Vorverstärker bekannt; sie lässt sich jedoch ebenfalls aus den Sprungantworten ermitteln. Zu diesem Zweck wurden von den sechs vermessenen Stationen die vier ersten Sprungantworten (System zu etwa 50 % ausgesteuert) benutzt. Die Amplitude U_1 des Spannungs-Einheitssprungs, welcher beim Vorverstärker eingegeben wurde, ist gegeben, der Maximalwert in der Zeitreihe der registrierten Sprungantwort lässt sich mit einem Computerprogramm ermitteln; dabei entsprechen, wie bereits weiter oben ausgeführt, 32768 counts 2 Volt. Das Maximum an counts in der Zeitreihe, dividiert durch die 32768 counts ergibt demnach die prozentuale Aussteuerung des Systems und somit auch die entsprechende maximale Spannung U_2 , welche am ADC-Eingang gelegen hat. Die prozentualen Aussteuerungen der vier Sprungantworten je Station waren in der Regel nicht exakt gleich, weshalb ihr Mittelwert bestimmt wurde.

In der folgenden Aufstellung bezeichnet M den berechneten Mittelwert der prozentualen Aussteuerung des Systems, U_2 die dem Wert M entsprechende Spannung, U_1 die Amplitude des Heaviside-Spannungssprungs am Systemeingang, VG die durch Division von U_2 durch U_1 erhaltene Verstärkung (Voltage Gain) und VGE die alleine durch die Verstärkereinstellung bekannte Verstärkung.

Station	M [%]	U_2 [V]	U_1 [mV]	VG [1]	VGE [1]
STG	50.7	1.014	0.36	2820	2770
SIE	47.2	0.944	0.11	8580	9420
ROM	47.5	0.950	0.42	2260	2370
DIX	52.5	1.050	0.80	1310	1260
MMK	48.8	0.976	0.80	1220	1260
DAV	59.5	1.190	0.46	2590	2173

Die zur Zeit der Abfassung dieser Arbeit geltenden Verstärkungen aller untersuchten Stationen sind unten aufgelistet. Für diejenigen sechs Stationen, deren Sprungantworten vermessen worden sind, wurden die experimentell bestimmten Verstärkungen angenommen, für die anderen wurde der aus der Verstärkereinstellung bekannte Wert übernommen.

Stn	T [s]	S [V*sec/cm]	hs [1]	voltg [1]
ZUL	1	0.9	0.6	4000
SLE	1	2.0	0.6	4000
BAL	2	3.2	0.6	1090
BIS	2	4.5	0.6	645
BRI	2	3.2	0.6	2173
DAV	2	3.2	0.6	2590
ROM	1	0.9	0.6	4520
SIE	1	0.9	0.6	8580
WIL	1	0.9	0.6	4720
TMA	2	4.5	0.6	2520
EMOV	2	4.5	0.6	1546
LLS	2	4.5	0.6	930
MUO	2	4.5	0.6	1260
DIX	2	4.5	0.6	1310
MMK	2	4.5	0.6	1220
STG	2	4.5	0.6	2820
VDL	2	4.5	0.6	630
OSS	2	3.2	0.6	3500
SAX	2	4.5	0.6	1260

2.2.4 AMPLITUDENVERGLEICHE VON PKP-PHASEN

Eine falsche Annahme von stationsspezifischen Parametern (vor allem der Seismometerkonstante und der elektronischen Verstärkung) kann beispielsweise vorkommen durch irrtümliche Einstellung des Vorverstärkers am Stationsort oder wegen eines Programmierfehlers. Derartige Fehler

Stn	T [s]	S [V*sec/cm]	hs [1]	voltg [1]
ZUL	1	0.9	0.6	4000
SLE	1	2.0	0.6	4000
BAL	2	3.2	0.6	1090
BIS	2	4.5	0.6	645
BRI	2	3.2	0.6	2173
DAV	2	3.2	0.6	2590
ROM	1	0.9	0.6	4520
SIE	1	0.9	0.6	8580
WIL	1	0.9	0.6	4720
TMA	2	4.5	0.6	2520
EMOV	2	4.5	0.6	1546
LLS	2	4.5	0.6	930
MUO	2	4.5	0.6	1260
DIX	2	4.5	0.6	1310
MMK	2	4.5	0.6	1220
STG	2	4.5	0.6	2820
VDL	2	4.5	0.6	630
OSS	2	3.2	0.6	3500
SAX	2	4.5	0.6	1260

2.2.4 AMPLITUDENVERGLEICHE VON PKP-PHASEN

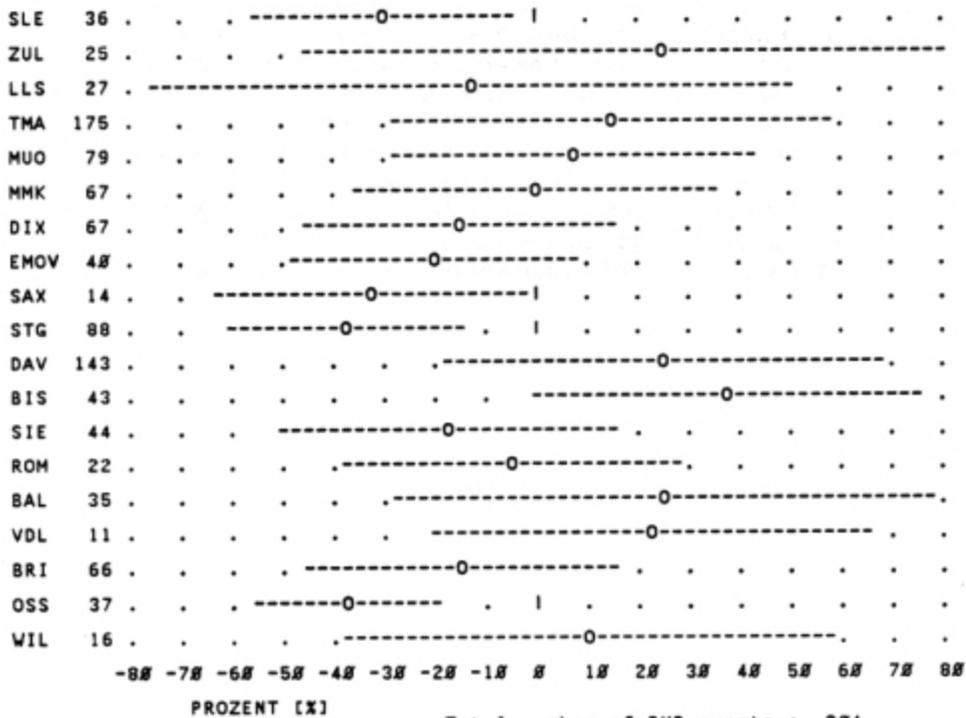
Eine falsche Annahme von stationsspezifischen Parametern (vor allem der Seismometerkonstante und der elektronischen Verstärkung) kann beispielsweise vorkommen durch irrtümliche Einstellung des Vorverstärkers am Stationsort oder wegen eines Programmierfehlers. Derartige Fehler

Figur 11 zeigt für jede beobachtete Station die Anzahl der Bodenbewegungsbestimmungen (in Klammer) sowie die mittlere prozentuale Bodenbewegung bei PKP-Phasen. Bei der Anwendung dieser Methode werden statistische Ausreisser der Bodenbewegung insofern überbewertet, als sich sämtliche anderen Prozentwerte stark nach dieser unter Umständen einen Extremwert darstellenden Bodenbewegung richten und sich deshalb ein ungenaues Bild ergibt. Zudem wurde keine Standardabweichung berechnet und alle Amplituden berücksichtigt. Da bei der routinemässigen Auswertung von Erdbebenregistrierungen beim SED die Amplitudenwerte lediglich auf einen Millimeter genau angegeben werden (können), sind die Fehler vor allem bei kleinen Amplitudenwerten von wenigen Millimetern relativ gross.

 Durchschnittliche Bodenbewegung bei den Stationen bei PKP-Phasen

Datensatz : [[1983 Minimale Develocorderamplitude [mm] : 5

stn # readings

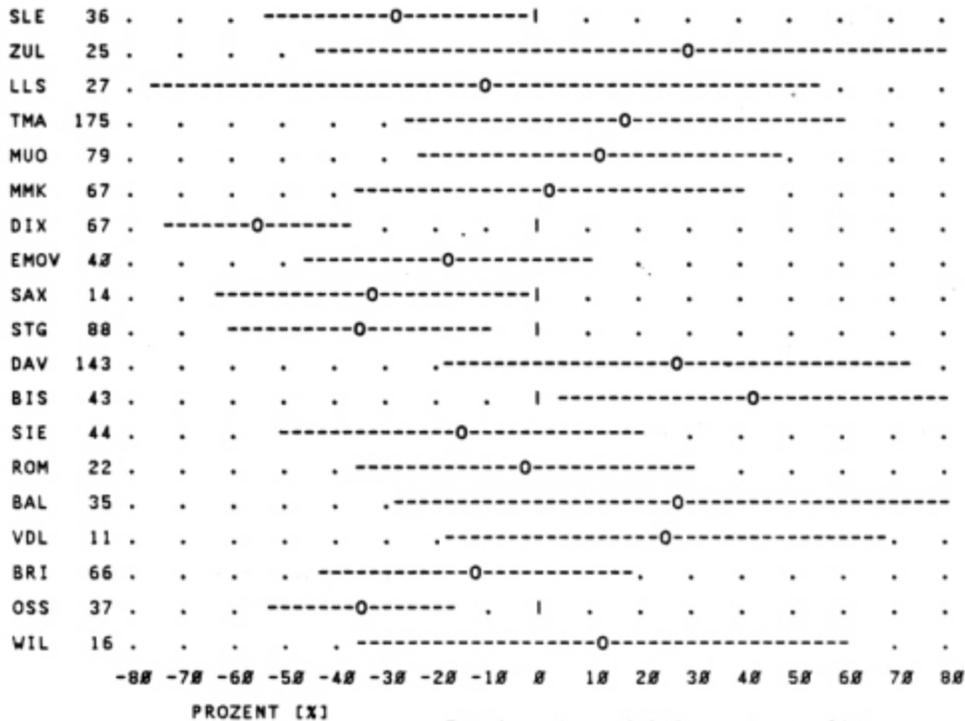


FIGUR 12

 Durchschnittliche Bodenbewegung bei den Stationen bei PKP-Phasen

Datensatz : [[1983 Minimale Develocorderamplitude [mm] : 5

stn # readings



In einer zweiten Untersuchung wurde der Algorithmus dahingehend geändert, als für jedes PKP-Ereignis vorerst die durchschnittliche Bodenbewegung aller Stationen und danach die die prozentualen Abweichungen der einzelnen Stationen von diesem Mittelwert ermittelt wurde. Schliesslich wurden diese prozentualen Abweichungen gemittelt und deren Standardabweichungen berechnet. Des weiteren wurden nur Ablesungen (readings) berücksichtigt, die einen bestimmten Wert (minimale Develocorderamplitude) aufweisen oder denselben überschreiten. Figur 12 oben gibt die durchschnittliche Abweichung vom Mittelwert mit der zugehörigen Standardabweichung an; es werden nur Amplituden grösser gleich fünf Millimeter berücksichtigt: In der unteren Darstellung ist die elektronische Verstärkung der Station DIX um einen Faktor zwei erhöht worden: deutlich ist zu erkennen, dass die relative Amplitude dieser Station um rund 40 % kleiner geworden ist, während die Werte der restlichen Stationen kaum geändert haben. Diese Methode erlaubt demnach, grobe Fehler in den Stationsparametern leicht zu erkennen: Zu gross angenommene Verstärkungen oder Seismometerkonstanten bewirken eine relativ zu den anderen Stationen scheinbar zu kleine Bodenbewegung und umgekehrt.

Dass auch in der oberen Darstellung von Figur 12 ganz erhebliche Schwankungen auftreten, liegt erstens an der Ablesegenauigkeit (1 mm Fehler auf 5 mm Signalamplitude bedeutet bereits 20 % relative Abweichung) und zweitens am inhomogenen Aufbau von Kruste und oberem Mantel unter der Schweiz: Da die Moho unter diesem Gebiet einen deutlich asymmetrischen Trog bildet [Müller, Lowrie, 1980] weisen die Auftauchwinkel vermutlich eine starke azimutale und örtliche Abhängigkeit auf [Baer, 1979]. Im Kapitel 4 wird im Zusammenhang mit den Stationskorrekturen nochmals auf diese Problematik eingegangen.

3.0 DISTANZ-KALIBRIERFUNKTION FUER DIE SCHWEIZ

Die von Richter [1935] eingeführte Magnitudendefinition

$$ML = \log A - \log A_0(D) \quad (17)$$

hängt ab von der Maximalamplitude A der Registrierung auf einem WA-Seismographen und der Kalibrierfunktion $\log A_0(D)$. Mit den Resultaten aus Kapitel zwei kann von der beim Registriersystem des SED aufgetragenen (Develeocorder-) Amplitude auf die entsprechende WA-Amplitude geschlossen werden. Die Kalibrierfunktion wurde für Epizentraldistanzen D von 0 bis 600 Kilometer aus Erdbebendaten von Südkalifornien ermittelt [Richter, 1935, 1958]. Sie spiegelt einerseits die rein geometrisch bedingte Amplitudenabnahme bei der Wellenausbreitung und andererseits die mit der anelastischen Absorbtion des Wellenleiters verbundenen Energieverluste wieder. Es ist einleuchtend, dass letzteres ganz wesentlich vom Aufbau und der Struktur von Kruste und oberem Mantel abhängt. Somit ist die Kalibrierfunktion - wie zum Beispiel in [Richter, 1958] explizit erwähnt - im Allgemeinen für jede Region separat zu bestimmen.

3.1 AMPLITUDEN-ABMINDERUNGSKURVEN

Die Kalibrierfunktion gibt die Abnahme der Maximalamplitude auf einem WA-Seismographen für eine gegebene Epizentraldistanz eines Erdbebens mit der Magnitude $ML = 0$ an [Richter, 1958]. Sie ist willkürlich so geeicht worden, dass ein Beben mit $ML = 3.0$ auf einem WA-Seismographen in einer Epizentraldistanz von 100 km mit einer maximalen Null-Spitze-Amplitude von 1 mm registriert wird.

Weil der WA-Seismograph für die interessierenden Frequenzen (1 bis 10 Hz) im Wesentlichen die um einen konstanten Faktor ($V = 2800$) vergrösserte Bodenbewegung wiedergibt, liegt es nahe, vorerst einmal zu untersuchen, wie die maximale Amplitude der Bodenbewegung mit der Distanz abnimmt.

Bis zum Jahre 1973 stellten die in [Richter, 1958] tabellierten Werte die verbreitetste Abminderungsfunktion dar. Nuttli [1973] konnte in seiner oft zitierten Publikation zeigen, dass die meisten ML -Amplituden von Richter [1935] einer L_g -Welle zugeordnet werden können, die nicht vom Typ einer Airy-Phase ist, also eine von letzterer verschiedene Periode aufweist. Die L_g -Phase wurde erstmals von Press und Ewing [1952] beschrieben. Mit L_g werden kurzperiodische (0.1 bis 10 sec) Oberflächenwellen höherer Moden bezeichnet, die sich ausschliesslich in der kontinentalen Kruste mit einer Geschwindigkeit von rund 3.5 km/sec (das heisst ungefährer S-Wellengeschwindigkeit) ausbreiten und signifikante Radial- und Vertikalkomponenten aufweisen [Aki, Richards, 1980;

Cara, Minster, 1981; Dwyer, Herrmann, Nuttli, 1983]. Kurzperiodische Lg-Phasen haben im Allgemeinen die grössten Amplituden im Seismogramm [Sindorf, 1972] und weisen die längste Dauer auf; sie sind daher einerseits für die Bestimmung von Magnituden und andererseits für Ingenieurzwecke von besonderem Interesse [Gupta, von Seggern, Wagner, 1982; Nuttli, 1981].

Für eine gleichförmige Punktquelle von elastischen Wellen in einem sphärischen Erdmodell sind die Amplituden von dispergierenden Oberflächenwellen (Rayleigh-Typ) im Zeitbereich gegeben durch

$$A = A_0 * D^{-1/3} * |R_0 * \sin(D)|^{-1/2} * e^{-\gamma * D} \quad (18)$$

für die Airy-Phase und

$$A = A_1 * D^{-1/2} * |R_0 * \sin(D)|^{-1/2} * e^{-\gamma * D} \quad (18)$$

für andere Perioden des Wellenzuges [Ewing, Jardetzky, Press, 1957]. A_0 und A_1 sind Konstanten, R_0 der Erdradius, D die Epizentraldistanz in Grad und γ der anelastische Absorptionskoeffizient. Der erste Faktor beschreibt die Quellenamplitude, der zweite repräsentiert den Amplitudenverlust infolge der Dispersion, der dritte Faktor steht für die geometrisch bedingte Amplitudenabnahme und der letzte gibt die frequenzabhängige Absorption an. Dabei ist der Parameter γ mit dem spezifischen Gütefaktor (quality factor) verknüpft gemäss

$$\gamma = \pi * f / (Q * U),$$

wobei f die Frequenz und U die Gruppengeschwindigkeit der Welle darstellen.

Nuttli [1973] konnte zeigen, dass die Distanzkorrekturwerte von Richter [1935], die nur wenig abweichen von denjenigen in [Richter, 1958], für Epizentraldistanzen von 0.5 bis 6 Grad gut durch die theoretische Abminderungskurve gemäss (19) beschrieben werden können mit $\gamma = 0.60/\text{Grad}$ ($= 0.0054/\text{km}$). Für die $\log(A/T)_{\text{max}}$ -Werte von Lg-Phasen mit Perioden von etwa einer Sekunde benutzte er allerdings Formel (18) mit der Begründung, die Lg-Phase sei eine höhere Mode mit minimaler Gruppengeschwindigkeit und somit eine Airy-Phase (Ewing et al. [1957] geben allerdings bei der Dispersionskurve für Love-Wellen die Lg-Phase am linken Ende, bei Perioden kleiner drei Sekunden, an; also nicht beim Geschwindigkeitsminimum!). Nuttli [1973] beschränkte seine Untersuchungen in der Folge auf Lg-Phasen von Perioden um eine Sekunde und Beben mit Epizentraldistanzen grösser als ein Grad. Er verglich die erhaltenen Daten mit Formel (18) und den Bestimmungen vom m_b und M_s . Schliesslich erhielt er folgende Magnitudenbeziehungen:

$$m_b(Lg) = 3.75 + 0.90 * \log(D) + \log(A/T) \quad \text{für } 0.5 < D < 4 \quad (20)$$

$$m_b(Lg) = 3.30 + 1.66 * \log(D) + \log(A/T) \quad \text{für } 4 < D < 30 \quad (21)$$

mit D in Grad.

