

Realistische seismische Lastannahmen für Bauwerke

T 1829

T 1829

Dieser Forschungsbericht wurde mit modernsten Hochleistungskopierern auf Einzelanfrage hergestellt.

Die in dieser Forschungsarbeit enthaltenen Darstellungen und Empfehlungen geben die fachlichen Auffassungen der Verfasser wieder. Diese werden hier unverändert wiedergegeben, sie geben nicht unbedingt die Meinung des Zuwendungsgebers oder des Herausgebers wieder.

Die Originalmanuskripte wurden reprototechnisch, jedoch nicht inhaltlich überarbeitet. Die Druckqualität hängt von der reprototechnischen Eignung des Originalmanuskriptes ab, das uns vom Autor bzw. von der Forschungsstelle zur Verfügung gestellt wurde.

© by Fraunhofer IRB Verlag

Vervielfältigung, auch auszugsweise,
nur mit ausdrücklicher Zustimmung des Verlages.

Fraunhofer IRB Verlag

Fraunhofer-Informationszentrum Raum und Bau

Postfach 80 04 69
70504 Stuttgart

Nobelstraße 12
70569 Stuttgart

Telefon (07 11) 9 70 - 25 00
Telefax (07 11) 9 70 - 25 08

E-Mail irb@irb.fraunhofer.de

www.baufachinformation.de

KÖNIG UND HEUNISCH, BERATENDE INGENIEURE, FRANKFURT
ERDBEBENSTATION BENSBERG DER UNIVERSITÄT KÖLN
INSTITUT FÜR GEOPHYSIK DER UNIVERSITÄT STUTTGART

REALISTISCHE SEISMISCHE LASTANNAHMEN FÜR BAUWERKE

ABSCHLUSSBERICHT

im Auftrag des Instituts für Bautechnik, Berlin

(Aktenzeichen IV/1-5-442/85
443/85
441/85)

Oktober 1986

I N H A L T

	Seite
Vorbemerkung	V
Kurzfassung	VI
Abstract	VII
Resume	VIII
TEIL I	
1. Einleitung	I/1
1.1 Ausgangssituation	I/1
1.2 Zielsetzung	I/2
1.3 Aufbau des Berichtes	I/3
2. Definition seismischer Lastannahmen	I/5
2.1 Stand der Technik	I/5
2.2 Empirisch-statistische Methoden	I/7
2.3 Analytische Methoden	I/8
2.4 Probabilistische Methoden	I/9
Anhang I	
A.I.1 Literatur	I/11
TEIL II	
3. Statistische Freifeldspektren	II/1
3.1 Datenbasis	II/1
3.2 Klassifizierung der Standortverhältnisse	II/3
3.3 Statistische Auswertung von Freifeld- Antwortspektren	II/6
3.4 Bemessungsspektren	II/18
3.5 Empfindlichkeitsstudien	II/30
3.6 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen	II/40
4. Natürliche Freifeld-Zeitverläufe	II/43
4.1 Vorgehensweise	II/43
4.2 Ermittlung der Starkbebendauer	II/44
4.3 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen	II/47
4.4 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen	II/66

	Seite
Anhang II	II/67
A.II.1 Literatur	II/67
A.II.2 Erdbebenbibliothek, Stand Juni 1986	II/70
A.II.3 Realistische Ingenieurseismische Kenndaten am Beispiel Deutschland	II/85
Teil III	
5. Regressionsanalysen von Freifeldregistrierungen	III/1
5.1 Überblick	III/1
5.2 Rechenverfahren	III/2
5.3 Beschreibung des Frequenzgehaltes	III/3
5.4 Beschreibung der Erregungsdauer	III/12
5.5 Skalierungsparameter für Bemessungsspektren	III/13
6. Empirisch-analytische Lastdefinition	III/16
6.1 Theorie probabilistischer Lastbeschreibung	III/16
6.2 Bemessungs-Energiespektren	III/19
6.3 Generierung künstlicher Zeitverläufe	III/20
6.4 Empfindlichkeitsuntersuchungen	III/22
6.5 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen	III/23
Anhang III	
A.III.1 Literatur	III/29
TEIL IV	
7. Synthetische Spektren und Zeitverläufe	IV/1
7.1 Grundkonzept und Vorgehensweise	IV/1
7.2 Herdparameter und Herdspektren	IV/6
7.3 Ausbreitungsparameter und Übertragungsfunktion	IV/17
7.4 Freifelderregung und ingenieur- seismologische Eingangsgrößen	IV/23
7.5 Bandbreite der Eingangsparameter	IV/29

	Seite
8. Analytische Ermittlung der Freifelderregung	IV/36
8.1 Simulation der Erregung Oberkante Kristallin	IV/36
8.2 Simulation der Erregung Oberkante festes Sedimentgestein	IV/42
8.3 Simulation der Freifelderregung Oberkante Lockergestein	IV/47
8.4 Vergleich mit Normungsvorschlägen	IV/53
Anhang IV	
A.IV.1 Literatur	IV/77
A.IV.2 Zufällige Abweichungen des Plateaus eines Kristallinspektrums	IV/83
A.IV.3 Programmbeschreibung SDSMS	IV/86
TEIL V	
9. Regionale Erdbebengefährdung	V/1
9.1 Einführung	V/1
9.2 Datenbasis	V/4
9.3 Seismizitätsanalyse	V/5
9.4 Probabilistische Standortanalyse	V/7
9.5 Erdbebengefährdungskarten	V/9
9.6 Ergebnisse und Schlußfolgerungen	V/10
10. Lokale Standortbesonderheiten	V/15
10.1 Grundkonzept	V/15
10.2 Auswertung makroseismischer Beobachtungen	V/16
10.3 Definition von geologisch-tektonischen Standortkennzahlen	V/28
10.4 Ermittlung von lokalen Intensitätsabweichungen	V/34
10.5 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen	V/41
Anhang V	
A.V.1 Literatur	V/44

TEIL VI

11.	Anwendungsbeispiele	VI/1
11.1	Übersicht und Eingangsdaten	VI/1
11.2	Erdbebengefährdung	VI/4
11.3	Freifeld-Antwortspektren	VI/7
11.4	Natürliche Bemessungszeitverläufe	VI/10
11.5	Freifeld-Energiespektren	VI/14
11.6	Künstlich generierte Zeitverläufe	VI/17
11.7	Kristallin-Bemessungsspektren	VI/18
11.8	Synthetische Freifeldzeitverläufe	VI/19
12.	Zusammenfassende Wertung	VI/25
12.1	Ermittlung der Erdbebengefährdung	VI/25
12.2	Empirisch-statistische Lastbeschreibungen	VI/27
12.3	Analytische Lastbeschreibungen	VI/29
12.4	Rückwirkungen auf Regelungen und Empfehlungen	VI/30

ANHANG Änderungsvorschläge zu Normen und Empfehlungen

V O R B E M E R K U N G

Der vorliegende Bericht faßt die Ergebnisse des Forschungsvorhabens "Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko" zusammen. Dieses Forschungsvorhaben wurde als Fortführung eines im Dezember 1983 abgeschlossenen gleichnamigen Vorhabens vom Institut für Bautechnik, Berlin gefördert.