Ebel [1982] benutzte (20) und (21) für Nahbeben im Nordosten der USA für Maximal-Phasen, die wesentlich höhere Frequenzen als 1 Hz aufwiesen (5-10 Hz) und nannte die so berechnete Magnitude nach Nuttli MN. Gleichzeitig ermittelte er für dieselben Beben ML, wobei er von der Distanzkalibrierfunktion nach Richter [1958] einen Korrekturterm subtrahierte: Da in (18) nur γ vom Registriergebiet abhängt, brauchte er lediglich den Logarithmus des Korrekturfaktors, also

$$\log \{ e^{(\gamma_{sc} - \gamma_{ne}) * D} \} \quad (22)$$

von der für Kalifornien ermittelten Richter-Kalibrierfunktion zu subtrahieren. Dabei stehen die zu den anelastischen Abschwächungskoeffizienten gehörenden Indizes γ_{sc} für Südkalifornien und γ_{ne} für New England. Das Korrekturglied (22) nimmt für die Epizentraldistanzen von 5 bis 500 km gleichmässig von 0.01 auf 1.0 zu. Obwohl die mb-Magnitudenskala ursprünglich gegen ML kalibriert war, erhielt Ebel für ML durchschnittlich 0.4 Einheiten weniger als mit MN. Somit ist die durch Nuttli [1973] eingeführte Distanz-Kalibrierfunktion durch Verwenden von (18) nicht nur gebietsabhängig sondern ebenfalls abhängig von der Frequenz der registrierten Lg-Phase, bei der die Amplitude abgelesen wird. Diese Frequenzabhängigkeit von γ wurde von Dwyer, Herrmann und Nuttli [1983] nachgewiesen.

Nicolas, Massinon, Mechler und Bouchon [1982] untersuchten die Frequenzabhängigkeit von γ ebenfalls. Allerdings setzten sie für die Abminderung eine verallgemeinerte Form von (18) und (19) an, nämlich

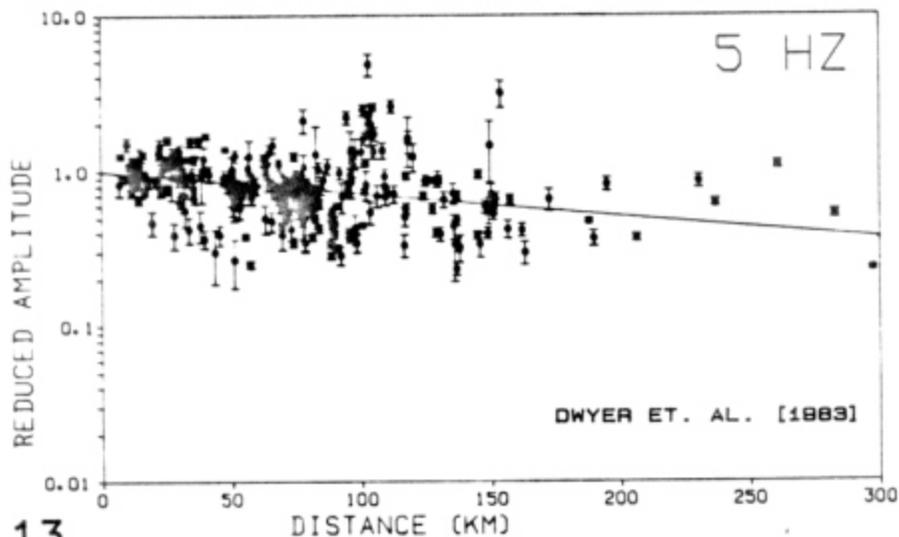
$$A = A_0 * (D * \sin D)^{-a} * e^{-\gamma * D} \quad (23)$$

Dabei steht a für den geometrischen Ausbreitungskoeffizienten; für $a = 0.5$ gibt (23) den Amplitudenverlust für die Airy-Phase an. Nicolas et al. haben die registrierten Signale eines Erdbebens mit drei verschiedenen Bandpässen (1-2 Hz, 2-4 Hz, 4-8 Hz) gefiltert und jeweils $\log(A/T)$ gegen die Distanz aufgetragen. In allen drei Fällen konnten sie die Abminderung mit (23) relativ gut approximieren, und zwar unabhängig davon, ob die Werte des geometrischen Ausbreitungskoeffizienten $a = 0$, $a = 0.5$ oder $a = 1$ betragen! Eine Änderung mit der Frequenz trat lediglich für den Abschwächungskoeffizienten γ ein. Diese Resultate lassen also offen, ob es sich bei der Lg-Phase von Frequenzen über 1 Hz um eine Airy-Phase handelt oder nicht und somit ist auch nicht klar, ob (18) oder (19) für die Gestaltung einer ausserhalb Kaliforniens gültigen Distanz-Kalibrierfunktion verwendet werden soll. Zudem gibt Nuttli [1973] nicht an, für welche Frequenzen die Annäherung der Abminderung nach Richter [1958] mittels (19) - bei einem γ -Wert von 0.0054/km - gültig ist.

Um eine Abminderungsrelation der Bodenbewegung für die Schweiz zu finden, wurde in der vorliegenden Arbeit vorerst nicht versucht, den anelastischen Abschwächungsfaktor zu bestimmen, sondern ein einfacheres Verfahren (Auftragen der 'gemessenen' Bodengeschwindigkeit gegen die Distanz und anschliessende Approximation mit einer einfachen Funk-

tion; siehe weiter unten) gewählt; freilich ohne zu wissen, ob damit überhaupt brauchbare Resultate zum Vorschein kommen würden.

Zur Eruierung der Abminderung der maximalen Signalamplitude ist es notwendig, die Bodenamplitude für verschiedene Distanzen zu berechnen. Da wegen Ablesungenauigkeiten und starker Streuung infolge der Herd-Abstrahlcharakteristik bereits Richter [1935] den Logarithmus der Amplitude für die Berechnungen benutzte, lag es auf der Hand, dies nachzuvollziehen. Wenn $\log A$ vs. D für ein einzelnes Erdbeben mit vielleicht einem Dutzend Stationen aufgetragen wird, sind die Streuungen ziemlich sicher sehr gross. Dwyer et.al. [1983] benutzten für solche Darstellungen daher verschiedene Beben und berechneten jeweils eine reduzierte Amplitude.



FIGUR 13

5-Hz L_g attenuation data corrected for source excitation. The straight line has a slope of -0.0031 km^{-1} . Error bars represent the level of background noise at each station.

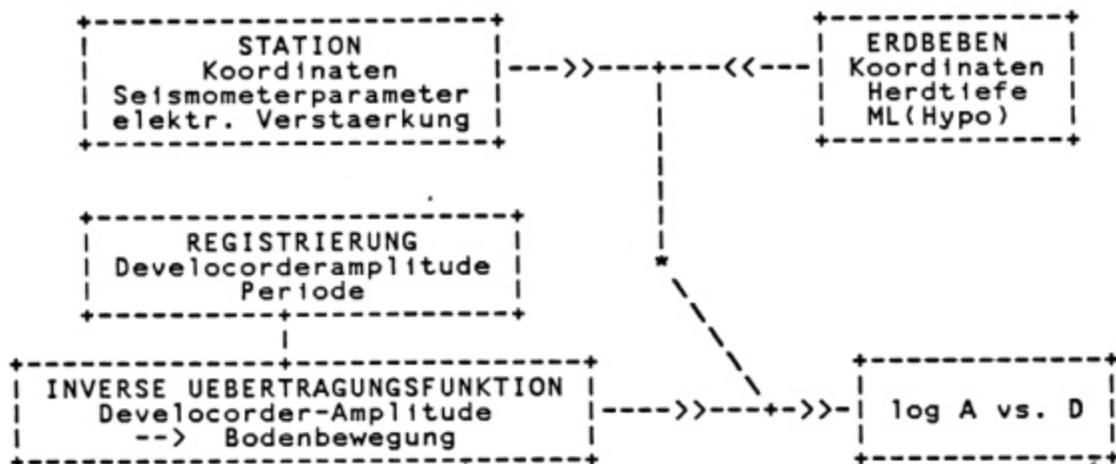
Figur 13 zeigt, dass die erhaltenen Resultate nur bedingt befriedigen können. Leider ist keine Standardabweichung der Regressionsgeraden mit einer Steigung von $-0.0031/\text{km}$ angegeben.

Für die in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden Daten (routinemässige Auswertung der Registrierungen auf dem Develocorder) wurden ebenfalls mehrere Erdbeben berücksichtigt. Um nicht Amplituden von sehr verschieden starken Erdbeben miteinander zu vermischen, wurden jeweils in eine einzige $\log A$ vs. D - Darstellung nur Daten von denjenigen Beben geplottet, die eine - mit der Kalibrierfunktion von Richter [1958] berechneten - identische Magnitude haben. Obwohl die beim SED bisher nach Richter [1958] berechnete Lokalmagnitude mit einer Unsicherheit von \pm

0.3 behaftet ist (siehe letztes Kapitel), war damit ein vernünftig scheinendes Auswahlkriterium gefunden, das zumindest keine allzu gravierenden Streuungen erwarten liess.

Was die Skala der Abszisse (Distanz) anbelangt, so lag kein Grund vor, diese logarithmisch aufzutragen; würden grosse Streuungen auftreten, könnte dies nachträglich immer noch vorgenommen werden. Hingegen wurde im Unterschied zu Richter [1935, 1958] auch die Herdtiefe berücksichtigt und demnach die Hypozentraldistanz berechnet. Richter [1963] wies darauf hin, dass seine Kalibrierfunktion für Beben mit Herdtiefen in der Grössenordnung von 10 bis 15 km gültig ist. In der Schweiz variieren die Herdtiefen von wenigen Kilometern bis zu einigen zehn Kilometern. Für Epizentraldistanzen grösser als die Herdtiefe genügt eine alleinige Berücksichtigung der Epizentraldistanz. Ziel dieser Arbeit war es jedoch, auch für geringe Epizentraldistanzen eine genaue Kalibrierfunktion zu erhalten, da sich viele Stationen des SED direkt in aktiven Herdgebieten befinden (Wallis, Graubünden).

Das folgende Schema veranschaulicht das Vorgehen beim Berechnen der log A vs. D - Darstellungen:

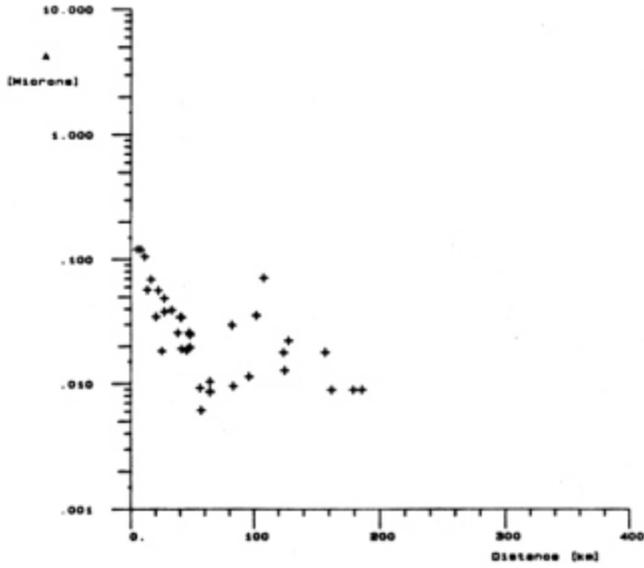


Mit ML(Hypo) wird in der Folge die bisher beim SED bestimmte Magnitude bezeichnet. ML(Hypo) wird mittels einer diskreten, überschlagsmässig bestimmten Übertragungsfunktion und der Kalibrierfunktion von Richter [1958] in einer modifizierten Version des Programmes HYPO-71 [Lee, Lahr, 1975] berechnet.

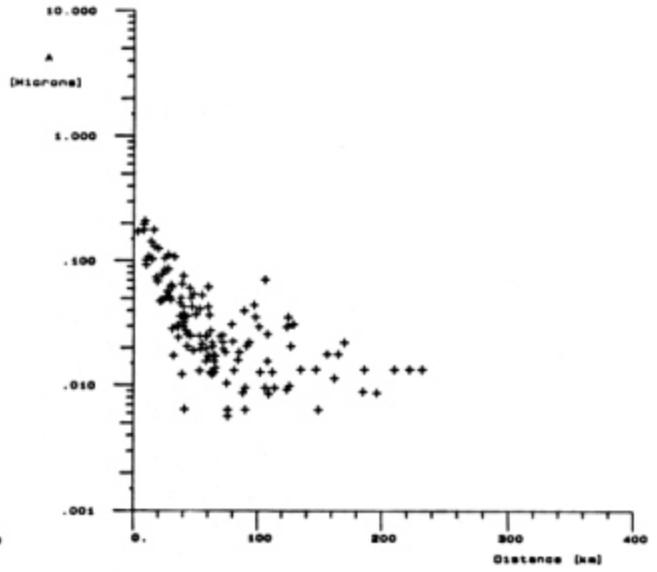
Zur Berechnung der log A vs. D - Darstellungen wurden durch ein Computerprogramm die routinemässig erfassten Daten des Jahres 1983 abgesehen und für alle ML(Hypo)-Werte eine separate Darstellung geplottet. Dabei bedeuten A die Bodenamplitude in Mikrometern und D die Hypozentraldistanz.

FIGUR 14

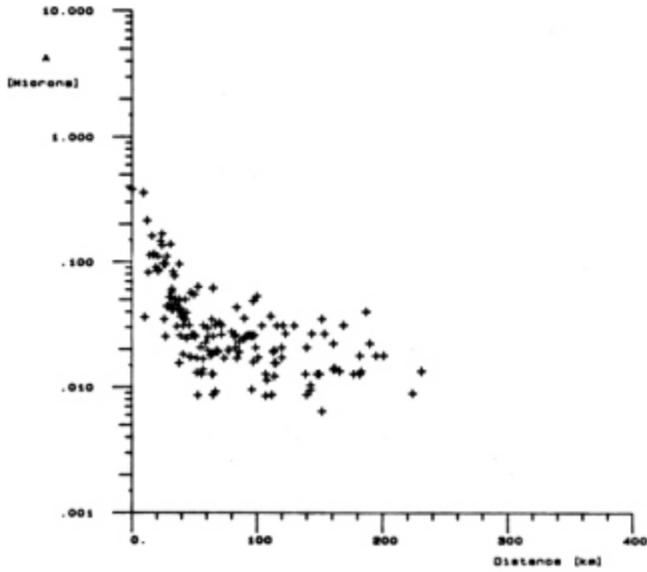
ML (HYPO) = 1.5



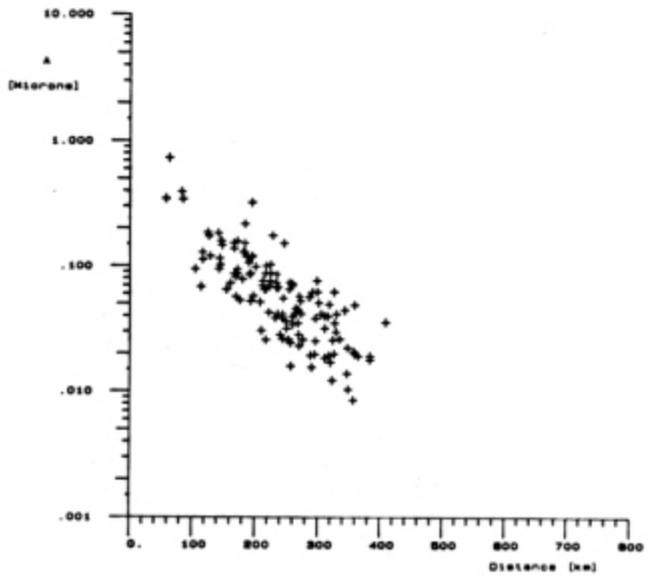
ML (HYPO) = 1.7



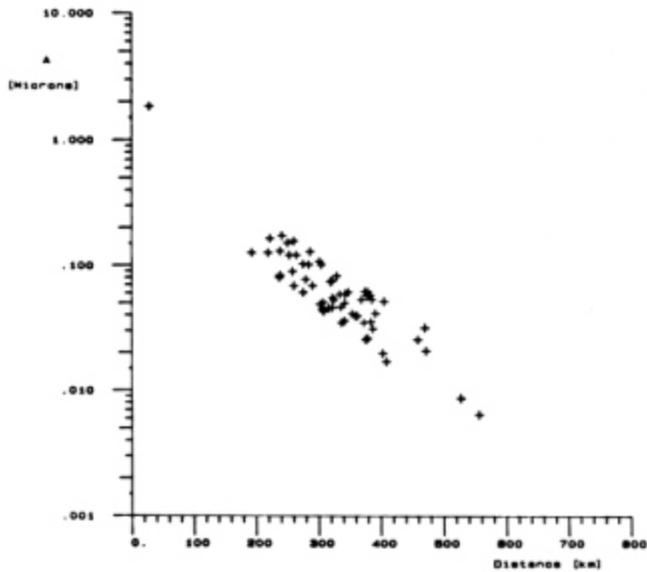
ML (HYPO) = 1.8



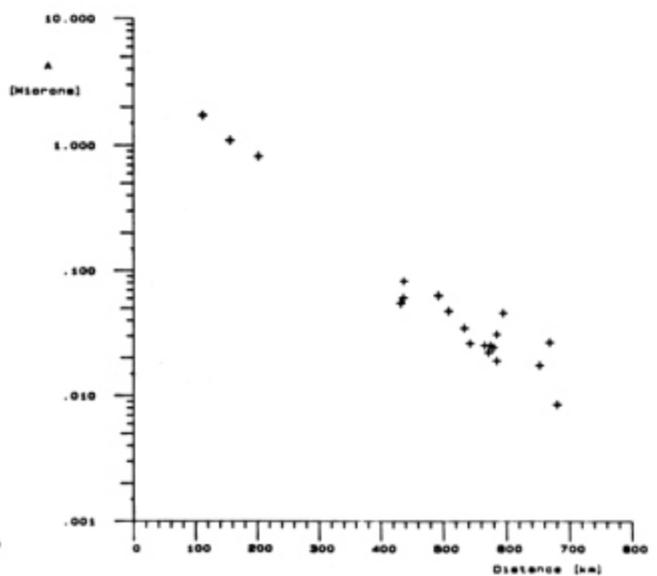
ML (HYPO) = 3.1



ML (HYPO) = 3.5



ML (HYPO) = 3.8



Figur 14 präsentiert sechs Beispiele solcher Darstellungen; der Distanzmassstab ist jeweils den vorhandenen Daten angepasst. Nach genauem Beobachten aller derart erhaltenen Darstellungen für die Magnituden $ML(Hypo)$ zwischen 1 und 6 fiel auf, dass die erhaltenen 'Punktwolken' eine systematische Form aufweisen: Für schwächere Beben ($ML(Hypo)$ kleiner gleich 2.5) sind die geringen Hypozentraldistanzen gut belegt und die Abminderung scheint bis zu einer Distanz von rund 60 Kilometern einem linearen Trend zu folgen; diese Tatsache ist bei den ersten drei Darstellungen in Figur 14 deutlich zu erkennen. Für grössere Distanzen ist bei den schwächeren Beben die Streuung relativ hoch. Dies war durchaus zu erwarten, denn Registrierungen von schwachen Beben in grösseren Entfernungen liefern geringe Amplituden und damit werden zum Beispiel auch Ablesefehler grösser. Für genügend starke Beben lässt sich jedoch auch im Distanzbereich über rund 60 Kilometer eine deutlich lineare Abnahme feststellen.

Die ersten drei Abbildungen in Figur 14 lassen unschwer erkennen, dass in einer Distanz von etwa 60 Kilometern die Abnahmerate der Bodenamplitude ändert. Diese Distanz (60 km) wird in der Folge mit 'Wechseldistanz' (D change) bezeichnet. Da diese Beobachtung auf allen gerechneten Darstellungen für kleine $ML(Hypo)$ gemacht werden konnte, wurde dort, wo die Daten es gestatteten, eine lineare Regression [Kreyszig, 1979] durchgeführt. Dabei wurden die Daten jeweils in zwei Gruppen eingeteilt: Eine mit Hypozentraldistanzen kleiner gleich der Wechseldistanz in 60 km und eine mit grösseren Distanzen. Für jede Wertegruppe wurden Regressionsgerade und Korrelationskoeffizient bestimmt. Nachfolgende Liste gibt die Magnitude $ML(Hypo)$, nach welcher die Erdbeben selektioniert wurden, die Geradensteigung s_1 für die Daten mit Distanzen kleiner 60 km, die Geradensteigung s_2 für Werte grösser als 60 km, die zugehörigen Korrelationskoeffizienten r_1 und r_2 sowie die Anzahl der Datenpunkte n_1 und n_2 , die in die statistischen Berechnungen eingingen, an. Es werden nur diejenigen Geradensteigungen angegeben, die für mehr als zehn Bodenamplituden berechnet werden konnten und deren Betrag des Korrelationskoeffizienten grösser gleich 0.75 ist; nur diese Steigungen wurden in den weiteren Berechnungen berücksichtigt.

ML(Hypo)	s1	r1	n1	s2	r2	n2
1.4	-0.0189	-0.76	21			
1.5	-0.0182	-0.89	23			
1.6	-0.0181	-0.75	37			
1.7	-0.0156	-0.75	72			
1.8	-0.0205	-0.80	62			
1.9	-0.0160	-0.76	71			
2.3	-0.0155	-0.78	28			
2.7				-0.0038	-0.75	188
2.8				-0.0044	-0.83	191
2.9				-0.0045	-0.81	88
3.0				-0.0041	-0.84	105
3.1				-0.0038	-0.79	130
3.2				-0.0034	-0.77	108
3.3				-0.0037	-0.81	79
3.5				-0.0035	-0.88	62
3.7				-0.0036	-0.94	22
3.9				-0.0037	-0.97	21
4.0				-0.0040	-0.91	18
4.1				-0.0035	-0.87	16
4.3				-0.0029	-0.79	13

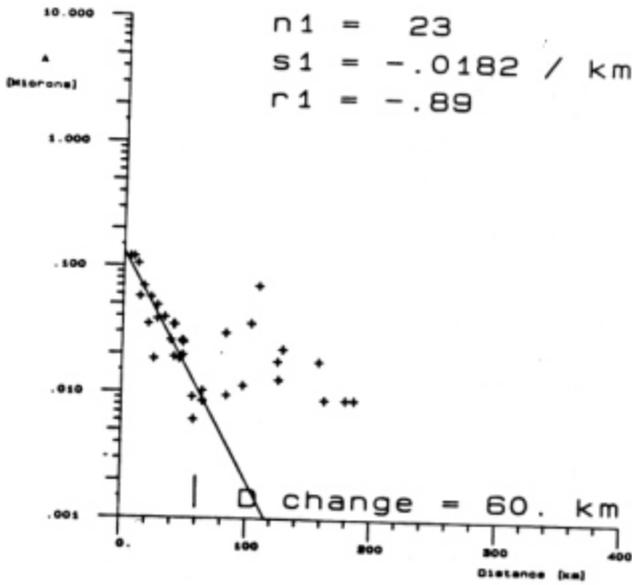
Die Mittelwerte der Geradensteigungen s1 und s2 betragen

$$s1 = -0.018 \text{ /km} \pm 0.002 \text{ /km} \quad (24)$$

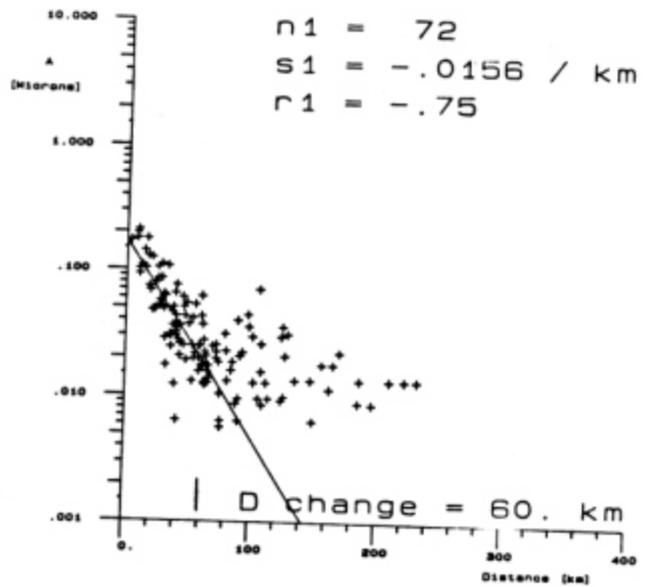
$$s2 = -0.0038 \text{ /km} \pm 0.0004 \text{ /km} \quad (25)$$

FIGUR 15

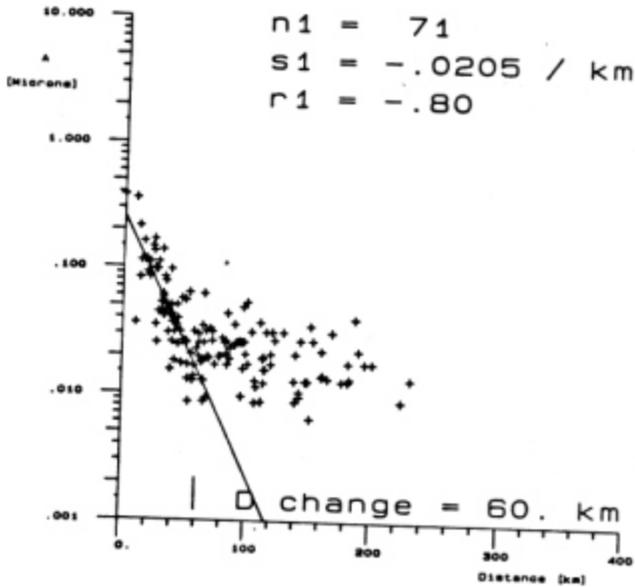
ML (HYPO) = 1.5



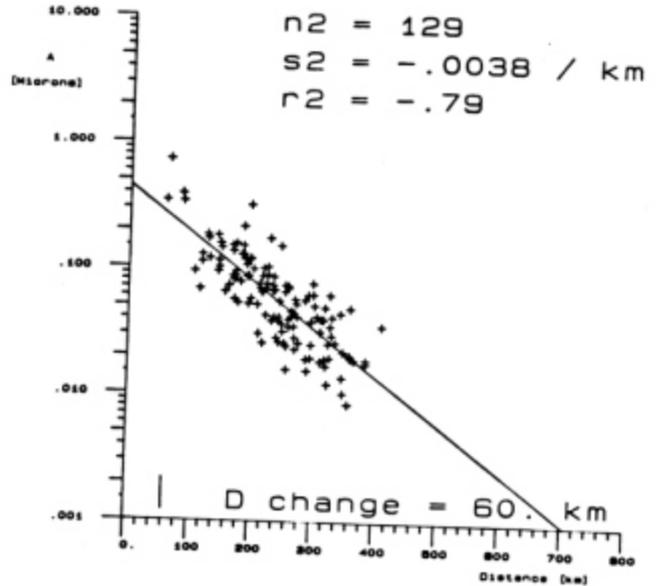
ML (HYPO) = 1.7



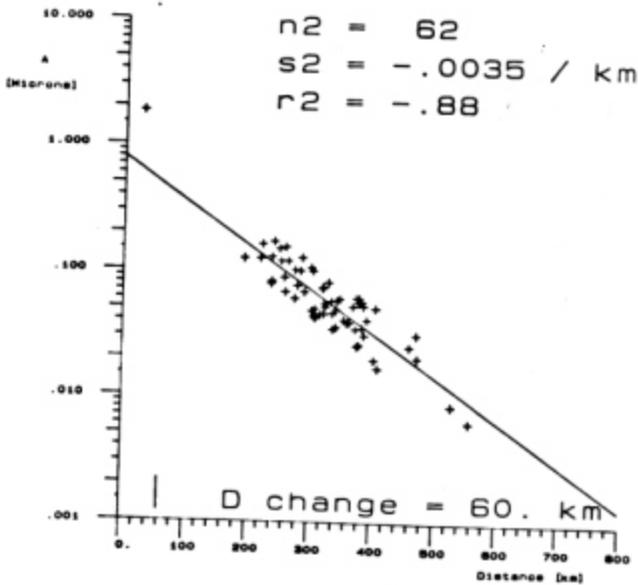
ML (HYPO) = 1.8



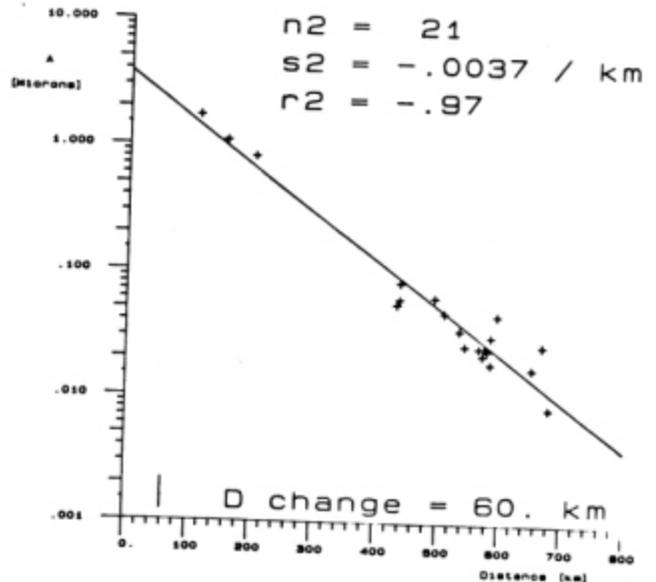
ML (HYPO) = 3.1



ML (HYPO) = 3.5



ML (HYPO) = 3.8



Figur 15 zeigt dieselben Abbildungen wie Figur 14, jedoch mit der Regressionsgerade für diejenige Distanzgruppe, für die gemäss den oben erläuterten Kriterien eine Regressionsgerade berechnet werden konnte. Zudem ist die Wechseldistanz markiert und sind die statistischen Parameter angegeben; die Bezeichnungen sind analog zu den in der vorangegangenen Liste der Geradensteigungen aufgeführten.

Da die mittleren Geradensteigungen s_1 und s_2 in (24) und (25) eine geringe Standardabweichung aufweisen und die Daten befriedigend beschreiben, lässt sich nun eine Kalibrierfunktion berechnen; diese wird entsprechend den Resultaten für zwei Distanzbereiche getrennt formuliert:

$$D \leq 60 \text{ km: } \log A = s_1 * D + b_1 \quad (26)$$

$$D \geq 60 \text{ km: } \log A = s_2 * D + b_2 \quad (27)$$

Um der von Richter [1935] begründeten Kalibrierfunktion zu entsprechen, soll die Kalibrierfunktion für die Schweiz ebenfalls so normiert werden, dass ein Erdbeben der Magnitude $M_L = 0$ in einer Distanz von 100 km (in diesem Bereich ist der Unterschied zwischen Epizentral- und Hypozentraldistanz für oberflächennahe Erdbeben vernachlässigbar) von einem WA-Seismographen mit einer maximalen 0-peak-Amplitude von 0.001 Millimetern aufgezeichnet wird; für Perioden kleiner als 0.8 sec heisst das eine WA-Amplitude, die 2800 Mal grösser als die 0-peak-Bodenamplitude ist. Für $D = 100 \text{ km}$ gilt mit (27) somit:

$$\log A_0 = s_2 * 100 + b_2 = \log(0.001)$$

Dadurch wird unter Berücksichtigung von $s_2 = -0.0038$

$$b_2 = -2.62 \quad (28)$$

Als weitere Randbedingungen sollen (26) und (27) für $D = 60 \text{ km}$ identisch sein, damit die Kalibrierfunktion monoton wird. Durch Gleichsetzen von (26) und (27) unter Berücksichtigung von (28) erhalten wir für $D = 60 \text{ km}$

$$-0.018 * 60 + b_1 = -0.0038 * 60 - 2.62$$

und somit

$$b_1 = -1.77 \quad (29)$$

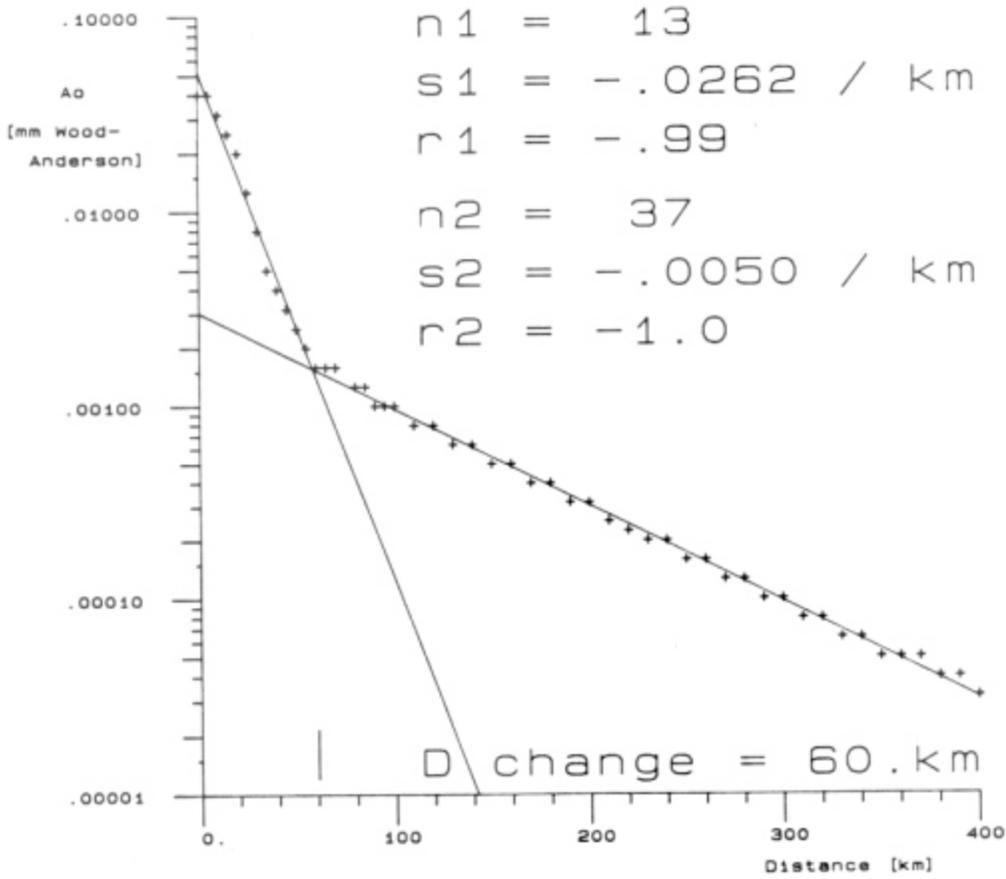
Die Kalibrierfunktion für die Schweiz lautet demnach:

$$\begin{aligned} -\log A_0 &= 0.018 * D + 1.77 && \text{für } D \leq 60 \text{ km} \\ -\log A_0 &= 0.0038 * D + 2.62 && \text{für } 60 \leq D \leq 700 \text{ km} \end{aligned} \quad (30)$$

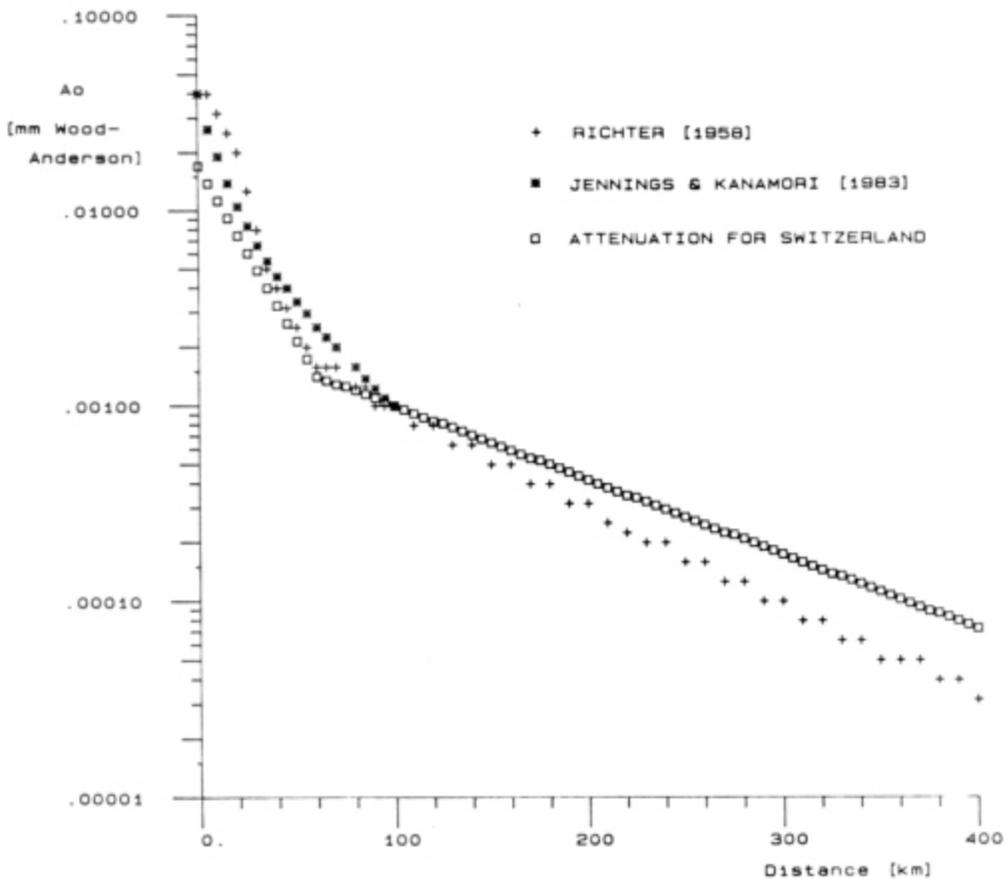
Weil die maximalen Hypozentraldistanzen bei der Berechnung der Bodenamplituden 700 km betragen, wird der Definitionsbereich der Kalibrierfunktion (30) auf diese Distanz beschränkt.