Die Arbeiten wurden in drei Forschungsgruppen durchgeführt:

- a) König und Heunisch, Beratende Ingenieure, Frankfurt/Main
(Az. IV/1-5-442/85)
- b) Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln
(Prof. L. Ahorner, Az. IV/1-5-443/85)
- c) Institut für Geophysik der Universität Stuttgart
(Prof. G. Schneider, Az. IV/1-5-441/85).

Die Koordination und Federführung des Vorhabens wurde von König und Heunisch (Dr. D. Hosser) wahrgenommen.

Im Rahmen der Forschungsgruppe a) wirkte Prof.Dr. H. Berckhemer, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt als seismologischer Berater mit. Außerdem hat es die Ph. Holzmann AG durch finanzielle Unterstützung ermöglicht, daß Dr. H.-H. Klein in Erweiterung seiner vorher am Institut für Massivbau der TH Darmstadt durchgeführten Untersuchungen ergänzende Arbeiten übernehmen konnte.

Bei der Forschungsgruppe Erdbebenstation Bensberg konnte Dr. W. Rosenhauer durch die Unterstützung der Interatom GmbH einen großen Teil der probabilistischen Analysen durchführen.

KURZFASSUNG

Der vorliegende Bericht dokumentiert Untersuchungen einer interdisziplinären Forschungsgruppe von Seismologen und Ingenieuren über Methoden zur Festlegung realistischer seismischer Lastannahmen für Bauwerke. Alternative Vorgehensweisen werden verglichen und hinsichtlich der verfügbaren Datenbasis und der Anwendbarkeit auf konkrete Standorte in der Bundesrepublik Deutschland bewertet.

Als wichtige Informationsquelle dienen mitteleuropäische Erdbebenregistrierungen, die auch für deutsche Verhältnisse repräsentativ sind. Diese werden nach den makroseismischen Kenngrößen - Intensität, Herdentfernung und Magnitude - und nach den Untergrundverhältnissen am Registrierort klassifiziert und in einer Erdbebenbibliothek dokumentiert. Für vorgegebene Intensitäts- und Untergrundklassen werden die repräsentativen Erdbebenzeitverläufe ausgewählt und hinsichtlich der ingenieurseismischen Kenndaten - Frequenzgehalt, Amplitude und Starkbebendauer - statistisch ausgewertet. Für die praktische Anwendung werden intensitäts- und untergrundabhängige Freifeld-Bemessungs-Antwortspektren und Bemessungs-Starkbebendauern abgeleitet und Kriterien für eine Auswahl natürlicher Bemessungs-Zeitverläufe erarbeitet. Alternativ werden untergrundabhängige Fourierspektren angegeben, die bezüglich der Standortintensität über die damit eng korrelierte Beschleunigungsenergie skaliert werden können. Sie dienen als Ausgangspunkt für die Generierung künstlicher Zeitverläufe oder für die Ermittlung von Leistungsspektren.

Mit Hilfe analytischer Verfahren werden synthetische Freifeld-Zeitverläufe aus Herdparametern und Übertragungseigenschaften des Untergrundes hergeleitet. Die für deutsche Standorte maßgebenden Herdparameter ergeben sich aus den regionalen seismotektonischen Gegebenheiten. Hieraus kann das seismische Signal vereinfachend als bandbegrenztetes weißes Rauschen gewonnen werden, das wiederum Grundlage zur Generierung künstlicher Zeitverläufe nach der Methode der Zufallsschwingungen ist. Die Ausbreitung des seismischen Signals im Kristallin und in der Sedimentauflage kann gut mit einem für SH-Wellen und horizontal geschichtete Medien gültigen Näherungsmodell beschrieben werden. Voraussetzung für die Anwendung des Verfahrens ist das Vorliegen ausreichender seismotektonischer

und geologischer Standortinformationen.

Die Erdbebengefährdung an deutschen Standorten wird regional mit einem großräumigen Seismizitätsmodell auf der Basis eines umfangreichen Katalogs historischer Erdbeben probabilistisch ermittelt. Die Ergebnisse werden in Form von Erdbeben-Gefährdungskarten des Bundesgebietes dargestellt, die jeweils für bestimmte jährliche Überschreitensraten der Standortintensitäten gelten. Lokale Besonderheiten geologischer oder seismotektonischer Art können Abweichungen von der regionalen Erdbebengefährdung verursachen. Die möglichen Intensitätsabweichungen bei unterschiedlichem geologischen Untergrund werden aufgrund von umfangreichen Isoleistenauswertungen deutscher Erdbeben eingrenzt; die Abweichungen aufgrund der seismotektonischen Standortposition lassen sich aus dem verfügbaren Datenmaterial nicht quantifizieren.

Schließlich werden die beschriebenen Vorgehensweisen zur Definition seismischer Lastannahmen am Beispiel zweier deutscher Standorte erprobt, bei denen ausreichende Informationen vorliegen. Es zeigt sich, daß die alternativen Verfahren durchweg für die konkrete Anwendung geeignet sind und bei konsistenten Eingangsdaten auch zu vergleichbaren Ergebnissen führen. Anhand der neu geschaffenen Grundlagen werden derzeitige Regelungen und Empfehlungen kritisch beleuchtet und Verbesserungsvorschläge unterbreitet.

A B S T R A C T

This report documents investigations by a group of seismologists and civil engineers on methods for defining realistic seismic load assumptions for structures. Alternative procedures are compared and valuated with respect to the available data base and the applicability to given German sites.