FIGUR 16

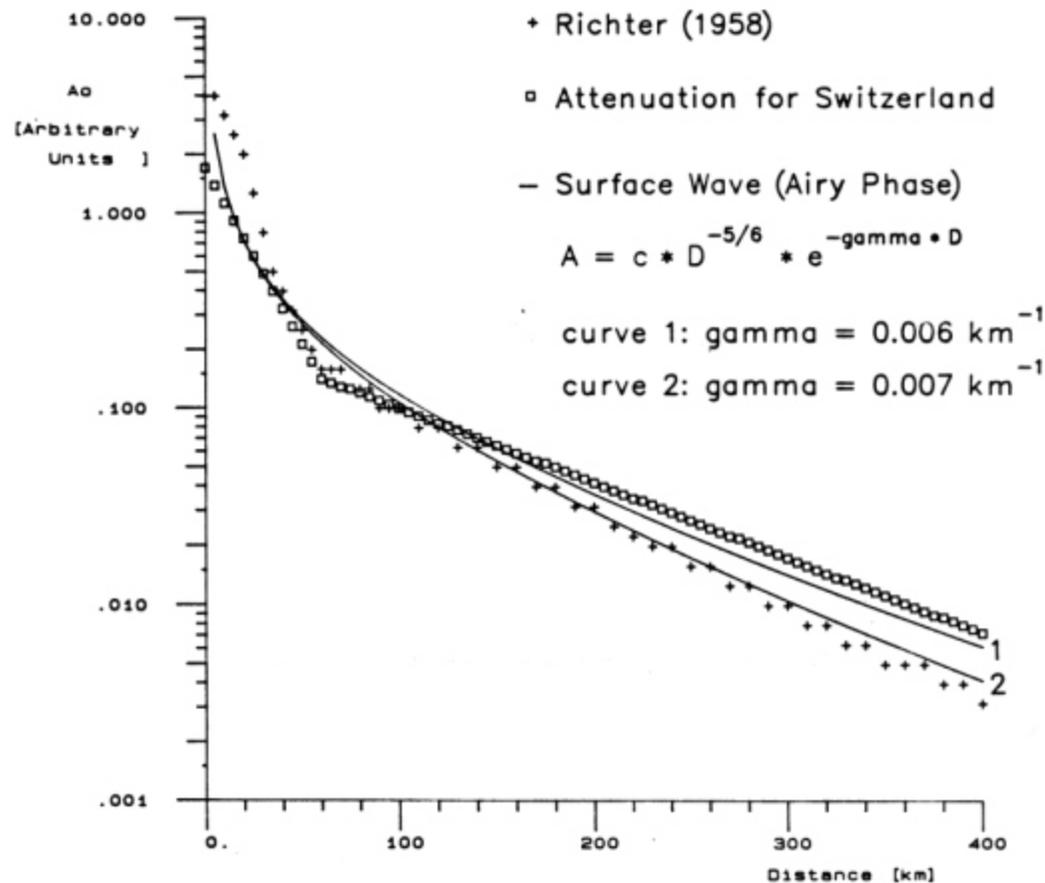
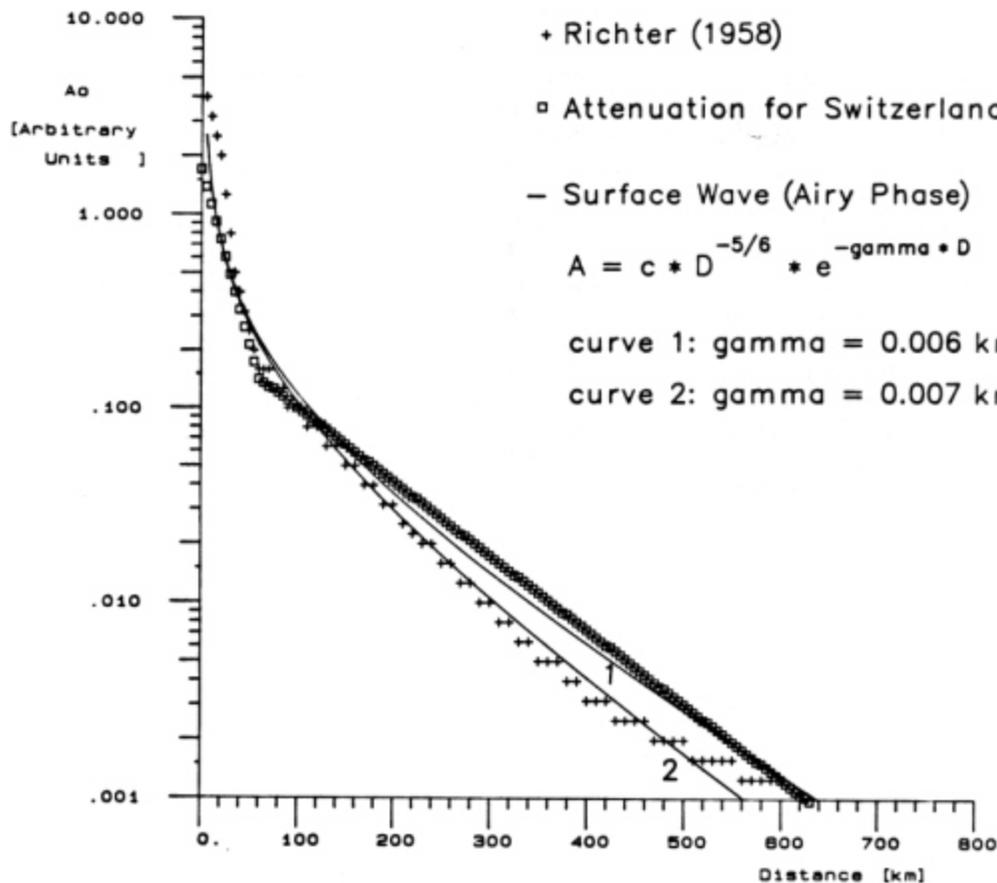
LOG (A0) VS. D [RICHTER, 1958]



ATTENUATION - CURVES FOR ML



Figur 16 zeigt oben, dass sich die von Richter [1958] publizierte Kalibrierfunktion ebenfalls gut durch zwei Geradenstücke approximieren lässt; zur Rechnung wurde dieselbe Wechseldistanz (60 km) wie in Figur 15 benutzt; ebenfalls gleich sind die Bezeichnungen der statistischen Parameter. Die untere Darstellung in Figur 16 zeigt einen Vergleich der Kalibrierfunktionen von Richter [1958], Jennings und Kanamori [1983] (Modifizierung der Abminderungsfunktion von Richter für Epizentraldistanzen unter 100 km) und die für die Schweiz bestimmte Kalibrierfunktion gemäss (30). Alle drei Kurven schneiden sich bei $D = 100$ km, da sie für diese Distanz geeicht wurden. Über den ganzen Distanzbereich ist die (logarithmische) Abminderungsrate für die Schweiz rund 20 bis 30 Prozent kleiner als diejenige für Kalifornien. Auch die Kalibrierfunktion von Jennings und Kanamori [1983] lässt sich im Bereich unter 60 km gut durch eine Gerade annähern: Es wurde für $n_1 = 13$ eine Steigung s_1 von $-0.019/\text{km}$ (bei $r_1 = -0.99$) berechnet.



Figur 17 oben zeigt neben den Kalibrierfunktionen nach Richter [1958] und derjenigen für die Schweiz die theoretischen Amplitudenabschwächungskurven für eine Airy-Phase. Dabei wurde (18) insofern vereinfacht, als der Faktor $R_0 \cdot \sin(D)$ mit $[D] = \text{Grad}$ für kleine Epizentraldistanzen gleich der Epizentraldistanz D in Kilometern gesetzt werden kann; diese Vereinfachung wurde auch von Dwyer, Herrmann und Nuttli [1983] angewandt:

$$A = c * D^{-5/6} * e^{-\gamma * D} \quad (31)$$

Es zeigt sich, dass die Abminderung nach Richter [1958] gut mit (31) angenähert werden kann; der anelastische Abschwächungskoeffizient von Kurve 2 wurde mit $0.007/\text{km}$ bestimmt (Nuttli [1973] hat diese Werte nach (19), also für eine Nicht-Airy-Phase angenähert mit $\gamma = 0.0054/\text{km}$). Die Abminderung für die Schweiz (Quadrat-Symbole) wurde ebenfalls mit (31), aber mit $\gamma = 0.006/\text{km}$ approximiert. Dieses Resultat deutet ebenfalls darauf hin, dass die Abminderung in der Schweiz schwächer als in Kalifornien ist. Nicolas et al. [1982] erhielten bei 1-Hz-Lg-Untersuchungen für Westeuropa ein γ der Grössenordnung $0.2/\text{Grad}$ ($= 0.0018/\text{km}$). Dieser Wert ist kleiner als der hier erhaltene von $0.006/\text{km}$. Der Unterschied dürfte auf unterschiedliche Frequenzen zurückzuführen sein: In der vorliegenden Arbeit wurden die Frequenzen der Maximalphase nicht speziell untersucht - sie liegen jedoch normalerweise über 1 Hz. Da mit zunehmender Frequenz die Eindringtiefe von Oberflächenwellen kleiner wird, wurde erwartet, dass bei den hier untersuchten Phasen die Abschwächung grösser ist. Dwyer et al. [1983] erhielten für höhere Frequenzen ebenfalls ein grösseres γ : Für 3 Hz Lg-Phasen erhielten sie $\gamma = 0.0046/\text{km} \pm 0.0010/\text{km}$. Dieser Wert ist ebenfalls etwas kleiner als die hier erhaltenen $0.006/\text{km}$; allerdings benutzten Dwyer et al. [1983] 1 Hz Lg-Daten für Epizentraldistanzen von mehreren tausend Kilometern, die nachträglich mittels einem Bandpass gefiltert wurden und somit ein direkter Vergleich mit den hier erhaltenen Resultaten nicht möglich ist.

In diesem Zusammenhang muss festgehalten werden, dass der hier erhaltene Absorbtionskoeffizient von $0.006/\text{km}$ derart bestimmt wurde, dass die beste Anpassung einer Schar von Kurven für (31) mit verschiedenem γ gesucht wurde. Dies ist ein durchaus übliches Verfahren. Dwyer et al. [1983] wiesen zwar auf die Mängel dieser Methode hin und stellten eine numerische Lösungsmethode vor; hält man sich aber die Streuungen der Daten, siehe Figuren 13 und 14, vor Augen, so erscheint es fraglich, ob dem numerisch exakteren Wert tatsächlich ein höherer Stellenwert zuzugestehen ist. Um diesen Unsicherheiten gerecht zu werden, wurden in dieser Arbeit die γ -Werte lediglich auf eine Stelle genau angegeben.

Dass sich Kurve 1 als gute Annäherung an (30) erweist, zeigte auch eine statistische Berechnung: (31) wurde mit $\gamma = 0.006/\text{km}$ im Distanzbereich zwischen 60 und 700 km für 128 Werte berechnet. Die durch diese Punktschar verlaufende Regressionsgerade weist eine Steigung von $-0.0038/\text{km}$ bei einem Korrelationskoeffizienten von -1.00 auf; eine erstaunliche Übereinstimmung mit (30)! Dass diese Übereinstimmung auch für Distanzen kleiner 60 km gut ist, darf nicht darüber hinweg täuschen,

dass die theoretischen Kurven nach (31) in diesem Bereich kaum reell sind, da sich Lg-Wellen (Oberflächenwellen) erst in grösseren Herdentfernungen ausbilden (vorstellungsmässig durch Superposition von Oberflächenwellen höherer Moden innerhalb des krustalen Wellenleiters [Herrmann, Kijko, 1983]). Diese Bemerkung leitet zum nächsten Abschnitt über.

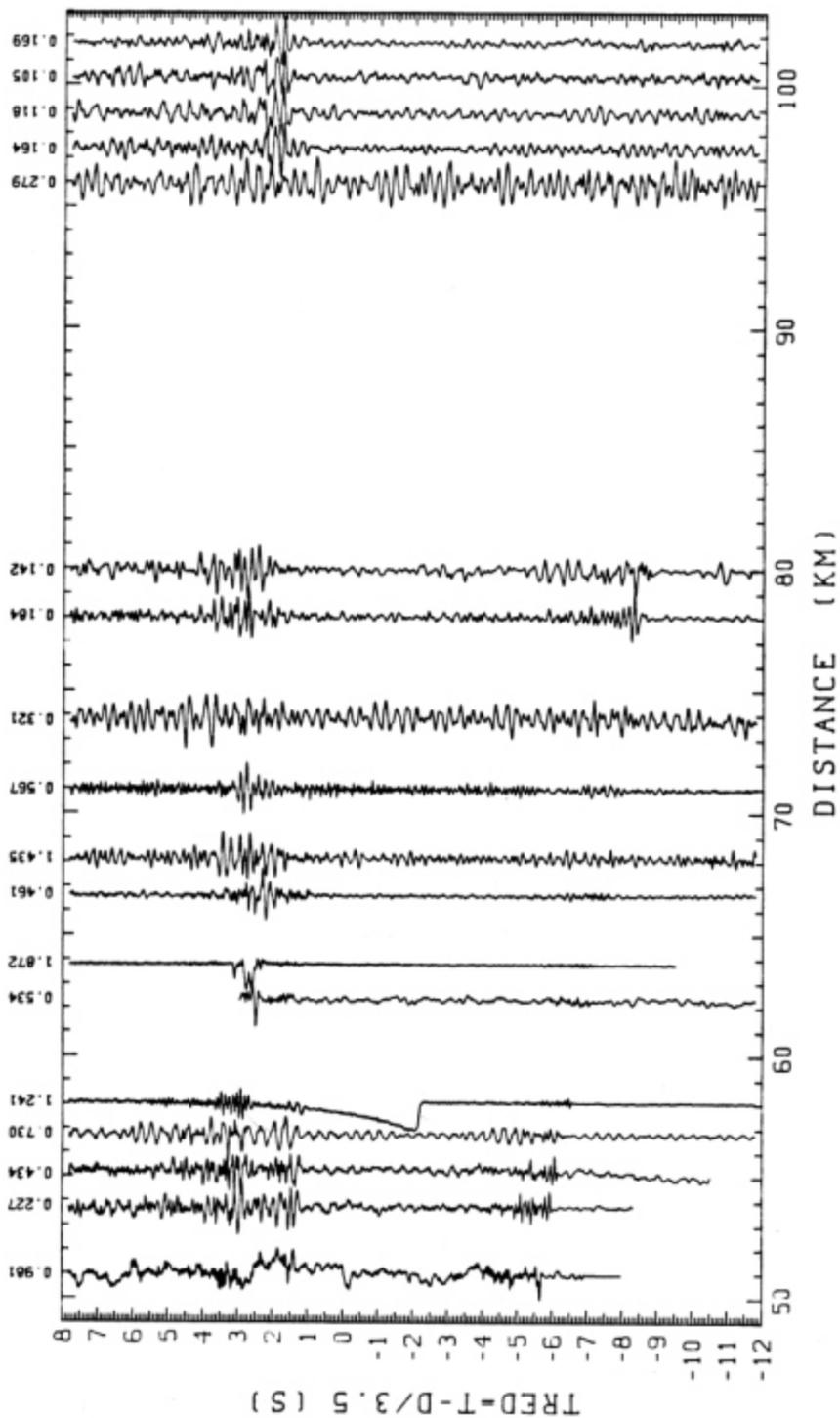
3.2 DER '60-KM-KNICK' BEI DER WECHSELDISTANZ

Schon Taner [1968] wies darauf hin, dass für kleinere Epizentraldistanzen die Sg-Phase den Träger der maximalen Energie darstellt. Gupta et.al. [1982] bestätigten, dass die Lg-Phase in Distanzen über rund 50 Kilometern die grösste Amplitude im Seismogramm aufweist. Diese Beobachtungen stimmen gut mit den in dieser Arbeit erhaltenen Resultaten überein: Die Kalibrierfunktion (30) repräsentiert für Distanzen kleiner 60 km die Amplitudenabnahme der Sg-Phase. Im Bereich von 60 Kilometern wechselt die Abnahme der Maximalamplitude ('Wechseldistanz').

Bei Entfernungen über sechzig Kilometern ist die Abnahme der Sg-Phase zwar nicht geringer, jedoch werden im Seismogramm nun Lg-Amplituden abgelesen (die oft mit der Sg-Phase zusammenfallen). Da es sich bei der Lg-Phase nicht mehr um eine Raumwelle, sondern um eine Oberflächenwelle handelt, deren Entstehung durch eine Superposition von überkritisch reflektierten Raumwellen erklärt werden kann [G.Müller, 1973], nimmt deren Amplitude in Funktion des Laufweges infolge ihrer andersartigen Ausbreitung weniger stark ab. Somit ist es auch theoretisch erklärbar, dass die Abnahme der Maximalamplitude mit dem Auftreten der Lg-Welle geringer wird. Dass die Wechseldistanz in der Schweiz bei etwa 60 km liegt, wird dadurch plausibel, als ab dieser Distanz die ersten (überkritisch reflektierten) SmS-Phasen auftreten: Die kritische Distanz für an der Moho reflektierte S-Wellen wird in der Nordschweiz zu etwa 75 km bestimmt [Deichmann, 1984]. Die Moho liegt mit rund 25 km Tiefe in diesem Gebiet für schweizerische Verhältnisse zwar relativ hoch [Müller, Lowrie, 1980], da aber Erdbeben im Unterschied zu Sprengungen eine gewisse Herdtiefe aufweisen, ist die kritische Distanz entsprechend in Richtung geringerer Distanzen verschoben. Jacob und Booth [1977] haben mit refraktionsseismischen Profilen in England gut entwickelte PmP-Phasen bereits in 54 km Distanz zum Schusspunkt gezeigt; bei ähnlicher Poissonzahl in Kruste und Mantel wäre die kritische Distanz der SmS-Phasen identisch.

Ebenfalls im Gebiet der Nordschweiz wurde 1981 anlässlich einer refraktionsseismischen Kampagne auf einem von Norden nach Süden verlaufenden Profil an einigen Stationen zufällig ein Erdbeben registriert (15.9.1981, 04:43:7.8 GMT, 48.15N 7.79E, h=10km, ML=1.8).

EARTHQUAKE 15. SEPT. 1981. LP 5 HZ RD



AMPLITUDE TRACE-NORMALIZED

FIGUR 18

Figur 18 zeigt eine Seismogramm- montage der Stationen, die zu diesem Zeitpunkt (13 Minuten nach der Schusszeit) noch registrierten; es wurde eine der S-Wellen-Geschwindigkeit entsprechende Reduktionsgeschwindigkeit von 3.5 km/sec gewählt. Die ersten fünf Spuren zeigen noch deutliche Sg-Phasen.

In diesem Gebiet werden bei Sprengungen die SmS-Phasen bei 60 km rund vier Sekunden nach den Sg-Wellen registriert. Für das Erdbeben mit einer Herdtiefe von etwa 10 km verringert sich diese Zeitdifferenz. Allerdings ist zu bemerken, dass in Figur 18 der Zeitunterschied zwischen Sg und den danach folgenden amplitudenstarken Einsätzen lediglich knapp zwei Sekunden beträgt. Die grössten Amplituden, die über das ganze Profil hinweg beobachtet werden, können jedoch nur als SmS-Phasen gedeutet werden. Sie sind bereits in 54 km amplitudenmässig dominierend, doch gilt auch hier - wie oben gesagt - dass die Moho relativ zu den in dieser Arbeit untersuchten Gebieten hoch liegt.

Die aus Seismogramm-Ablesungen berechneten Bodenamplituden zeigen in den Figuren 14 und 15 (besonders die zweite und dritte Darstellung) deutlich, dass im Bereich der Wechseldistanz die Streuung relativ gross ist. Hier scheinen die zwei Punktgruppen (Sg und Lg) vermischt zu sein. Da sich die Daten auf verschiedene Erdbeben beziehen, ist es möglich, dass in einigen Fällen die Lg-Welle in Hypozentraldistanzen von 60 km noch nicht oder erst schwach entwickelt war und demzufolge die Amplitude der Sg-Phase abgelesen wurde, während bei anderen Beben an Stationen in dieser Entfernung bereits eine Lg-Phase existierte und daher deren Amplitude in die Daten einging.

3.3 ANWENDUNG IN DER INGENIEURSEISMIK

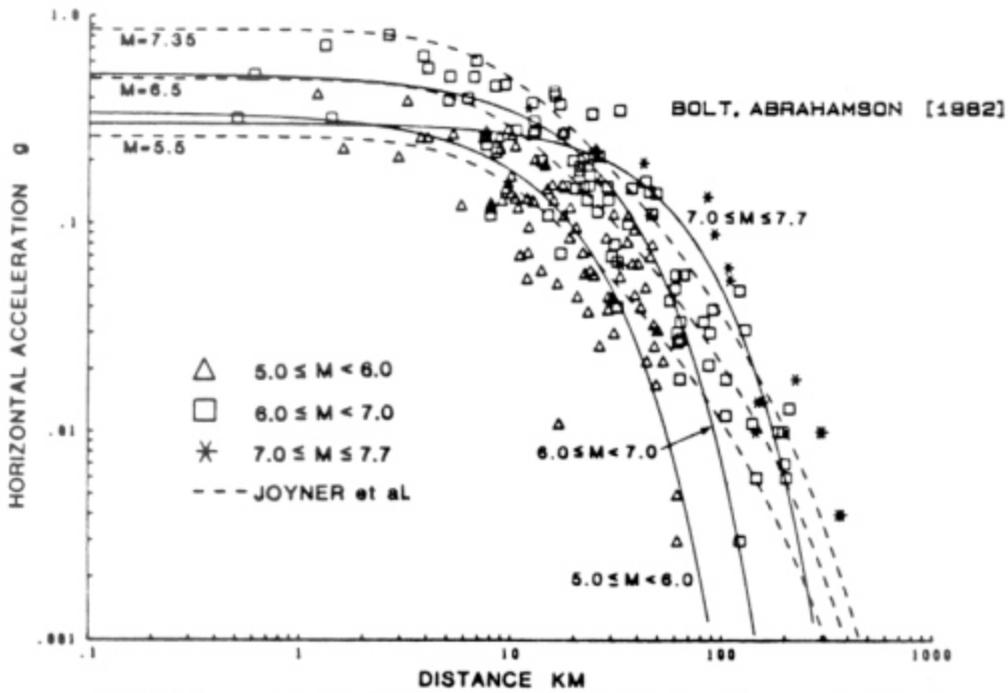
Ingenieurseismologen sind 'traditionsgemäss' hauptsächlich an maximalen seismischen Amplituden interessiert, sei es nun die Verschiebung oder eine ihrer zeitlichen Ableitungen. Da im Zusammenhang mit Risikoberechnungen und der Evaluation der grössten zu erwartenden Bodenbewegungen an einem Standort als Folge eines Erdbebens im Allgemeinen bestimmte, örtlich mehr oder weniger definierte (Erdbeben-) Quellengebiete angenommen werden, interessiert neben den Quellenparametern (log Anzahl - Stärke Beziehung) und der Basisaktivität (Anzahl Beben mit bestimmter Stärke pro Jahr) vor allem auch die Abminderungsbeziehung, das heisst die Frage, mit welcher Gesetzmässigkeit die maximale Amplitude vom Herd bis zum Standort abnimmt. Heute werden für die Beschleunigungsabnahme verschiedene Kurventypen diskutiert, wobei Typen gemäss (18) und (19) mit dem Argument angezweifelt werden, dass die Bodenamplituden nicht ohne Grenzen ansteigen werden bei Annäherung an die Bruchzone [Bolt, Abrahamson, 1982].

Zu den im heutigen Zeitpunkt am meisten diskutierten Daten von Strong-Motion-Aufzeichnungen gehören diejenigen von Joyner, Boore und Porcella [1981]. Bolt und Abrahamson [1982] führten die Arbeiten von

Joyner et.al. fort und untersuchten dieselben Daten, die von 24 Flachherdbeben im Westen der USA insgesamt 183 Spitzenbeschleunigungs-Werte enthalten. Die Erdbeben wiesen Momenten-Magnituden (siehe Einführung) zwischen 5 und 7.7 auf, mit einer Mehrzahl im Bereich von 5.5 bis 6.5. Die Distanzen zum Herd betragen von weniger als 1 km (zwei Punkte) bis 300 km. Mit einer nichtlinearen Least-Square Regression erhielten Bolt und Abrahamson [1982] die Abminderungsrelation

$$y = 1.6 * [(x + 8.5)^2 + 1]^{-0.19} * e^{-0.026*(x+8.5)} \quad (31a)$$

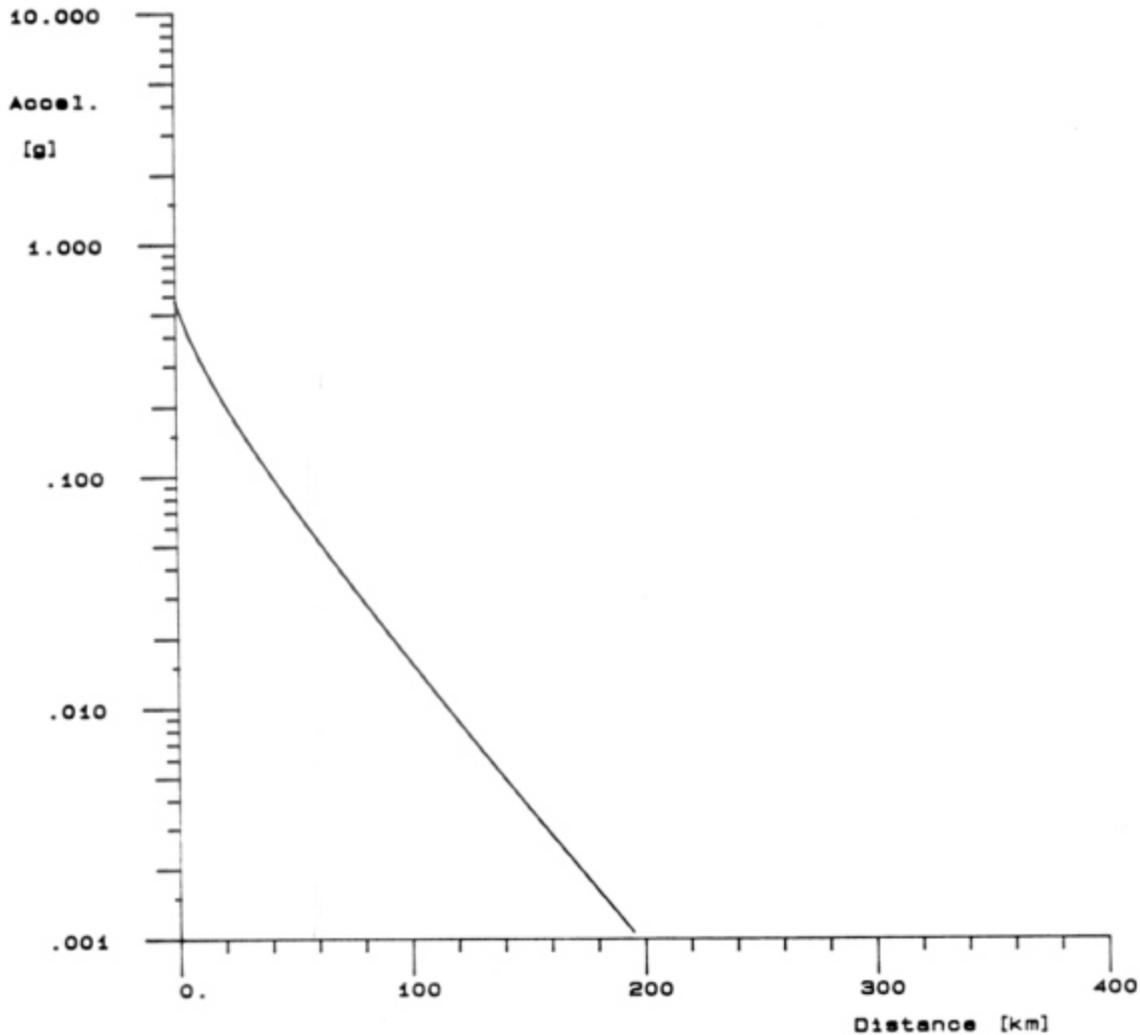
wo y die horizontale Spitzenbeschleunigung in g und x die kürzeste Distanz zur Projektion des Bruches an die Oberfläche bedeuten. Wie Joyner et.al. [1981] untersuchten auch Bolt und Abrahamson [1982] die Variabilität in der Wellenfrequenz nicht.



The least-squares fits of the JBP data (Joyner *et al.*, 1981) to form (9) compared with the fit given by Joyner *et al.* The data are divided into three ranges of moment magnitude M .

FIGURE 19

PEAK ACCELERATION ATTENUATION [BOLT, ABRAHAMSON, 1982]



Figur 19 zeigt oben die verwendeten Daten und die von Bolt und Abrahamson berechnete Abminderungskurve. Darunter ist (31a) in einem einfach logarithmischen Massstab dargestellt: Es ist sofort ersichtlich, dass die Krümmung der Kurve sehr gering ist. Um die Abminderung mit derjenigen in dieser Arbeit zu vergleichen, wurde für ein gutes Dutzend bezüglich der Distanz linear verteilte Punkte zwischen Null und 60 km folgende Regressionsgerade berechnet (Korrelationskoeffizient gleich -1.0):

$$\log y = -0.017 * x - 0.31 \quad (32)$$

Verglichen mit (30) für den Distanzbereich unter 60 km ist die Abweichung der (logarithmischen) Abnahmerate, -0.017 für Bolt et.al. und -0.018 für die Schweiz, sehr gering. Mit guter Näherung gilt somit die in vortiegender Arbeit erhaltene Distanzkalibrierfunktion für die Schweiz ~~zum~~ zumindest im Nahbereich auch für die Abschwächung von Spitzenbeschleunigungen ~~und bemerkenswerterweise~~ offensichtlich auch für Beben mit um zwei bis drei Einheiten grösseren Magnituden.

4.0 STATIONSKORREKTUREN

Mit den Inversen der in Kapitel zwei erhaltenen Übertragungsfunktionen kann für jede Ablesung auf dem Mikrofilm (Develocorder-Amplitude) die entsprechende WA-Amplitude berechnet werden.

Durch Einsetzen der in Kapitel drei ermittelten Kalibrierfunktion (30) in (17) lässt sich die Magnitude nun mit

$$ML = \log A - \log A_0$$

neu berechnen. A steht hier für die maximale 0-peak-WA-Amplitude und der Term $\log A_0$ ist die Kalibrierfunktion (30).

Richter [1935] benutzte bereits eine Korrektur für jede Station, um Instrumentenunterschiede zu korrigieren.

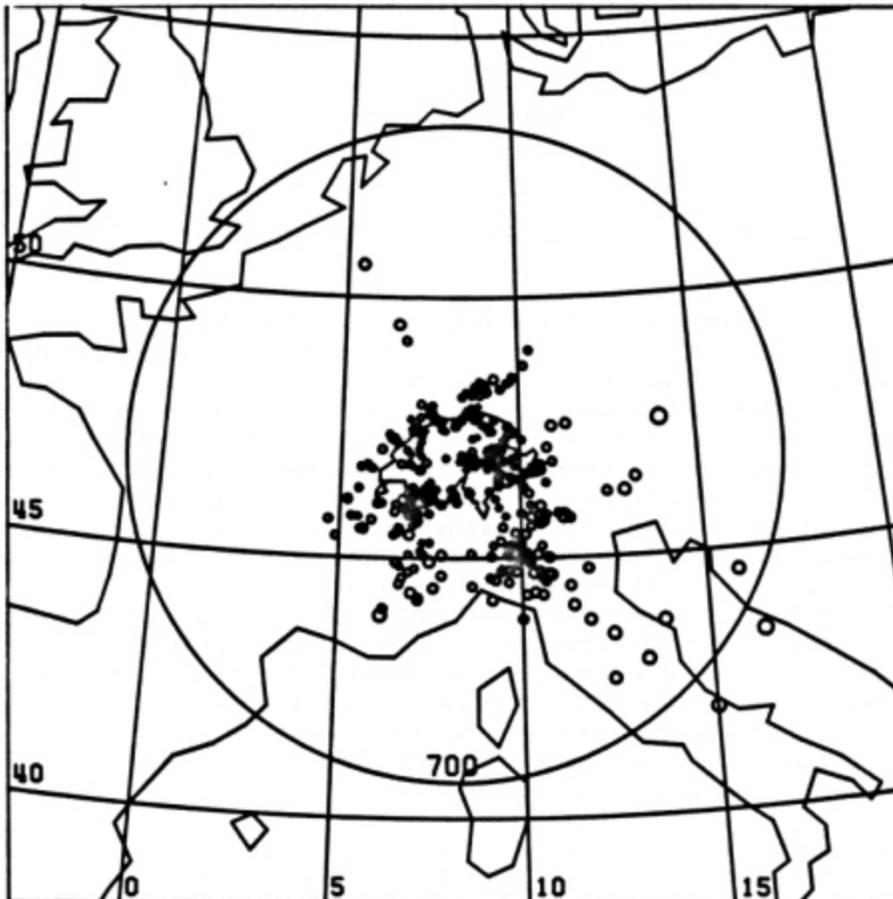
4.1 STATIONSKORREKTUR FUER DEN GESAMTEN DATENSATZ

Unterschiedliche Instrumentenparameter bei Geräten des gleichen Typs bewirken eine Änderung der Übertragungsfunktion, wobei sowohl der Frequenzgang als auch die maximale Verstärkung davon betroffen werden können. Dass auch die lokalen geologischen und geomorphologischen Verhältnisse einen ganz wesentlichen Einfluss auf die registrierten Signale haben, wurde kürzlich in einer Reihe von Studien gezeigt. King und Tucker [1984] erhielten bei Messungen an einem 60 m mächtigen Sedimenttrog Amplitudenunterschiede zwischen Stationen, die weniger als 100 Meter voneinander entfernt waren, die einen Faktor fünf betragen. Munguia und Brune [1984] erklären Magnitudenunterschiede von bis zu einer halben Einheit im Nahbereich mit einer sedimentbedingten, grossen Verstärkung der Scherwellenenergie. Tucker, King, Hatzfeld und Nerse-sov [1984] studierten die Effekte von 'Hard-Rock' Standorten auf die Seismogramme. Sie stellten fest, dass zwischen Stationen in Tunnels (unterirdischen Gängen) und solchen an der Erdoberfläche (beim Ausbiss einer Felsformation) erhebliche Amplitudenunterschiede in der Grössenordnung eines Faktors drei auftreten.

Um systematische Unterschiede von einzelnen Stationen zu berechnen, wurde der Datensatz der Lokal- und Regionalbeben des SED von 1983 verwendet. Dabei wurde für jedes Ereignis die Magnitude jeder einzelnen Station berechnet (x_{mag}) und der Mittelwert ML gebildet. Zur Erhöhung der statistischen Aussagekraft wurden nur diejenigen Beben berücksichtigt, die von mindestens vier Stationen Amplitudenangaben aufwiesen. Für jede Station konnte dann die Abweichung von x_{mag} zum Mittelwert ML berechnet werden. Der negative Mittelwert aller festgestellten Abweichungen repräsentiert dann die Stationskorrektur. Die Stationskorrektur hat formal folgendes Aussehen:

$$C_s = - \frac{\text{SUM}[1..N_s] (x_{\text{mag}} - M_L)}{N_s} \quad (33)$$

Darin bedeuten x_{mag} die Magnitude einer einzelnen Station, M_L die (mittlere) Magnitude des Ereignisses und N_s die Anzahl der Ereignisse, für die x_{mag} für die betreffende Station berechnet wurde. Insgesamt gingen die Daten von 404 Erdbeben in die Rechnung ein. Figur 20 zeigt die epizentrale Verteilung.