Central European strong motion records which are representative for German conditions, too, serve as an important source of information. They are classified according to macroseismic parameters - site intensity, focal distance and magnitude - and subsoil conditions at the recording station and they are documented in an earthquake data bank. For given intensity and subsoil classes the representative accelerograms are selected and are statistically evaluated with respect to seismic input data, especially frequency content, amplitude and duration of strong motion. Intensity- and subsoil-dependent design response spectra and design duration of strong motion are derived and criteria for selecting representative natural design time histories are defined. Alternatively, subsoil-dependent Fourier spectra are given which are scaled for different site intensities by using the so-called acceleration energy strongly correlated with intensity. These Fourier spectra may also be used to generate artificial time histories and to derive power spectral densities.

With the help of analytical methods synthetic free-field time histories are determined based on focal parameters and transfer properties of the subsoil. The relevant focal parameters for German sites result from regional seismotectonic characteristics. They serve as input data for modelling the focal acceleration signal as white noise limited by a lower and an upper corner frequency and for generating again artificial acceleration time histories by the random vibration theory. The radiation of the seismic waves through the crystalline base rock and the sedimentary layers to the freefield is described by an approximate model valid for SH-waves in a horizontally layered half space. This procedure is applicable if sufficient seismological and geological information is available.

The regional seismic risk at German sites is determined probabilistically with the help of a global seismicity model based on an extensive catalogue of historic earthquakes. The results are plotted in probabilistic seismic risk maps of the Federal Republic of Germany showing site intensities with a given annual exceedance rate. Local specialities at a site with respect to geological characteristics or seismotectonic position may cause deviations from the regional seismic risk. The possible deviations of the site intensity on different geologic subsoil are evaluated on the base of an extensive study on the local effects of historic German earthquakes. On the other hand, the available data don't allow to quantify the deviations due to different seismotectonic positions.

Finally, the described methods for defining seismic load assumptions are applied to two German sites for which the necessary seismological and subsoil information are available. It can be shown that the alternative procedures are generally appropriate for practical application and that they yield comparative results if the input data are consistent. According to these new design bases, present regulations and recommendations of seismic load assumptions are critically reviewed and some improvements are proposed.

R E S U M E

Ce rapport presente les recherches d'un groupe de sismologues et d'ingenieurs civils sur les methodes pour determiner des suppositions de charges sismiques realistes pour les edifices. Des procedes alternatifs sont compares et evalues par rapport a la base des data et a la possibilite de les appliquer aux emplacements allemands.

Des enregistrements de mouvements forts de l'Europe centrale qui representent aussi les conditions allemandes servent d'une source d'information importante. Ils sont classifies selon les indicatifs macrosismiques - intensite, distance focale et magnitude - et les conditions du sous-sol sur les lieux des enregistrements et ils sont documentes dans une sismoteque. D'apres les classes donnees de l'intensite et du sous-sol, les enregistrements representatifs sont choisis et evalues dans une etude statistique par rapport aux data, specialement le contenu de la frequence, l'amplitude et la duree du mouvement fort. Des spectres de reponse qui dependent de l'intensite et du sous-sol et la duree du mouvement fort sont derives et des criteres pour la selection des accelerograms naturels representatifs sont elabores.

Alternativement, des spectres Fourier sont donnees qui dependent du sous-sol et sont echelonnees pour des intensites des emplacements differents, en utilisant l'energie d'acceleration bien correlee avec l'intensite. Les spectres Fourier peuvent aussi etre utilises pour generer des accelerograms artificiels et pour deriver des spectres de puissance.

A l'aide des methodes analytiques on a determine des accelerograms libre-champs synthetiques bases sur des indicatifs focaux et sur des caracteristiques de transmission du sous-sol. Les indicatifs focaux decisifs pour des emplacements allemands resultent des caracteristiques regionaux sismotectoniques. Ils servent de data pour modeller le signal d'acceleration focale comme bruit blanc limite par une frequence basse et haute et pour generer des accelerograms artificiels par la theorie de vibration stochastique. La radiation des ondes sismiques par la cristalline et par la strate sedimentaire est decrit par un modele approximatif pour des ondes SH dans un demi-espace qui est dispose horizontalement. Ce procede peut

etre applique s'il y a assez d'information sismologique et geologique.

Le risque sismique regional aux emplacements allemands est determine probabilistiquement a l'aide d'un modele global de seisme base sur un catalogue volumineux des tremblements de terre historiques. Les resultats sont presentes sur des cartes de risque probabilistique de tremblement de terre en Allemagne Federale qui montrent l'intensite de l'emplacement avec un certain depassement annuel. Des circonstances locales d'un lieu par rapport aux caracteristiques geologiques ou a la position sismotectonique peuvent causer des deviations du risque sismique regional. Les deviations possibles de l'intensite sur des sous-sols geologiques differents sont limitees sur la base de vastes recherches sur les effets locaux des tremblements de terre historiques en Allemagne. D'autre part, les deviations dues a l'emplacement sismotectonique ne peuvent pas etre quantifiees a l'aide des dates disponible.

Finalement, les methodes presentees pour determiner les suppositions de charges sismiques sont appliquees a deux emplacements allemands pour lesquels les informations sismologiques et du sous-sol sont disponibles. On peut montrer que les procedes alternatifs sont appropries a l'application pratique et qu'ils donnent des resultats comparatifs si les data sont consistants. Selon ces nouveaux bases calculatifs les reglements actuels et les recommandations concernant les supposition de charges sismiques sont critiques et quelques ameliorations sont proposees.

T E I L I

ALLGEMEINER TEIL

EINLEITUNG

DEFINITION SEISMISCHER LASTANNAHMEN

Dietmar Hosser

König und Heunisch
Beratende Ingenieure

1. EINLEITUNG

1.1 Ausgangssituation

Die 1983 von König und Heunisch gemeinsam mit den Seismologen Prof. Ahorner, Prof. Berckhemer und Prof. Schneider durchgeführte erste Phase des Forschungsvorhabens "Realistische seismische Lastannahmen" hatte zum Ziel, die nach dem Stand von Wissenschaft und Technik verfügbaren Methoden zur Festlegung realistischer seismischer Lastannahmen zu beschreiben, soweit erforderlich bis zur Anwendungsreife zu erweitern und auf die Verhältnisse an deutschen Standorten anzuwenden. In diesem Vorhaben wurden eine Reihe wichtiger Fortschritte erzielt:

- Definition von Kriterien zur Klassifizierung der Untergrundverhältnisse und der makroseismischen Gegebenheiten an einem Standort zum Zwecke der Herleitung standortspezifischer seismischer Lastannahmen
- Statistische Auswertungen von vorwiegend europäischen Erdbebenregistrierungen aus dem Nahfeldbereich zur Ermittlung von Frequenzgehalt und Starkbebendauer der für deutsche Verhältnisse typischen Erdbeben mit Mittelwerten und Streuungen
- Erprobung und Weiterentwicklung analytischer Methoden zur Herleitung der Kristallinerregung aus Herdparametern und zur rechnerischen Erfassung des Übertragungsverhaltens von Festgestein und Sedimentauflage
- Probabilistische Seismizitätsanalyse für das Bundesgebiet auf der Basis eines umfassenden Katalogs historischer Erdbeben zum Zwecke einer konsistenten Definition der regionalen Erdbebengefährdung und einer Charakterisierung der repräsentativen Erdbeben.

Trotz dieser Fortschritte mußten - nicht zuletzt wegen finanzieller und terminlicher Zwänge - einige Fragen offenbleiben, die nur durch zusätzliche Untersuchungen zu beantworten waren, unter anderem:

- Reicht die Datenbasis der Erdbebenregistrierungen aus, um verlässliche standortspezifische Erdbebenlastannahmen statistisch zu definieren?

- Wie wirken sich zufällige Streuungen der nicht genau bekannten Eingangsgrößen und Modellunsicherheiten auf die deterministisch-analytisch ermittelte Kristallin- oder Freifelderregung aus?
- Lassen sich die in vielen Anwendungen benötigten Erdbebenzeitverläufe so gewinnen, daß sie hinreichend realistisch, und mit den statistisch oder analytisch ermittelten Erregungscharakteristika verträglich sind?
- Sind die globalen regionalen Aussagen zur Erdbebengefährdung und zu den repräsentativen Erdbeben ausreichend für die Beurteilung der Verhältnisse an einem gegebenen Standort oder können sie durch lokale Besonderheiten in den Untergrundsverhältnissen (Geologie, Tektonik) gravierend verändert werden ?

Diese offenen Fragen waren Anlaß dafür, beim Institut für Bautechnik eine Weiterförderung der recht erfolgreichen interdisziplinären Zusammenarbeit von Seismologen und Ingenieuren zu beantragen.

1.2 Zielsetzung

Die Fortführung des Forschungsvorhabens hat folgende wesentliche Ziele:

- Überprüfung, Absicherung und Erweiterung der in der ersten Phase des Vorhabens bereitgestellten Methoden zur Definition seismischer Lastannahmen
- Verbreiterung der Datenbasis und Absicherung der wesentlichen Eingangsgrößen für die Lastdefinition
- Durchführung systematischer Empfindlichkeitsstudien bezüglich der Auswirkung unsicherer Eingangsgrößen auf die Lastannahmen
- Erprobung von Vereinfachungsmöglichkeiten im Hinblick auf eine praxisgerechte Beschreibung der Erdbebenerregung durch ingenieurseismische Kenngrößen und ggf. Erstellung geeigneter Bemessungshilfen

- Vergleich und Harmonisierung der Vorschläge für praxisgerechte Erdbebenlastannahmen mit vorliegenden nationalen und internationalen Regelungen und Empfehlungen.

1.3 Aufbau des Berichtes

Der Abschlußbericht umfaßt die Ergebnisse aus unterschiedlichen Arbeitspaketen, die von verschiedenen Forschern bearbeitet wurden. Es erscheint daher zweckmäßig, den Bericht in mehrere Teile zu gliedern, die getrennt von den Forschungsgruppen erarbeitet wurden:

Teil I: Allgemeiner Teil
(D. Hosser)

- Einleitung
- Definition seismischer Lastannahmen

Teil II: Empirisch-statistische Methoden
(D. Hosser, R. Maurer)

- Statistische Freifeld-Antwortspektren
- Natürliche Freifeld-Zeitverläufe

Teil III: Statistisch-analytische Methoden
(H.-H. Klein)

- Regressionsanalysen von Freifeldregistrierungen
- Empirisch-analytische Lastdefinition

Teil IV: Analytische Methoden
(G. Schneider, Th. Kunze, H. Langer und F. Scherbaum)

- Synthetische Spektren und Zeitverläufe
- Analytische Ermittlung der Freifelderregung

Teil V: Methoden zur Erdbebengefährdungsanalyse
(L. Ahorner, M. Budny, W. Rosenhauer)

- Globale Erdbebengefährdung
- Lokale Standortbesonderheiten

Teil VI: Schlußteil
(D. Hossler + alle Forscher)

- Anwendungsbeispiele
- Zusammenfassende Wertung

In einem Anhang sind für alle vorhergehenden Teile nochmals die Stellungnahmen zu den bestehenden Regelungen und Empfehlungen aus der Sicht dieses Forschungsvorhabens zusammengefaßt.

2. DEFINITIONEN SEISMISCHER LASTANNAHMEN

2.1 Stand der Technik

Die derzeitige Praxis bei der Definition seismischer Lastannahmen für Bauwerke umfaßt zwei Anwendungsbereiche, für die unterschiedliche Anforderungen und Vorgehensweisen gelten:

- den Bereich der "üblichen" Bauwerke in Gebieten mit seismischer Aktivität
- den Bereich der "besonderen" Bauwerke, für die eine erhöhte Schutzbedürftigkeit vorausgesetzt wird.

Der erste Bereich ist in der Bundesrepublik durch DIN 4149 /2.1/ geregelt. Vom Grundsatz her zielen die betreffenden Vorschriften auf einen Basisschutz der Bauwerke gegen Erdbeben ab, der durch möglichst einfache Nachweise und entsprechende Bemessung gewährleistet werden soll. Die Anforderungen sind so geartet, daß ein Einsturz des Haupttragwerkes verhindert wird, begrenzte Schäden jedoch in Kauf genommen werden. Dementsprechend enthalten weder die festgelegten Erdbebenlasten, noch die Bemessungsregeln nennenswerte Sicherheitsreserven.