FIGUR 20

Die folgende Tabelle gibt die erhaltenen Resultate für Cs, deren Standardabweichung und Ns an:

Stn.	Cs	Ns	Stn.	Cs	Ns
ZUL	-0.06 ± 0.15	(177)	SLE	-0.20 ± 0.23	(258)
BAL	-0.10 ± 0.23	(147)	BIS	-0.17 ± 0.15	(143)
BRI	-0.08 ± 0.15	(256)	DAV	+0.04 ± 0.17	(208)
ROM	+0.02 ± 0.19	(104)	SIE	+0.05 ± 0.16	(254)
WIL	-0.04 ± 0.15	(155)	TMA	+0.08 ± 0.20	(209)
EMOV	+0.13 ± 0.18	(117)	LLS	+0.13 ± 0.18	(153)
MUO	+0.05 ± 0.16	(217)	DIX	+0.18 ± 0.17	(152)
MMK	+0.03 ± 0.17	(179)	STG	+0.04 ± 0.17	(135)
VDL	-0.08 ± 0.16	(85)	OSS	+0.20 ± 0.19	(72)
SAX	+0.06 ± 0.18	(139)			

Neben der Stationskorrektur wurde gleichzeitig für jedes Ereignis die Standardabweichung für ML bestimmt; sie betrug im Mittel (ohne Stationskorrektur) 0.22 ± 0.08 . Die mit (33) erhaltenen Stationskorrekturen wurden nun in die Berechnung der Magnitude miteinbezogen:

$$ML = \log A - \log A_0 + Cs \quad (34)$$

Mit (34) wurden zur Überprüfung nochmals die Stationskorrekturen berechnet:

Stn.	Cs	Ns	Stn.	Cs	Ns
ZUL	-0.01 ± 0.15	(177)	SLE	-0.01 ± 0.22	(258)
BAL	-0.01 ± 0.22	(147)	BIS	-0.01 ± 0.15	(143)
BRI	-0.01 ± 0.15	(256)	DAV	0.00 ± 0.17	(208)
ROM	+0.01 ± 0.18	(104)	SIE	+0.01 ± 0.16	(254)
WIL	-0.01 ± 0.15	(155)	TMA	0.00 ± 0.20	(209)
EMOV	+0.04 ± 0.18	(117)	LLS	+0.01 ± 0.18	(153)
MUO	0.00 ± 0.15	(217)	DIX	+0.03 ± 0.16	(152)
MMK	+0.02 ± 0.16	(179)	STG	+0.02 ± 0.17	(135)
VDL	0.00 ± 0.16	(85)	OSS	+0.02 ± 0.19	(72)
SAX	0.00 ± 0.17	(139)			

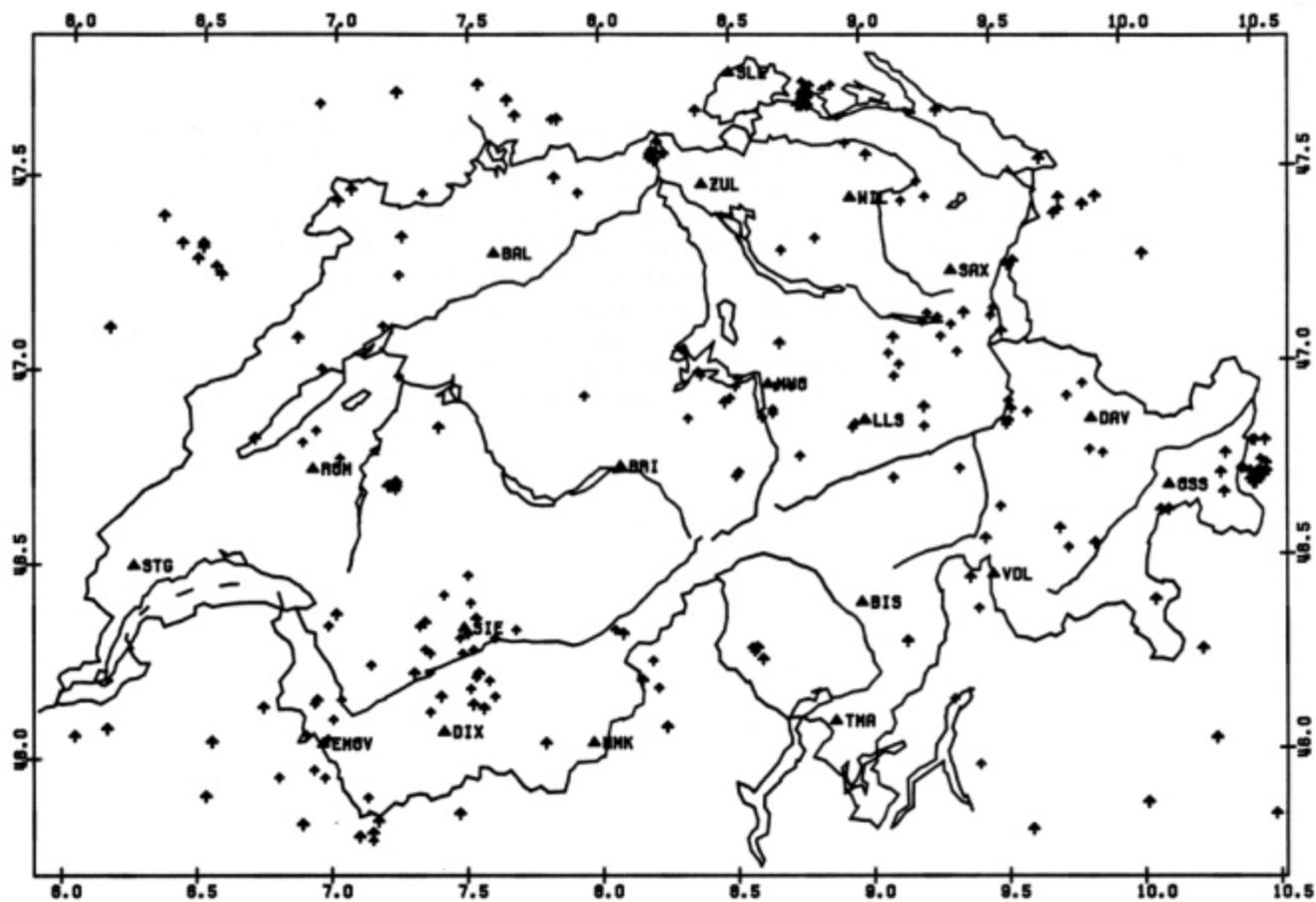
Durch Einführen der Stationskorrekturen ist die Abweichung der x_{mag} vom Mittelwert ML also deutlich zurückgegangen, auch wenn die Streuung der Korrekturwerte etwa gleich geblieben ist. Verbessert wurde auch die mittlere Standardabweichung der Magnitudenbestimmung für alle Ereignisse: Von 0.22 ± 0.08 ist die Abweichung der nun bestimmten Magnitude mit Stationskorrektur auf 0.18 ± 0.06 gesunken. Dieser Wert (0.18) kann als Unsicherheit einer einzelnen Magnitudenbestimmung (eine Station, ein Ereignis) interpretiert werden. Wahlström und Ahjos [1982] erhielten mit der gleichen Methode eine Verbesserung der Magnitudenstreuung von 0.25 auf 0.21.

Die Stationskorrekturen Cs streuen selbst recht stark mit etwa ± 0.18 , auch wenn ihr Mittelwert durch Miteinbeziehen in die ML-Berechnung gemäss (34) praktisch zum Verschwinden gebracht werden konnte. Dies liegt vermutlich einerseits an Effekten der asymmetrischen Herdabstrahlcharakteristiken, andererseits könnten die Streuungen eine Folge der azimutalen Abhängigkeit der Stationskorrektur sein, welcher bis jetzt noch nicht Rechnung getragen wurde.

4.2 STATIONSKORREKTUR FUER VERSCHIEDENE HERDGEBIETE

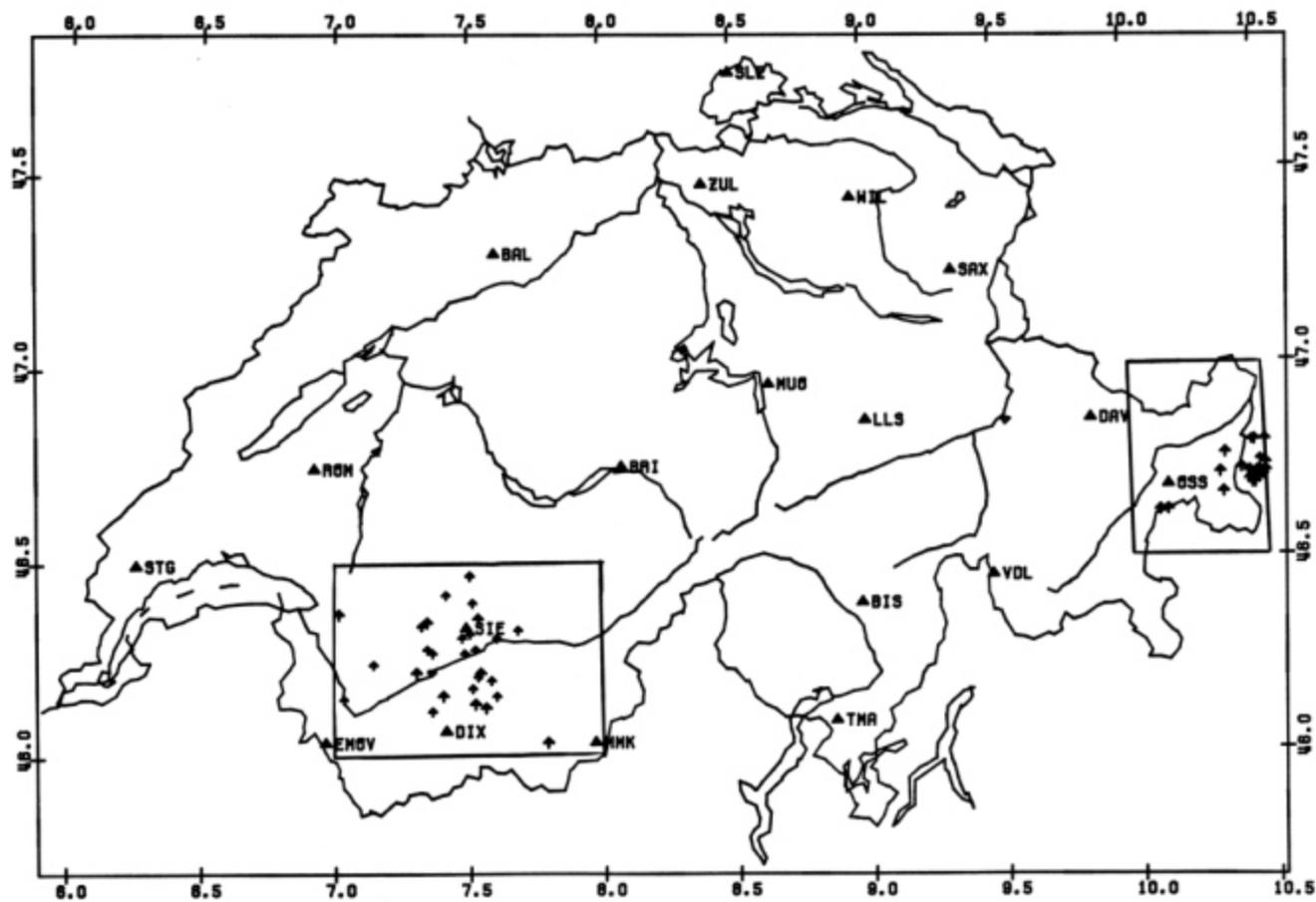
Die im vorhergehenden Abschnitt durchgeführten Berechnungen der Stationskorrektur wurde nochmals durchgeführt, wobei nicht mehr der gesamte Datensatz (Figur 20) benützt wurde, sondern nur noch zwei definierte, kleinere Herdgebiete in der Rechnung berücksichtigt wurden.

EPICENTERS IN SWITZERLAND 1983



FIGUR 21

WALLIS & GRAUBUENDEN 1983



Figur 21 zeigt oben eine Detailansicht von Figur 20, nämlich eine Epizenterkarte der Schweiz für 1983. Die zur Zeit seismisch mit am aktivsten Gebiete in der Schweiz liegen in den Kantonen Wallis und Graubünden. In Figur 20 unten sind die Epizentren der Beben in diesen zwei Gebieten eingezeichnet: Im Westen das Mittel-Wallis (VS) und im Osten Teile des Bündnerlandes (GR). Bei der Berechnung der Stationskorrekturen für diese beiden Gebiete wurden die im letzten Abschnitt demonstrierten Korrekturwerte in die Rechnung miteinbezogen; falls sich diese als nicht relevant für die betreffenden Gebiete erweisen würden, wäre dies anhand der Resultate erkennbar. Nachfolgend die berechneten Korrekturen für die beiden Gebiete VS und GR:

Stn.	Ns(VS)	Cs(VS)	Cs(GR)	Ns(GR)
ZUL	(6)	-0.02 ± 0.14	+0.01 ± 0.08	(12)
SLE	(20)	-0.21 ± 0.12	-0.06 ± 0.10	(21)
BAL	(12)	-0.10 ± 0.23	-0.13 ± 0.16	(11)
BIS	(3)	+0.02 ± 0.14	+0.09 ± 0.06	(14)
BRI	(9)	+0.11 ± 0.14	+0.03 ± 0.11	(13)
DAV	(3)	+0.06 ± 0.18	-0.02 ± 0.12	(20)
ROM	(7)	+0.07 ± 0.08	-0.18 ± 0.12	(3)
SIE	(29)	-0.01 ± 0.15	+0.03 ± 0.12	(11)
WIL	(7)	-0.20 ± 0.06	-0.02 ± 0.14	(11)
TMA	(9)	+0.18 ± 0.11	-0.02 ± 0.11	(18)
EMOV	(19)	+0.10 ± 0.14		(0)
LLS	(5)	-0.10 ± 0.07	+0.25 ± 0.10	(8)
MUO	(9)	-0.09 ± 0.09	-0.07 ± 0.04	(13)
DIX	(27)	+0.09 ± 0.20	-0.09 ± 0.02	(2)
MMK	(24)	+0.14 ± 0.15	+0.17 ± 0.04	(4)
STG	(15)	+0.06 ± 0.12		(0)
VDL	(0)		-0.03 ± 0.12	(18)
OSS	(0)		+0.11 ± 0.25	(6)
SAX	(2)	-0.16 ± 0.10	+0.07 ± 0.12	(15)

Die Cs-Werte weisen zwar teilweise wieder deutlich von Null verschiedene Resultate auf, die Streuungen für die einzelnen Stationskorrekturen sind aber verglichen mit denjenigen im vorangehenden Abschnitt im Allgemeinen nicht wesentlich kleiner geworden; dort wo dies trotzdem der Fall ist, ist der Cs-Wert und dessen Streuung wegen der geringen Anzahl an Ableisungen Ns statistisch nicht signifikant. Für das Gebiet VS wurden 29 Beben, für GR total 22 Beben untersucht. Diese Zahlen sind nicht sehr gross und tragen nicht zu einer sicheren Statistik bei. Ganz abgesehen davon ist es fraglich, inwieweit eine Stationskorrektur, deren Betrag kleiner als 0.1 ist, überhaupt noch sinnvoll ist; im letzten Abschnitt wurden solche Werte denn auch eher vollständigheitshalber in die Berechnung

miteinbezogen, ohne dass mit ihnen ein Anspruch auf Relevanz erhoben würde.

Vermutlich aus denselben Gründen (leider sind die Resultate nicht publiziert worden) verzichteten auch Wahlström und Ahjos [1982] auf eine geographisch unterteilte Stationskorrektur, obwohl auch sie für einzelne, nach Herdgebieten differenzierte, Stationskorrekturen von Null verschiedene Resultate erhielten.

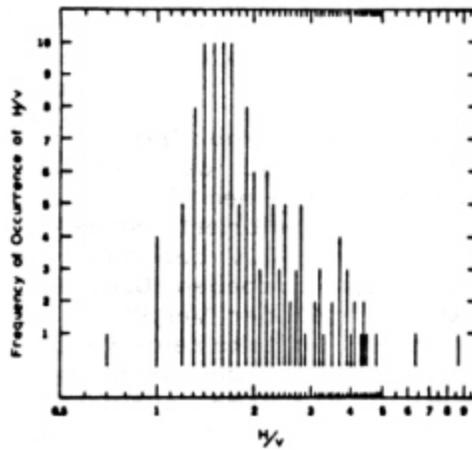
5.0 DAS H/V-VERHAELTNIS BEI MAXIMALAMPLITUDEN

Die gemäss (34) bestimmte Magnitude ist nun bezüglich WA-Amplitude, Kalibrierfunktion und Stationskorrektur auf das Netz des SED und für Erdbeben in der 'Grossregion Schweiz' in einem Umkreis von rund 700 km - wie in Figur (20) abgebildet - kalibriert. Korrekterweise muss nach Willmore [1979] diese Magnitude mit MLV bezeichnet werden, da bei der routinemässigen Auswertung von Erdbeben beim SED die Amplituden ausschliesslich in Seismogrammen der Vertikalkomponenten abgelesen werden. Richter [1935] hingegen ermittelte seine Magnitude aus Registrierungen auf einem WA-Seismographen, der beide Horizontalkomponenten aufzeichnet. Damit die beim SED ermittelte Lokalmagnitude mit derjenigen von Richter vergleichbar ist, muss diesem Unterschied bei der Bestimmung von ML Rechnung getragen werden.

Sindorf [1972] bestimmte ML aus Horizontal- und MLz aus Vertikalkomponenten. Die maximalen Unterschiede betragen 0.3 Einheiten, während der mittlere Unterschied kleiner als 0.15 war. Gupta, von Seggern und Wagner [1982] bestimmten das Verhältnis der Horizontal- zur Vertikalamplitude von Lg-Wellen. Sie weisen darauf hin, dass in der Literatur Schwankungen von 0.7 bis 4.0 publiziert sind. Ihre eigenen Resultate - gewonnen aus 338 Beobachtungen - ergaben ein Amplitudenverhältnis von 2.26 mit einer Standardabweichung von 1.03. Als maximale Horizontalamplitude nahmen sie das Maximum der Vektorsumme der beiden Horizontalkomponenten. Ihr Versuch, eine Abhängigkeit des H/V-Verhältnisses von der Epizentraldistanz zu finden, zeigte eine enorme Streuung der Daten.

Street [1978] erhielt für das H/V-Verhältnis (ebenfalls mittels vektorieller Addition der beiden H-Komponenten) aus gut hundert Beobachtungen einen Wert von 2.04; er gibt nur den Fehler nach oben an, welcher +1.5 beträgt.

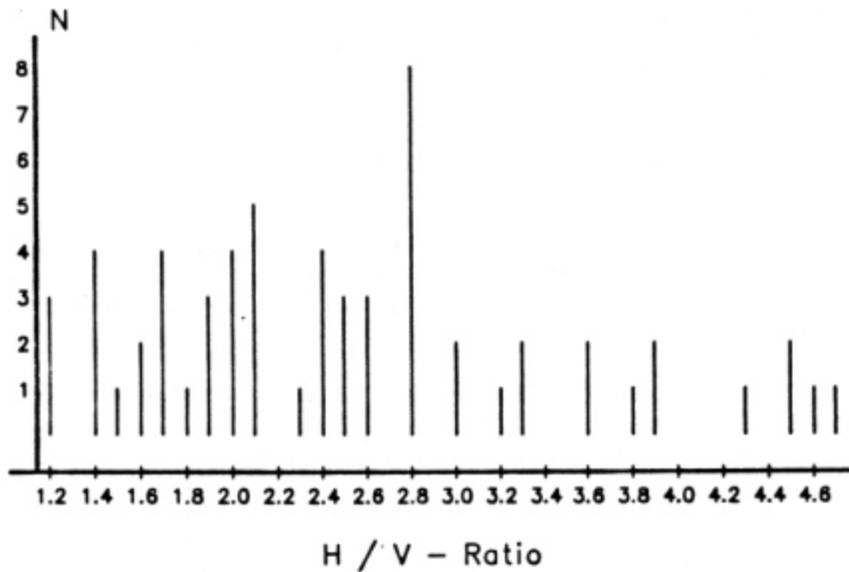
Da beim SED viele Ablesungen für kleine Epizentraldistanzen gemacht werden, können die oben erwähnten Verhältnisse nicht ohne weiteres übernommen werden, da sie an Lg-Phasen festgestellt wurden, während sich beim SED viele Ablesungen (siehe Kapitel drei) auf Sg-Phasen beziehen. Eine Möglichkeit wäre, das Problem so zu lösen, dass das Verhältnis für Sg- und Lg-Phasen separat bestimmt würde und entsprechend der Epizentraldistanz (grösser oder kleiner als die Wechseldistanz) der eine oder andere Korrekturwert berücksichtigt würde. Allerdings wurde bereits in Kapitel drei darauf hingewiesen, dass die Lg-Welle nicht generell ab einer gleichbleibenden Distanz auftritt und auch nicht eindeutig von der Sg-Phase separiert werden kann. In der vorliegenden Arbeit wurde daher lediglich eine grobe Bestimmung des H/V-Verhältnisses der absoluten Maximalamplitude durchgeführt, ohne nach dem Phasentyp zu unterscheiden. Dabei wurden Ablesungen an Seismogrammen gemacht, die in verschiedenen Epizentraldistanzen registriert wurden. Die Maximalamplituden der beiden Horizontalkomponenten wurden vektoriell addiert und schliesslich das Verhältnis zur maximalen Vertikalamplitude der gleichen Station berechnet.