Praktisch wird der Nachweis mit statischen Ersatzlasten geführt, die aus dem Rechenwert der Horizontalbeschleunigung, den Bauwerksmassen und einer Wichtung entsprechend der maßgebenden Eigenschwingungsform des Tragwerks zu ermitteln sind. In dem Rechenwert der Horizontalbeschleunigung sind erfaßt:

- die regionale Erdbebengefährdung über eine Erdbebenzone
- die Schutzbedürftigkeit des Bauwerkes über eine Bauwerksklasse
- der Untergrundeinfluß über einen Baugrundfaktor.

Zu dem zweiten Anwendungsbereich zählen vor allem die kerntechnischen Anlagen sowie andere bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko. Für Kernkraftwerke sind die Erdbebenlastannahmen in der kerntechnischen Regel KTA 2201 geregelt, von der Teil 1 /2.2/ als Weißdruck und weitere Teile als Entwürfe

existieren, z.B. für die Bauwerksauslegung der Teil 3 /2.3/. Im Sicherheitskonzept sehen auch diese Regeln im allgemeinen "nur" eine Gewährleistung der Standsicherheit und nicht eine absolute Schadensfreiheit im Erdbebenfall vor. Allerdings werden hier erhebliche Sicherheitsreserven in den einzelnen Nachweisschritten vorgehalten, indem z.B.

- extreme Bemessungserdbeben definiert werden, die nur mit einer sehr geringen Wahrscheinlichkeit ($< 10^{-4}/a$) zu erwarten sind
- die Bodenbewegungen bei diesen Bemessungserdbeben durch unabhängig voneinander konservativ gewählte ingenieurseismische Kenngrößen beschrieben werden, insbesondere Antwortspektren, Maximalbeschleunigung und Starkbebendauer
- die Erdbebenlasten daraus im allgemeinen mit Hilfe linear-elastischer dynamischer Tragwerksanalysen berechnet werden
- bei der Tragwerksbemessung gegen definierte Grenzzustände anstelle wirklicher Bruch- oder Versagenszustände abgesichert wird.

Kritik an den seismischen Lastannahmen für diesen zweiten Anwendungsbereich entzündete sich weniger an der Grundidee der Lastbeschreibung und Nachweisführung als vielmehr an der Inkonsistenz und Widersprüchlichkeit der einzelnen Nachweis-schritte. Unrealistische Vorgaben resultieren insbesondere aus der Verwendung von breitbandigen 84%-Fraktil-Standardspektren, die mit konservativ abgeschätzten maximalen Bodenbeschleunigungen skaliert werden. Für dynamische Berechnungen nach der Zeitverlaufsmethode werden vornehmlich künstlich generierte Beschleunigungszeitverläufe verwendet, die den unnatürlich breiten Frequenzgehalt des Standardspektrums abdecken und zusätzlich eine nach oben abgeschätzte Starkbebendauer aufweisen.

Diesen seit langem bekannten Inkonsistenzen wird in der letzten Zeit vereinzelt durch standortspezifische Vorgaben der seismischen Lastannahmen begegnet. Die erste Phase dieses Forschungsvorhabens hat hierzu verschiedene Methoden bereitgestellt, die nachfolgend kurz zusammengefaßt werden sollen:

- empirisch-statistische Methoden zur direkten Ermittlung von ingenieurseismischen Kenngrößen aus Erdbebenregistrierungen
- analytische Methoden zur vereinfachten Beschreibung der Erdbebenerregung auf der Grundlage von Modellvorstellungen über den Herdvorgang und die Ausbreitung der Erdbebenwellen im Fels und den sedimentären Deckschichten
- probabilistische Methoden zur Ermittlung der regionalen seismischen Gefährdung auf der Basis der makroseismischen Kenngrößen historischer Erdbeben.

2.2 Empirisch-statistische Methoden

Die realistischsten Informationen über die Bodenbewegungen bei Erdbeben liefern zweifellos die Aufzeichnungen von realen Erdbeben. Inzwischen sind weltweit in einigen Gebieten mit nennenswerter Seismizität Meßstationen in ausreichender Dichte installiert worden. Außerdem gibt es in mehreren Ländern kleine Gruppen von Seismologen und Ingenieuren, die unmittelbar nach einem bekanntgewordenen Erdbebenereignis an den Ort des Geschehens reisen, um Meßgeräte zur Aufzeichnung eventueller Nachbeben aufzustellen und um die Beobachtungen während und nach den Hauptbeben auszuwerten.

Die auf diese Weise kontinuierlich wachsenden Datenmengen werden international in mehreren Zentren gesammelt und verbreitet. Eine relativ bescheidene "Erdbebenbibliothek" konnte auch im Rahmen der ersten Phase dieses Vorhabens eingerichtet werden.

Hierbei hat es sich gezeigt, daß durch die zunehmende internationale Zusammenarbeit die Beschaffung von Erdbebenregistrierungen vergleichsweise geringe Schwierigkeiten bereitet. Problematisch dagegen ist die Dokumentation der Ereignisse, insbesondere die Zuordnung der makroseismischen Kenngrößen der Erdbeben und der Untergrundverhältnisse an den Registrierstandorten.

Wenn eine ausreichende Anzahl gut dokumentierter Erdbebenregistrierungen vorliegt, ist es möglich, diese im Hinblick auf die standortspezifischen Gegebenheiten zu klassifizieren. In

der ersten Phase des Vorhabens hat es sich als zweckmäßig erwiesen, folgende Klassen zu unterscheiden, die die Verhältnisse in der Bundesrepublik abgrenzen (siehe auch Abschnitt 3.1):

- 3 Intensitätsklassen
(I = 6 - 7; 7 - 8; 8 - 9)

- 3 Untergrundklassen
(R; M; A)

Den drei Intensitätsklassen wurden wahrscheinlichste Bereiche von Herdentfernungen ($R = 60 - 30$ km) zugeordnet. Es sind nur Lokalbebenmagnituden im Bereich $M = 4,5 - 6,5$ von Interesse für Bauwerke in Deutschland.

Nachdem einerseits die Gegebenheiten an einem betrachteten Standort und andererseits alle Erdbebenregistrierungen der Erdbebenbibliothek nach diesen Kriterien klassifiziert sind, lassen sich die für die gegebenen Standortverhältnisse repräsentativen Erdbeben eindeutig zuordnen. Die zugehörigen Seismogramme können dann z.B. bezüglich des Frequenzgehaltes oder der Bebedauer statistisch ausgewertet werden. In der ersten Phase wurden hauptsächlich Freifeld-Antwortspektren und Starkbebedauern mit Mittelwerten und Standardabweichungen berechnet, mit deren Hilfe realistische Bemessungsvorgaben definiert werden können.

2.3 Analytische Methoden

Mit Hilfe analytischer Methoden wurden in /2.4/

- synthetische Basisspektren und
- Übertragungsfunktionen

ermittelt.

Als "Basisspektren" wurden Fourieramplitudenspektren der Beschleunigung an der Oberkante des kristallinen Grundgesteins (= Basis der Sedimentauflage) aufgefaßt. Diese Spektren können aus kinematischen Herdbruchmodellen unter Berücksichtigung der geometrischen Abnahme und Dämpfung bei Ausbreitung im Kristal-

lin abgeleitet werden. Eingangsgrößen für die Berechnung sind u.a. die Eigenschaften des Herdes, die sich aus seismologischer Sicht regional recht gut eingrenzen lassen, und die Ausbreitungsqualität des Kristallins. Nicht genauer bekannte Parameter müssen in weiten Grenzen variiert werden. Die erhaltenen Spektren sind an Beobachtungen bei realen Beben zu eichen.

Die Übertragungsfunktionen beschreiben das Übertragungsverhalten der sedimentären Deckschichten, das durch

- Interferenz
- Absorption
- geometrische Amplitudenabnahme

geprägt ist. Die Berechnungen in /2.4/ erfolgten im wesentlichen unter Annahme eines geschichteten elastischen oder viskoelastischen Kontinuums und vertikal propagierender Wellen. Zu Vergleichszwecken wurde auch der Einfluß eines schrägen Welleneinfalls untersucht, der mit zunehmender Epizentralentfernung an Bedeutung gewinnt. Hierbei zeigte sich, daß die vereinfachte Betrachtung vertikal propagierender Wellen hinreichend genau bis konservativ ist.

Durch Multiplikation eines regional gültigen Basisspektrums mit einer standortspezifischen Übertragungsfunktion läßt sich z.B. ein als seismische Lastannahme verwendbares Bemessungs-Fourier-Spektrum gewinnen.

2.4 Probabilistische Methoden

Über einen Zeitraum von etwa 1000 Jahren liegen Beobachtungen über Erdbeben im Bereich der Bundesrepublik Deutschland und den angrenzenden Gebieten vor. Diese wurden im letzten Jahrzehnt neu ausgewertet und in einem umfassenden Erdbebenkatalog dokumentiert. Auf dieser Datenbasis wurde in /2.4/ ein Seismizitätsmodell mit 33 unterschiedlichen Herdzone für das Bundesgebiet entwickelt. Für jede Herdzone wurden mit Hilfe der Extremwertstatistik Magnituden-Häufigkeits-Verteilungen ermittelt. Außerdem wurden aus Isoseistenauswertungen Intensitäts-Abnahmebeziehungen und Herdtiefen-Verteilungen mit Mittelwer-

ten und Streuungen gewonnen.

Auf dieser Datenbasis wurden in probabilistischen Simulationsrechnungen für über 700 rasterartig über das Gebiet der Bundesrepublik verteilte Standorte

- Überschreitensraten der makroseismischen Intensität
- wahrscheinliche Herdparameter (Magnitude, Herdentfernung, Herdtiefe) der dominierenden Erdbeben

berechnet. Die erste Information wurde zur Entwicklung einer probabilistischen Karte der Erdbeben-Gefährdung genutzt, die frühere deterministische Erdbebenzonenkarten ersetzen soll. Mit der zweiten Information wurden die Bandbreiten der Herdparameter von Erdbeben festgelegt, die für die Bundesrepublik repräsentativ sind (vgl. Abschnitt 2.2).

ANHANG I

A.I.1 LITERATUR

/2.1/ DIN 4149: Bauten in deutschen Erdbebengebieten; Teil 1: Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Fassung 4/81

/2.2/ KTA 2201.1: Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen; Teil 1: Grundsätze, Fassung 6/75

/2.3/ KTA 2201.3: Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen; Teil 3: Auslegung der baulichen Anlagen. Regelentwurfsvorlage November 1980

/2.4/ Hosser, D., H.-H. Klein et al.: Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko. Abschlußbericht im Auftrag des Instituts für Bautechnik, Frankfurt/Main, Dezember 1983

T E I L I I

EMPIRISCH-STATISTISCHE METHODEN

STATISTISCHE FREIFELDSPEKTREN

NATÜRLICHE FREIFELD-ZEITVERLÄUFE

Dietmar Hosser
Reinhard Maurer

König und Heunisch
Beratende Ingenieure

3. STATISTISCHE FREIFELDSPEKTREN

3.1 Datenbasis

Im Rahmen der ersten Phase des Forschungsvorhabens wurde eine "Erdbebenbibliothek" mit den zum damaligen Zeitpunkt verfügbaren Erdbebenregistrierungen eingerichtet. Es waren dies /3.1/:

- 383 unkorrigierte Beschleunigungszeitverläufe aus dem Friaul, aufgenommen zwischen dem 6.5.1976 und dem 15.9.1976 durch CNEN/ENEL - Italien
- 12 korrigierte Beschleunigungszeitverläufe aus dem Friaul, aufgenommen zwischen dem 11.9.1976 und dem 15.9.1976 durch CEA - Frankreich
- 340 unkorrigierte amerikanische Beschleunigungszeitverläufe, Registrierungszeitraum 1933 - 1971, vertrieben durch World Data Center, Boulder
- 435 unkorrigierte algerische Geschwindigkeitszeitverläufe, registriert zwischen dem 22.10.1980 und dem 26.11.1980 durch CEA - Frankreich
- 51 unkorrigierte deutsche Beschleunigungszeitverläufe, registriert durch die Station Jungingen Schwäb. Alb zwischen dem 11.2.1977 und dem 29.11.1980.

Die Literaturangaben in /3.2 - 3.5/ über die zugehörigen makroseismischen Kenngrößen und Untergrundverhältnisse waren insbesondere bei den amerikanischen und algerischen Zeitverläufen zum damaligen Zeitpunkt so lückenhaft oder widersprüchlich, daß zunächst auf eine statistische Auswertung verzichtet werden mußte. Darüber hinaus kamen auch die deutschen Zeitverläufe nicht in die engere Wahl, da die betreffenden Erdbeben zu schwach waren. Somit verblieben als "Kernbibliothek" nur die Erdbebenzeitverläufe aus dem Friaul. Hierdurch konnte nicht ausgeschlossen werden, daß die statistisch ermittelten Erdbebenlastannahmen durch regionale Besonderheiten des Friaulgebietes geprägt waren.