STREET [1978]

The frequency of occurrence of the ratios of the vector resultant of the horizontal (H) to the vertical (v) Lg wave ground-motion in eastern United States.

FIGUR 22



Figur 22 zeigt unten die Resultate aus 62 Amplitudenvergleichen. Das Verhältnis wurde zu

$$H/V = 2.5 \pm 0.9 \quad (35)$$

bestimmt. Dieser Wert ist auch aus ingenieurseismologischer Sicht interessant, denn erstens reagieren Bauwerke im Allgemeinen besonders empfindlich auf Horizontalbewegungen und zweitens kann mit (35) grob abgeschätzt werden, welche maximale Horizontalamplitude - bei gegebenem Wert für die Vertikalkomponente - zu erwarten ist. Einschränkend muss in diesem Zusammenhang allerdings darauf aufmerksam gemacht werden, dass es sich bei den hier untersuchten Seismogrammen um Geschwindigkeitsaufzeichnungen handelt und die Transformation in Beschleunigungen nicht trivial ist. Zudem zeigt die Streuung des H/V-Verhältnisses (Figur 22), dass dieses nicht für alle Zwecke als konstant angenommen werden darf. Andererseits ist die Streuung auch nicht grösser als bei anderen Autoren.

In Figur 22 oben sind die Daten aus Street [1978] abgebildet. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass Street bei seiner Darstellung für die Abszisse einen logarithmischen Massstab verwendet hat, was optisch eine kleinere Streuung von seinem Mittelwert 2.04 vortäuscht. Beim Vergleich der beiden Datensätze fällt jedoch auf, dass sie ähnlich sind: In beiden Darstellungen sind zwar wenige statistische Ausreisser über dem Mittelwert festzustellen, jedoch solche mit hohen H/V-Werten.

Die relativ starke Streuung der H/V-Verhältnisse lässt sich damit begründen, dass bei Stationen, die auf geologischen Schichten mit niedriger Scherwellengeschwindigkeit installiert wurden, der Auftauchwinkel der S-Welle kurz vor Erreichen der freien Oberfläche drastisch erhöht wird. Herrin [1961] erhielt Auftauchwinkel von rund 40 Grad für 'Granit'- und nur 10 Grad für 'Sedimentbecken'-Modelle. Somit sollte das H/V-Verhältnis in erster Näherung bei Stationen auf 'seismisch schnellem' Fels grösser als bei anderen Stationen sein. Für detailliertere Studien muss demzufolge der H/V-Wert für jede Station unter Einbeziehung der geologischen Untergrundverhältnisse separat bestimmt werden.

Berücksichtigt man nun das oben gefundene Verhältnis $H/V = 2.5$, so muss die für den SED gültige Magnitudenformel (34) folglich um einen Korrektur-Term $C(H/V) = +\log(2.5) = 0.4$ ergänzt werden, um dem Umstand gerecht zu werden, dass die WA-Amplitude A aus abgelesenen Amplituden von Vertikal- und nicht Horizontalkomponenten berechnet wird. Wir erhalten schliesslich als die für das heutige Stationsnetz des SED und das Gebiet der Schweiz gültige, derjenigen von Richter [1935] entsprechende, Bestimmungsgleichung für die Lokalmagnitude ML(SED):

$$ML(SED) = \log A - \log A_0 + C_s + C_{H/V} \quad (36)$$

A : WA-Amplitude (0-Spitze), berechnet aus Vertikalkomp.

$\log A_0$: (Distanz)-Kalibrierfunktion

C_s : Stationskorrektur (individuell von -0.20 bis +0.20)

$C_{H/V}$: H/V-Verhältnis der Maximalamplitude (im Mittel: 0.4)

6.0 DISKUSSION DER RESULTATE

Bei der heute zu beobachtenden stürmischen Entwicklung in der Seismologie auf dem Gebiet der Herdparameterbestimmung, sowie den riesigen Fortschritten in der Digitaltechnik ist die Frage, ob eine Berechnung der Magnitude im Sinne von Richter [1935] überhaupt noch sinnvoll ist, durchaus berechtigt. Ohne auf diese Frage eine abschliessende Antwort zu geben, sei darauf hingewiesen, dass zwei prinzipielle Aspekte der Magnitudenbestimmung heute im Vordergrund stehen: Erstens möchte man eine physikalisch möglichst genaue Bestimmung der freigesetzten seismischen Energie, was zum Beispiel zur Bestimmung der Momenten-Magnitude geführt hat, und zweitens ist eine messtechnisch möglichst einfach zu bestimmende Grösse für die Stärke eines Erdbebens erwünscht, wie sie zum Beispiel mit der Lokalmagnitude oder den signaldauerabhängigen Magnituden berechnet werden kann. Vor allem aus letztgenanntem Grund hat sich das Konzept der Richter'schen Lokalmagnitude bis heute behaupten können.

Magnitude formulas used by European seismological station networks
for short-period signals of near earthquakes [Adams, 1977]

TABELLE 1

COUNTRY	DISTANCE-RANGE USED PHASE	MAGNITUDE FORMULA
Bulgaria	1 < D < 160 deg Pb, Pg, Pn, Sb, Sg, Sn D < 17 deg, L	M = log(A/T) + sigma1(D) + S M = log A + sigma2(D) [d]=min M = 2.72 * log d - 0.026*D + 1.98*D
Czechoslovakia	0.5 < D < 5 deg h < 60 km, LgH	M = log(A/T) + sigma(D) [Karnik, 1965]
Denmark	0 < D < 600 km Maximum	M = log A - log Ao [Richter, 1935]
France (LDG)	0 < D < 10 deg -.-	M = log(A/T) + B(D) + Cs M = a * log d + b * D + C
France (STR)	D < 4 deg Sg (Lg)	M = log(A/T) + 0.90 * log(D) + 3.75
German Federal Republic (BNS)	D < 500 km Maximum	M = log A - log Ao [Richter, 1935]
German Federal Republic (STU)	0 < D < 10 deg Maximum, P	M = log A - log Ao [Richter, 1935] M = log(A/T) + Q(D,h) [Gutenberg and Richter, 1956]
Greece	-.- surface waves	M = 1.04 * log A + 1.42 * D + 0.20
Hungary	0 < D < 3 deg 0 < D < 3 deg 1 < D < 3 deg 0 < D < 3 deg	M = log(A/T) + 0.56 * D + 0.17 (LZ) M = log(A/T) + 0.89 * D + 0.04 (Pg) M = log(A/T) + 0.95 * D + 0.21 (Pn) M = 2.549 * d + 2.02 [d] = min
Italy	0 < D < 600 km Sg	M = log A - log Ao [Richter, 1935] (Wood-Anderson-Seismograph)
Spain	50 < D < 1000 km Sg or Lg	M = log(A/T) + sigma(D) [Karnik, 1965]
Sweden	0 < D < 10 deg Sg	M = log A + 2 + F(D,T) [Bath et. al., 1976]
Switzerland	0 < D < 600 km Maximum	M = log A - log Ao [Richter, 1935]
Turkey	0 < D < 500 km h <= 60 km body/surf. wav.	M = log A - log Ao (Wood-Anderson) M = log(A/T)+1.32*log(D)+3.72 (Mainka) M = log(A/T)+1.09*log(D)+4.17 (Wiech.)
United Kingdom	1 < D < 10 deg P, Pn, S	M = log A - log Ao [Richter, 1935] M = log(A/T) + Q(D,h) [Gutenberg and Richter, 1956]
Yugoslavia	D <= 600 km Maximum body w.	M = log A - log Ao [Richter, 1935]

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die in Europa üblichen Magnituden-Bestimmungsarten für den Nahbereich: Auf den ersten Blick fällt bereits auf, dass die meisten Erdbebenobservatorien die Magnitude nach der Methode von Richter [1935] oder einer daraus abgeleiteten berechnen. Aus diesem Grund ist es auch heute noch sinnvoll, zumindest für die Routineauswertung von Erdbeben und für den internationalen Datenaustausch diese Lokalmagnitude ML (sogenannte 'Richter-Magnitude') zu bestimmen.

6.1 FEHLERABSCHAETZUNG

Da die Lokalmagnitude seit [Richter, 1935] aus dem Logarithmus der abgelesenen oder umgerechneten Maximalamplitude A bestimmt wird, machen sich Fehler bei der Bestimmung von A entsprechend bemerkbar. Da A mittels inverser Übertragungsfunktion (siehe Figur 10 unten) im Frequenzbereich bestimmt wird, die Frequenz aber im Zeitbereich (Seismogramm) als 'dominierende Periode' (zum Beispiel aus der Anzahl Nulldurchgänge pro Sekunde) abgeschätzt wird, ergibt sich ein Fehler, der mittels der zwei Kurven in Figur 10 (unten) ermittelt wurde: Unter der Annahme, dass die dominierende Frequenz als unveränderlicher Parameter mit einem Wert von 3 Hz in die Berechnung der Inversen eingeht (beim SED-Lokalisierprogramm wird eine Periode von 0.3 sec als 'Default-Wert' angenommen, falls die dominierende Periode nicht angegeben wird), die effektive Signalfrequenz bei der Maximalamplitude jedoch zwischen 1 und 10 Hz liegt, so ergibt sich ein maximaler Fehler von einem Faktor 1.5 für ein 2-sec-Seismometer und ein solcher von 1.3 für ein 1-sec-Seismometer. In der Berechnung der Magnitude äussert sich dies noch mit einer Abweichung von ± 0.18 beziehungsweise ± 0.11 . Bei dieser Rechnung wurde implizit angenommen, dass die Seismometerparameter (Eigenperiode, Dämpfung und Spulenkonstante) fehlerfrei sind. Natürlich ist dem nicht so, doch diese Unsicherheiten lassen sich kaum mit vernünftigem Aufwand abschätzen.

Die Kalibrierfunktion (30) ist insofern wichtig, als sich hier systematische Fehler ergeben könnten. Die (logarithmischen) Steigungen sind jedoch in (24) und (25) mit einer Genauigkeit von ± 10 Prozent bestimmt worden. Anders ausgedrückt heisst das, dass die Distanz-Kalibrierfunktion für $D = 500$ km bei einem Fehler von $\pm 0.0004/\text{km}$ für s_2 , maximal mit einer Unsicherheit von 0.2 Magnitudeneinheiten behaftet ist. Für den Nahbereich ($D < 60$ km) erhalten wir einen grösstmöglichen Fehler von rund 0.1 Einheiten für die Magnitude.

Die Streuungen bei den Stationskorrekturen lagen im Mittel bei 0.18. Der Totalfehler für ML infolge der Stationskorrektur-Unsicherheiten wird sich ebenfalls in diesem Bereich bewegen, da er das arithmetische Mittel aller Magnitudenbestimmungen für die einzelnen Stationen (x_{mag}) darstellt.

Das H/V-Verhältnis wurde mit einer Standardabweichung von 0.9 bestimmt. Somit schwankt der Korrekturwert $C(H/V)$ zwischen $\log(2.5-0.9)$

und $\log(2.5 \pm 0.9)$, das heisst zwischen 0.2 und 0.5; wegen der Annahme des Mittelwertes von 0.4 ($\log 2.5 = 0.4$) ist demzufolge mit einer maximalen Abweichung von 0.2 Magnitudeneinheiten zu rechnen.

Lokalisierungsgenauigkeiten und damit Fehler in den Hypozentralentfernungen sind bei der Magnitudenberechnung vernachlässigbar im Vergleich zu den anderen Fehlern, da die Kalibrierfunktion, insbesondere im Bereich über 60 km - wo auch die Lokalisierfehler grösser werden - relativ unempfindlich auf kleine Distanzänderungen ist.

Bei der Untersuchung der Genauigkeit der Magnitudenbestimmung spielen, neben den Unsicherheiten auf der Registrierseite, Effekte der Wellenausbreitung und Wellengenerierung eine ganz wesentliche Rolle. Aki [1982] und Sato [1982] unterstreichen die Bedeutung von Streuung (scattering) und Abschwächung (attenuation). 'Scattering' ist ein relativ neues und komplexes Konzept in der Seismologie; vereinfacht ausgedrückt beschreibt der Begriff 'scattering' die Streuung von seismischen Wellen infolge dreidimensionaler Inhomogenitäten im Erdaufbau. Dadurch können bereits bei geringfügigen Änderungen des Wellenpfades grössere Änderungen in Laufzeit, Frequenzinhalt und Amplitude eines Signals auftreten. Die quantitativen Auswirkungen dieser Effekte sind heute noch weitgehend ungeklärt.

Campillo, Bouchon und Massinon [1984] haben kürzlich auf theoretischer Basis nachgewiesen, dass die Anregung von Lg-Wellen entscheidend von der Herdtiefe abhängt. Die Folgerung, die daraus getroffen werden muss, ist die, dass zwei Erdbeben, welche dieselbe Energie in Form von seismischen Wellen abgeben, bezüglich Magnitude unterschiedlich eingeschätzt werden, falls ihre Herdtiefe nicht identisch ist. Nebenbei sei hier auch erwähnt, dass Campillo et al. [1984] die synthetischen Seismogramme nur für Distanzen grösser 60 km berechnet haben was mit dem in der vorliegenden Arbeit bestimmten Wert für die Wechseldistanz gut übereinstimmt.

Schliesslich spielt bei der Magnitudenbestimmung auch die dreidimensionale Orientierung des Bruches eine Rolle: Je nach Azimut der Registrierstation zum Herd kann das Amplitudenverhalten des Signals über weite Bereiche variieren.

Um die Unsicherheit der Magnitude $ML(SED)$ nach (36) anzugeben, wäre es bestimmt falsch, alle die oben aufgeführten Fehlerquellen zu summieren. Stattdessen soll auf die Streuung einer einzelnen Magnitudenbestimmung etwas näher eingegangen werden. Der Datensatz 1983 (Figur 20) wurde drei Mal für dieselben 19 Stationen auf die Magnitudenbestimmung hin untersucht. Wie im Kapitel 4 erwähnt, wurde für jedes Ereignis ML und die Standardabweichung bestimmt. Nach dem Durchrechnen des gesamten Datensatzes wurde der Mittelwert aller Standardabweichungen (= mittlere Streuung) sowie dessen Standardabweichung berechnet. Dabei wurde die Magnitude zuerst nach $ML(Hypo)$ berechnet, also unter Berücksichtigung der bisher beim SED benutzten, grob bestimmten Übertragungsfunktion und mit der Kalibrierfunktion nach Richter [1958]. In einem zweiten Durchgang wurden die in Kapitel zwei ermittelten Übertragungsfunktionen sowie die Kalibrierfunktion für die Schweiz (Ka-

pitel drei) in der Rechnung mitberücksichtigt; dies ergab 'ML(SED) ohne Stationskorrektur Cs'. In einem dritten Durchgang wurde die Magnitude ML(SED) gemäss (36) mit Stationskorrektur berechnet. Dabei ergaben sich für ML(Hypo) etwas weniger Beobachtungen als für ML(SED), weil für diese Magnitude definitionsgemäss nur Epizentraldistanzen kleiner 600 km berücksichtigt werden können, während ML(SED) bis zu Distanzen von 700 km gilt.

(In der folgenden Zusammenstellung steht das Symbol # für 'Anzahl'.)

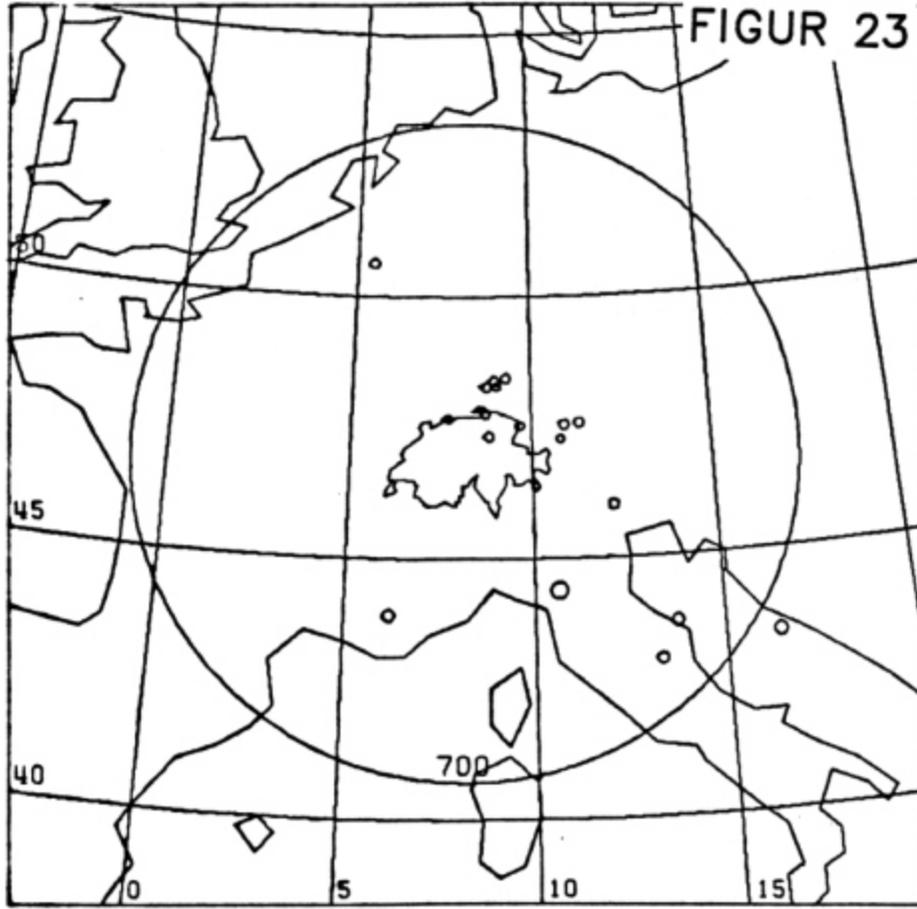
Magnitudenberechnungsart	#Erdbeben	#xmag	ML-Streuung
ML(Hypo)	401	3145	0.31 ± 0.10
ML(SED) ohne Cs	404	3160	0.21 ± 0.07
ML(SED)	404	3160	0.18 ± 0.06

Die erhaltenen Resultate zeigen deutlich, dass ML(SED) die konsistenteste Magnitude darstellt. Die Tatsache, dass eine einzelne Magnitudenbestimmung (xmag) im Mittel um nur 0.18 vom Mittelwert (ML(SED)) aller Stationen für ein Ereignis abweicht, lässt darauf schliessen, dass die Bestimmungen von ML(SED) um nicht mehr als etwa ± 0.2 Magnitudeneinheiten streuen. Ob die Magnitude jedoch systematisch zu hoch oder zu niedrig berechnet wird, kann nur ein Vergleich mit ausländischen Stationsnetzen zeigen.