Ein wesentliches Anliegen bei der Fortführung des Vorhabens ist daher die Erweiterung der Kernbibliothek um Zeitverläufe

aus anderen Regionen (vgl. Abschnitt 1.2). Im einzelnen hat die Erdbebenbibliothek nunmehr folgenden Stand (vgl. Anhang A.II.2):

- 425 korrigierte Zeitverläufe aus dem Friaul (Italien), aufgenommen vom 6.5.1976 bis 15.9.1976
- 28 korrigierte Zeitverläufe aus Ancona (Italien), aufgenommen vom 8.2.1972 bis 21.6.1972
- 258 korrigierte Zeitverläufe aus Campania (Italien), aufgenommen im wesentlichen am 23.11.1980
- 15 korrigierte Zeitverläufe aus Algerien, aufgenommen vom 29.10. bis 15.11.1980
- 6 korrigierte Zeitverläufe aus Korinth (Griechenland), aufgenommen am 24.2. und 25.2.1981
- 21 korrigierte Zeitverläufe aus Santa Barbara (USA), aufgenommen am 13.8.1978
- 42 korrigierte Zeitverläufe aus Imperial Valley (USA), aufgenommen am 15.10.1979.

Die Dokumentation der makroseismischen Kenngrößen und Untergrundverhältnisse zu den Erdbebenzeitverläufen wurde anhand der Literatur /3.2 - 3.18/ erarbeitet. Bezüglich der Zeitverläufe aus Campania bestehen noch Lücken. Als Ergebnis einer nochmaligen Überprüfung der Friaul-Erdbeben aufgrund der Literatur /3.6, 3.7/ wurden folgende Korrekturen vorgenommen:

- Die Zeitverläufe vom Standort Maiano Prato wurden als Freifeld-Zeitverläufe eingestuft (vorher Bauwerk).
- Der Untergrund am Standort Molinis wurde als R (Festgestein) klassifiziert (vorher A (Lockersedimente)). Die Standortintensität, die vorher aus einer Abnahmebeziehung ermittelt worden war, wurde aufgrund der Literatur auf $I = 7,5$ geändert.
- Der Untergrund am Standort Tarcento wurde als R klassifiziert (vorher M (halbverfestigte Sedimente)).

- Die Zeitverläufe des Standortes Somplago (Nr. 324 und 326) wurden wegen einer offensichtlichen Fehleinstufung der Standortintensität ausgeklammert.

Die zweite und dritte Korrektur wurde deshalb vorgenommen, weil beide Standorte am Rande eines Sedimentbeckens auf felsigem Untergrund mit nur geringen Sedimentablagerungen liegen.

3.2 Klassifizierung der Standortverhältnisse

Als Voraussetzung für eine Auswahl repräsentativer Erdbebenzeitverläufe sind die Standortverhältnisse bezüglich der

- makroseismischen Kenngrößen und der
- Untergrundverhältnisse

zu klassifizieren.

Die in der ersten Phase des Vorhabens /3.1/ entwickelten Kriterien haben sich bei den bisherigen Untersuchungen grundsätzlich bewährt und können auch künftig beibehalten werden. Im Hinblick auf eine Erleichterung der Anwendung erscheinen jedoch noch einige zusätzliche Erläuterungen angebracht.

"Leitparameter" unter den makroseismischen Kenngrößen ist die Standortintensität I (nach der MSK-Skala). Die Wahl von drei Intensitätsklassen gemäß /3.1/

- Klasse 1: I = VI - VII
- Klasse 2: I = VII - VIII
- Klasse 3: I = VIII - IX

ist als Grundlage für die gesuchten Lastannahmen deshalb sinnvoll, weil damit praktisch das gesamte Spektrum der bautechnisch relevanten Erdbeben in der Bundesrepublik Deutschland erfaßt wird. Erdbeben mit kleinerer Intensität als I = VI führen in aller Regel nicht zu Beanspruchungen, die vorschriftsmäßig konstruierte Bauwerke gefährden könnten. Erdbeben mit größerer Intensität als I = IX sind nur mit verschwindend kleiner Wahrscheinlichkeit zu erwarten, so daß sie dem Restrisikobereich zuzuordnen sind.

Als Klassenbreite sollte erfahrungsgemäß nicht weniger als eine Intensitätsstufe gewählt werden, da ansonsten der Stichprobenumfang der relevanten Zeitverläufe unnötig eingeschränkt wird. Neben den unvermeidlichen statistischen Unsicherheiten schlagen dann Fehleinstufungen der Standortintensität, die weder bei Literaturangaben noch bei rechnerischer Ermittlung mittels Intensitäts-Abnahmegesetzen auszuschließen sind, wesentlich stärker zu Buche.

Falls Auswertungen für einen speziellen Standort im Einzelfall vorgenommen werden sollen, kann von den o.g. Intensitätsklassen selbstverständlich abgewichen werden, wobei jedoch die Klassenbreite von einer Intensitätsstufe beibehalten werden sollte.

Der relevante Magnitudenbereich wird mit $MWA_{\min} = 4.5$ und $MWA_{\max} = 6.5$ eingegrenzt ($MWA =$ Lokalbebenmagnitude); unterhalb der unteren Grenze ist kaum noch mit bautechnischen Auswirkungen zu rechnen. Die obere Grenze ergibt sich sowohl aus seismologischen (maximal mögliche Energie) als auch aus statistischen Überlegungen (Extrapolation beobachteter Magnitudenhäufigkeiten). Bei der Auswahl repräsentativer Erdbebenzeitverläufe kann das Magnitudenkriterium relativ großzügig gehandhabt werden; geringe Überschreitungen der Grenzen werden im Sinne einer Vergrößerung der Stichprobe in Kauf genommen.

Die Hypozentralentfernung R bestimmt neben der Magnitude MWA die Standortintensität I ; der Zusammenhang zwischen diesen drei Kenngrößen wird durch das "Intensitäts-Abnahmegesetz" beschrieben.