6.2 VERGLEICH MIT AUSLAENDISCHEN ML-BESTIMMUNGEN

Um die Bestimmung der Magnitude ML(SED) gemäss (36) mit Magnitudenbestimmungen von ausländischen Stationsnetzen vergleichen zu können, wurden zwanzig Erdbeben ausgesucht, die in möglichst verschiedenen Azimuten zur Schweiz liegen, verschiedene Epizentraldistanzen aufweisen und deren Magnitude von Netzen benachbarter Länder bestimmt wurde.

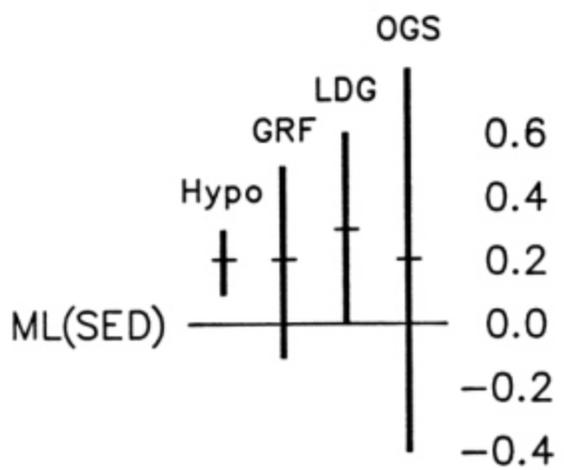
FIGUR 23



SED-Origin YrMoDyHrMl	SED-Epicenter Region	Max. Epd. [km]	ML Bul	ML Hypo	ML SED	ML GRF	ML LDG	Mwa OGS
8303201601	43.90N 06.17E France	466	4.3	4.3	3.9	4.3	3.9	-
8304281143	43.40N 16.41E Yugoslavia	696	-	-	4.6	-	4.1	4.4
8305181249	43.72N 13.75E Adria	602	4.1	4.1	3.9	-	3.8	2.4
8307311749	43.00N 13.29E Italy	600	3.9	3.9	3.8	-	3.7	3.6
8309042151	47.76N 08.71E Diessenhofen	231	3.0	3.0	2.9	2.8	3.2	-
8309052100	47.75N 08.73E Diessenhofen	228	2.6	2.6	2.5	2.7	3.2	-
8309111148	48.38N 08.97E Germany	276	3.3	3.3	3.1	3.4	3.5	-
8309150626	48.27N 08.75E Germany	289	2.9	3.0	2.7	2.4	3.2	-
8310111649	48.28N 09.03E Germany	242	2.8	2.8	2.7	2.1	3.2	-
8310131651	47.58N 11.33E Austria	342	3.3	3.2	3.0	3.1	-	3.0
8311060032	47.53N 09.68E Lindau	222	2.9	2.9	2.8	3.0	3.1	-
8311080213	50.64N 05.48E Belgium	556	3.5	3.5	3.2	3.4	3.4	-
8311091629	44.37N 10.66E N-Italy	399	5.7	5.7	5.2	5.9	5.5	5.4
8311130613	47.66N 07.68E Kandern D	195	2.7	2.7	2.5	2.8	3.0	-
8311241943	47.54N 10.92E Bis Fuessen D	190	3.3	3.2	3.0	3.7	3.6	3.1
8312121132	48.44N 09.30E Germany	304	3.0	2.9	2.7	2.8	3.3	-
8401040006	46.00N 12.21E N-Italy	376	3.4	3.4	3.0	3.3	3.4	3.4
8401111411	47.33N 08.81E Wetzikon CH	212	3.3	3.2	3.1	-	3.7	-
8401160056	47.28N 10.81E Austria	212	2.8	2.8	2.6	2.9	-	-
8401231827	46.36N 10.10E La Rosa	294	2.7	2.7	2.5	-	2.8	-

Deviation from ML(SED) :

- ML(Hypo): 0.2 +/- 0.1
- ML(GRF) : 0.2 +/- 0.3
- ML(LDG) : 0.3 +/- 0.3
- ML(OGS) : 0.2 +/- 0.6



Figur 23 zeigt oben die Epizentren der 20 Erdbeben und eine Liste mit den zugehörigen Daten. Die Aufstellung enthält für jedes Erdbeben Datum, Herzzeit, Koordinaten und geographische Region gemäss SED-Lokalisierung, sowie die maximale Epizentraldistanz zu einer SED-Station. Die Magnitudenbezeichnungen haben folgende Bedeutung: ML(Bul) gibt die Magnitude an, wie sie im Monatsbulletin des SED erschienen ist, ML(Hypo) ist im Prinzip dieselbe Magnitude, jedoch wurden nur diejenigen Stationen zu ihrer Berechnung benutzt, die auch in die Berechnung der ML(SED) eingingen, ML(SED) ist die neue, nach (36) berechnete Magnitude, ML(GRF) ist die Magnitudenbestimmung des Seismischen Zentralobservatoriums Gräfenberg in der BRD, ML(LDG) die vom Laboratoire de Geophysique in Frankreich bestimmte Magnitude und Mwa(OGS) die mit einem WA-Seismographen bestimmte Lokalmagnitude des Osservatorio Geofisico Sperimentale in Triest, Italien. Ein Vergleich der Magnitudenbestimmungen ergibt folgendes Bild (siehe auch Figur 23 unten): Gegenüber allen drei anderen verglichenen Magnituden ist ML(SED) im Mittel rund 0.2 Einheiten tiefer. Dieser Unterschied lässt sich praktisch ausschliesslich auf eine über den Entfernungsbereich differierende Kalibrierfunktion zurückführen, denn der Unterschied ist besonders bei grösseren Epizentraldistanzen von einigen hundert Kilometern zu beobachten. Die Kalibrierfunktion nach Richter [1958] - die für Kalifornien, ein Gebiet mit hoher Absorbtion [Aki, 1982], gilt - und diejenige für die Schweiz (30) weisen für Distanzen im Bereich von rund 400 km den grössten Unterschied (bis entsprechend 0.4 Magnitudeneinheiten) auf (vergleiche Figur 17 oben), während sie bei 100 und 600 km zusammenfallen. Daher sind die Magnituden ML(Hypo) und ML(GRF) insbesondere im Bereich zwischen 300 und 500 km höher als ML(SED), während sich bei Distanzen um 600 km kein nennenswerter Unterschied mehr ergibt. Dass die Kalibrierfunktion für die Schweiz und die umliegenden Gebiete genauer als diejenige von Richter [1958] ist, zeigt die Beobachtung, dass die Unterschiede zwischen ML(SED) und den Bestimmungen des Auslands dann klein werden, wenn die Beben im Nahbereich der ausländischen Stationsnetze gelegen sind. So errechnet für das Beben in Frankreich (siehe Figur 23, Mitte) das LDG 3.9, also denselben Wert wie ML(SED). Logischerweise wurde der Wert von GRF mit 4.3 zu hoch, da die Distanz nach Richter [1958] korrigiert wurde [D. Seidl, 1984, persönliche Mitteilung]. Abgesehen vom Beben in der Adria weist ML(SED) im Durchschnitt für alle fünf Erdbeben im Nahbereich von Italien mit Mwa(OGS), der italienischen Bestimmung, keinen Unterschied auf, während Frankreich und Deutschland, aus einer Epizentraldistanz zwischen 100 und 600 km, deutlich höhere Magnituden melden. Andererseits berechnen die ausländischen Observatorien für Beben in der Schweiz oder deren unmittelbaren Nähe zu hohe Magnituden, da bei ihnen Epizentraldistanzen der Grössenordnung 300 bis 500 km in die Kalibrierfunktion eingehen und sie demzufolge um einen zu hohen Wert korrigieren. Systematische Unterschiede mit ML(LDG) können insofern nicht einfach erklärt werden, als das LDG eine Kalibrierfunktion benutzt, die mit einer ganz anderen Methode (Vergleich der bestimmten Magnitude mit derjenigen von internationalen Datenzentren [B. Massinon, 1984, pers. Mitteilung]), als die in dieser Arbeit vorgestellte, ermittelt wurde und sich diese zwei Kalibrierfunktionen deshalb nicht miteinander vergleichen lassen.

Insgesamt lässt sich also feststellen, dass die Magnitude $ML(S\bar{E}D)$ bei einer mittleren Streuung von weniger als 0.2 konsistent ist und mit den verglichenen Lokalmagnituden der Nachbarländer innerhalb der Genauigkeit übereinstimmt. Für Beben, die gleichzeitig für die ausländischen Stationsnetze und für das Netz des SED Epizentraldistanzen zwischen rund 200 und 500 km aufweisen, sind die ausländischen ML -Bestimmungen zu hoch, falls die im untersuchten Gebiet nicht gültige Kalibrierfunktion nach Richter [1935, 1958] benutzt wird.

A.0 LITERATURVERZEICHNIS

- Adams R.D. (1977):
Survey of practice in determining magnitudes of near earthquakes, part 2.
World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA
Boulder, Colorado, USA.
- Aki K. (1966):
Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964.
Bull. Earthqu. Res. Inst., Tokyo, 44, 23-88.
- Aki K. (1967):
Scaling law of seismic spectrum.
Journ. Geoph. Res. 72, No.4, 1217-1231.
- Aki K. (1982):
Scattering and attenuation.
BSSA 72, No. 6, S319-S330.
- Baer M. (1979):
Kalibrierung des neuen Stationsnetzes des Schweizerischen Erdbebendienstes im Hinblick auf die Verbesserung der Lokalisierung seismischer Ereignisse mit Epizentralentfernungen bis 100 Grad.
Diss. ETH Nr. 6401, ETH Zürich.
- Bakun W.H., Lindh A.G. (1977):
Local magnitudes, seismic moments and coda durations for earthquakes near Oroville, California.
BSSA 67, No. 3, 615-630.
- Bath M. (1963):
Introduction to seismology.
Birkhäuser-Verlag, Stuttgart, pp.395.
- Bisztricsany E. (1958):
A new method for the determination of the magnitude of earthquakes.
Geofiz. Közl. 1, Budapest, Ungarn, 69-96.
- Bolt B.A., Abrahamson N.A. (1982):
New attenuation relations for peak and expected accelerations of strong ground motion.
BSSA 72, No. 6, 2307-2321.
- Boore D.M. (1983):
Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra.
BSSA 73, No. 6, 1865-1894.
- Campillo M., Bouchon M., Massinon B. (1984):
Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases.
BSSA 74, No. 1, 79-90.
- Cara M., Minster J.B. (1981):
Multi-mode analysis of Rayleigh-type Lg, part 1,

- theory and applicability of the method.
BSSA 71, No. 4, 973-984.
- Cara M., Minster J.B., Le Bras R. (1981):
Multi-mode analysis of Rayleigh-type Lg, part 2,
application to southern California and the North-
western Sierra Nevada.
BSSA 71, No. 4, 985-1002.
- Chung D.H., Bernreuter D.L. (1981):
Regional relationships among earthquake magnitude
scales.
Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 19,
No. 4, 649-663.
- Deichmann N. (1984):
(Dissertation in Vorbereitung)
Institut für Geophysik, ETH Zürich.
- Dwyer J.J., Herrmann R.B., Nuttli O.W. (1983):
Spatial attenuation of the Lg wave in the central
United States.
BSSA 73, No. 3., 781-796.
- Ebel J.E. (1982):
ML-measurements for northeastern United States
earthquakes.
BSSA 72, No. 4, 1367-1378.
- Ewing W.M., Jardetzky W.S., Press F. (1957):
Elastic waves in layered media.
Mc Graw Hill Book Comp. Inc., New York.
- Grossmayer R. et.al. (1981):
Ingenieurseismologische Auswertung von Friauler
Nahbebenseismogrammen.
Oesterr. Ges. f. Erdbebeningenieurwesen OGE, Wien.
- Guggenbühl W. (1978):
Verstärkertechnik.
AMIV-Verlag, ETH Zürich.
- Gupta I.N., von Seggern D.H., Wagner R.A. (1982):
A study of variations in the horizontal to vertical
Lg amplitude ratio in the eastern United States.
BSSA 72, No. 6, 2081-2088.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1936):
On seismic waves.
Gerlands Beiträge zur Geophysik, Vol. 47, 73-131.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1942):
Earthquake magnitude, intensity, energy
and acceleration.
BSSA 32, No.3, 163-191.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1956):
Magnitude and energy of earthquakes.
Annali Geofisica, Vol. IX, 1-15.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1956):
Earthquake magnitude, intensity, energy and
acceleration.
BSSA 46, 105-143.
- Hanks T.C., Thomas C., Kanamori H. (1979):

- A moment magnitude scale.
Journ. of Geoph. Res., Vol. 84, No. B5.
- Herrin E. (1961):
On P and Lg.
Journ. of Geoph. Res., Vol. 66, 334-335.
- Herrmann R.B. (1975):
The use of duration as a measure of seismic moment
and magnitude.
BSSA 65, No. 4, 899-913.
- Herrmann R.B., Kijko A. (1983):
Modelling some empirical vertical component Lg
relations.
BSSA 73, No. 1, 157-171.
- Jacob A.W.B., Booth D.C. (1977):
Observation of PS reflections from the Moho.
Journ. of Geophysics 43, 687-692.
- Joyner W.B., Boore D.M., Porcella R.C. (1981):
Peak horizontal acceleration and velocity from
strong motion records including records from the
1979 Imperial Valley, California, earthquake.
U.S. Geol. Survey, Open-file-report 81-365.
- Kanamori H., Anderson D.L. (1975):
Theoretical basis of some empirical relations in
seismology.
BSSA 65, No. 5, 1073-1095.
- Kanamori H. (1977):
The energy release in great earthquakes.
Journ. of Geoph. Res., Vol. 82, No. 20.
- Karnik V. (1969):
Seismicity of the european area, part 1.
D. Reidl Publishing company, Dordrecht-Holland.
- Kinematics Inc.:
Santa Barbara earthquake August 13, 1978.
Data report, Kinematics Inc., Pasadena.
- King J.L., Tucker B.E. (1984):
Observed variations of earthquake motions across a
sediment-filled valley.
BSSA 74, No. 1, 137-151.
- Knopoff L. (1964):
Q.
Rev. of Geophysics 2, 625-660.
- Kreyszig E. (1979):
Statistische Methoden und ihre Anwendungen.
Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- Lee W.H.K., Lahr J.C. (1975):
HYPO71, a computer program for determining
hypocenter, magnitude and first motion pattern of
local earthquakes.
U.S. Geol. Survey, Open-file-report 75-311.
- Leuthold P. (1981):
Kommunikationstechnik.

- Vorlesungsskript Abt. IIIB, ETH Zürich.
- Leuthold P. (1982):
Übertragungstheorie II.
Vorlesungsskript Abt. IIIB, ETH Zürich.
- Medvedev S.V., Sponheuer W., Karnik V. (1964):
Seismic intensity scale.
Acad. Sci. USSR, Sov. Geophys. Comm., 13 pp.
- Mercalli G. (1902):
Intensity scale.
Boll. soc. sismologica italiana, vol. 8, 184-191.
- Müller G. (1973):
Theorie elastischer Wellen.
Vorlesungsskript, Geoph. Inst. der Univ. Karlsruhe.
- Müller St., Lowrie W. (1980):
Die geodynamische Entwicklung des westlichen
Mittelmeerraums und der Alpen.
Zeitschrift 'Vermessung, Photogrammetrie, Kultur-
technik', Nr. 12/80, Zürich.
- Munguia L., Brune J.N. (1984):
Local magnitude and sediment amplification
observations from earthquakes in the northern Baja
California - southern California region.
BSSA 74, No. 1, 107-119.
- Nicolas M., Massinon B., Mechler P., Bouchon M. (1982):
Attenuation of regional Lg phases in western
Europe.
BSSA 72, No. 6, 2089-2106.
- Nuttli O.W. (1973):
Seismic wave attenuation and magnitude relations
for eastern North America.
Journ. of Geoph. Res., Vol. 78, No. 5.
- Nuttli O.W. (1981):
On the attenuation of Lg waves in western and
central Asia and their use as a discriminant
between earthquakes and explosives.
BSSA 71, No. 1, 249-261.
- Press F., Ewing M. (1952):
Two slow surface waves across North America.
BSSA 42, 219-228.
- Richter C.F. (1958):
Elementary seismology.
W.H. Freeman and company, San Francisco and London.
- Richter C.F. (1935):
An instrumental earthquake magnitude scale.
BSSA 25, 1-32.
- Richter C.F. (1963):
Historical background of the magnitude scale.
Contribution No. 1247, Div. of Geolog. Sciences,
Calif. Inst. of Techn., Pasadena, California.
- Rossi M.S., Forel F.A. (1874):
Les tremblements de terre etudiees par la Commission
seismologique suisse pendant l'annee 1881; 2eme rap.

- Arch. sciences phys. et nat. vol. II, 147-182.
- Sato H. (1982):
Attenuation of S waves in the lithosphere due to scattering by its random velocity structure.
Journ. of Geoph. Res., Vol. 87, No. B9, 7779-7785.
- Schneider G. (1975):
Erdbeben.
Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Sindorf J.G. (1972):
Determining magnitude values from the Lg phase from short period vertical seismograms.
Earthquake Notes, Vol XLIII, No. 3.
- Solov'ev S.L. (1955):
O klassifikatsiy zemletrayasseniy po velichine ikh energii (Classification of earthquakes in order of energy).
Trudy Geofiz. Inst. AN SSR, No. 30 (157), 3-31.
- Solov'ev S.L. (1965):
Seismicity of Sakhalin.
Bull. Earthqu. Res. Inst. 43, Tokyo, 95-102.
- Sponheuer W. (1960):
Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik.
Freiburger Forschungshefte, C88, Akademic Verlag.
- Street R.L. (1978):
A Note on the horizontal to vertical Lg wave-amplitude ratio in the western United States.
Earthquake Notes, Vol. 49, No. 2.
- Taner D. (1968):
Magnitude equation for the Seismological Observatory John Carroll University, for normal focus near earthquakes.
Earthquake Notes, Vol. XXXIX.
- Tietze U., Schenk Ch. (1980):
Halbleiterschaltungstechnik.
4. Auflage, Springer Verlag Berlin.
- Tsumura K. (1967):
Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation.
Bull. Earthqu. Res. Inst. 45, 7-17.
- Tucker B.E., King J.L., Hatzfeld D., Nersesov I.L. (1984):
Observations of hard-rock site effects.
BSSA 74, No. 1, 121-136.
- Wahlström R. (1979):
Duration Magnitudes for Swedisch earthquakes.
Report No. 5-79, Seismol. Inst., Uppsala, Sweden.
- Wahlström R., Ahjos T. (1982):
Determination of local magnitude and calibration of magnitude scales for earthquakes in the Baltic Shield.
Publ. 185, Inst. Seismology, Univ. Helsinki.
- Wielandt E. (1978):

Computer-Program CALAN.

Inst. für Geophysik, ETH Zürich (unveröffentl.).

Willmore P.L. (1979):

Manual of seismological observatory practice.

World Data Center A for solid Earth Geophysics,

NOAA, Boulder, Colorado, USA.

Wood, H.O., Neumann, F. (1931):

Modified Mercalli intensity scale of 1931.

BSSA 21, 277-283.