In der Erdbebenbibliothek gemäß Abschnitt 3.1 sind in der Regel Epizentralentfernungen R_E und Herdtiefen h angegeben, aus denen R berechnet werden kann. Aufgrund des Intensitäts-Abnahmegesetzes und der zuvor erläuterten Magnitudengrenzen lassen sich den o.g. drei Intensitätsklassen relevante Herdentfernungsbereiche zuordnen.

Auch hier empfiehlt es sich, die Bereichsgrenzen nicht zu eng zu definieren und sie ggf. von Fall zu Fall etwas zu lockern, wenn dadurch die Stichprobe der repräsentativen Erdbeben vergrößert werden kann. Im allgemeinen können die Bereiche gemäß /3.1/ gewählt werden:

- Klasse 1: $R \leq 60$ km
- Klasse 2: $R \leq 40$ km
- Klasse 3: $R \leq 30$ km.

Die Klassifizierung der Untergrundverhältnisse muß wegen der recht lückenhaften Informationen über die Registrierstationen der Erdbebenzeitverläufe notwendigerweise grob bleiben. Als praktikabler Kompromiß wurden in /3.1/ folgende Klassen definiert:

- Klasse A: Holozän, Lockersedimente und Böden niedriger Impedanz, mindestens 5 m mächtig
- Klasse M: mittelsteife, halbverfestigte Sedimente, weder (A) noch (R)
- Klasse R: Fels, gut verfestigtes, wenig poröses Gestein

und zu Vergleichszwecken

- Klasse K: kristallines Grundgebirge.

Das schärfste Kriterium für eine Einstufung in die Untergrundklassen sind gemessene Wellengeschwindigkeiten V_p (Kompressionswellen) oder V_s (Scherwellen), da diese die elastodynamischen Eigenschaften des Untergrundes integral erfassen. In vielen Fällen liegen derartige Meßergebnisse jedoch nicht vor, so daß auf andere bekannte Bodenkennwerte als Klassifizierungskriterien zurückgegriffen werden muß. Einen recht guten Anhalt geben die in Tabelle 3.1 zusammengefaßten Kriterien, wobei die Kennwerte jeweils als mittlere Werte über eine Einflusstiefe entsprechend den Bauwerksabmessungen zu verstehen sind.

Tabelle 3.1 Kriterien für die Untergrundklassifizierung

Klasse	V_P m/s		V_S m/s		v -		ρ g/cm ³
	von	bis	von	bis	von	bis	
A		< 1000		< 400	0,4 - 0,5		1,8
M	1000 -	3000	400 -	1100	0,3 - 0,4		2,1
R	3000 -	4500	1100 -	2800	0,2 - 0,3		2,4
K	>4500		>2800		< 0,25		2,7

3.3 Statistische Auswertung von Freifeld-Antwortspektren

Aufgrund der Klassifizierung der makroseismischen Kenngrößen und Untergrundverhältnisse gemäß Abschnitt 3.2 in jeweils drei Klassen (ohne Untergrundklasse K) ergeben sich neun Standardkombinationen, für die standortspezifische ingenieurseismische Kenngrößen statistisch ausgewertet werden sollen.

Wegen des bisher am häufigsten angewendeten dynamischen Berechnungsverfahrens nach der Antwortspektrummethode werden in diesem Abschnitt Freifeld-Antwortspektren ermittelt. Diese haben den Vorteil, daß sie direkt mit Angaben in der Literatur verglichen werden können.

Für jede der neun Kombinationen werden unter Vorgabe der in Abschnitt 3.2 definierten Bereiche der makroseismischen Kenngrößen aus der Erdbebenbibliothek die relevanten Erdbebenzeitverläufe mit einem Suchprogramm ausgewählt. Die Anzahl der aufgefundenen Zeitverläufe und Standorte ist aus Tabelle 3.2 zu ersehen. Zu Vergleichszwecken sind in Klammern die entsprechenden Zahlen aus der ersten Phase des Vorhabens angegeben. Man erkennt, daß die neun Stichproben zwischen 8 und 20 Zeitverläufe umfassen; die einseitige Ausrichtung auf Friaul-Standorte konnte beseitigt werden.

Tabelle 3.2 Anzahl der für die Standardkombinationen ausgewerteten Standorte und Erdbebenzeitverläufe (Klammerwerte = Phase 1)

Untergrund- klasse	Intensitätsklasse		
	1	2	3
A	4(2) Buia	4(4) Buia	4(4) Buia
	2(2) Codroipo	2(2) Codroipo	-(6) Molinis
	2(-) El Abadia	4(-) Korinth	2(-) Korinth
	2(-) Korinth		2(-) El Centro 2(-) Meloland
M	4(2) Maiano	4(4) Forgaria	2(2) Tolmezzo
	4(4) Tolmezzo	2(2) Maiano	4(4) Forgaria
	6(6) Forgaria	2(2) Cornino	-(2) Tarcento
	4(-) Palombina	4(-) Palombino	2(-) Golet
	2(-) Onled	2(-) Golet	
R	2(-) Tarcento	2(-) Tarcento	4(4) San Rocco
	4(4) San Rocco	2(2) Somplago	2(-) Tarcento
	3(1) Somplago	2(2) San Rocco	2(-) Bagnoli
	6(-) Rocca	6(-) Molinos 6(-) Rocca	-(2) Somplago

Zu den ausgewählten repräsentativen Zeitverläufen werden jeweils die Pseudobeschleunigungs-Antwortspektren berechnet. Die logarithmierten Spektralampplituden werden über den logarithmierten Frequenzen je Stichprobe statistisch ausgewertet; der Mittelwert der Logarithmen entspricht dann der 50%-Fraktile der Spektralbeschleunigung, während die Standardabweichung näherungsweise gleich deren Variationskoeffizienten ist.

Die statistischen Freifeld-Beschleunigungsantwortspektren für die neun Kombinationen von Untergrund- und Intensitätsklassen sind in den Bildern 3.1 bis 3.9 grafisch dargestellt. Die durchgezogene Linie entspricht dem Mittelwert; die gestrichelten Linien stellen die $\pm 1\sigma$ -Grenzen dar, also die 84%- und die 16%-Fraktile. Wie in /3.1/ ist in der Legende die mittlere Intensität (IQ) der Stichprobe und ein Skalierungsfaktor (F) angegeben, mit dem das Spektrum näherungsweise auf die Mitte der Intensitätsklasse umgerechnet werden kann.

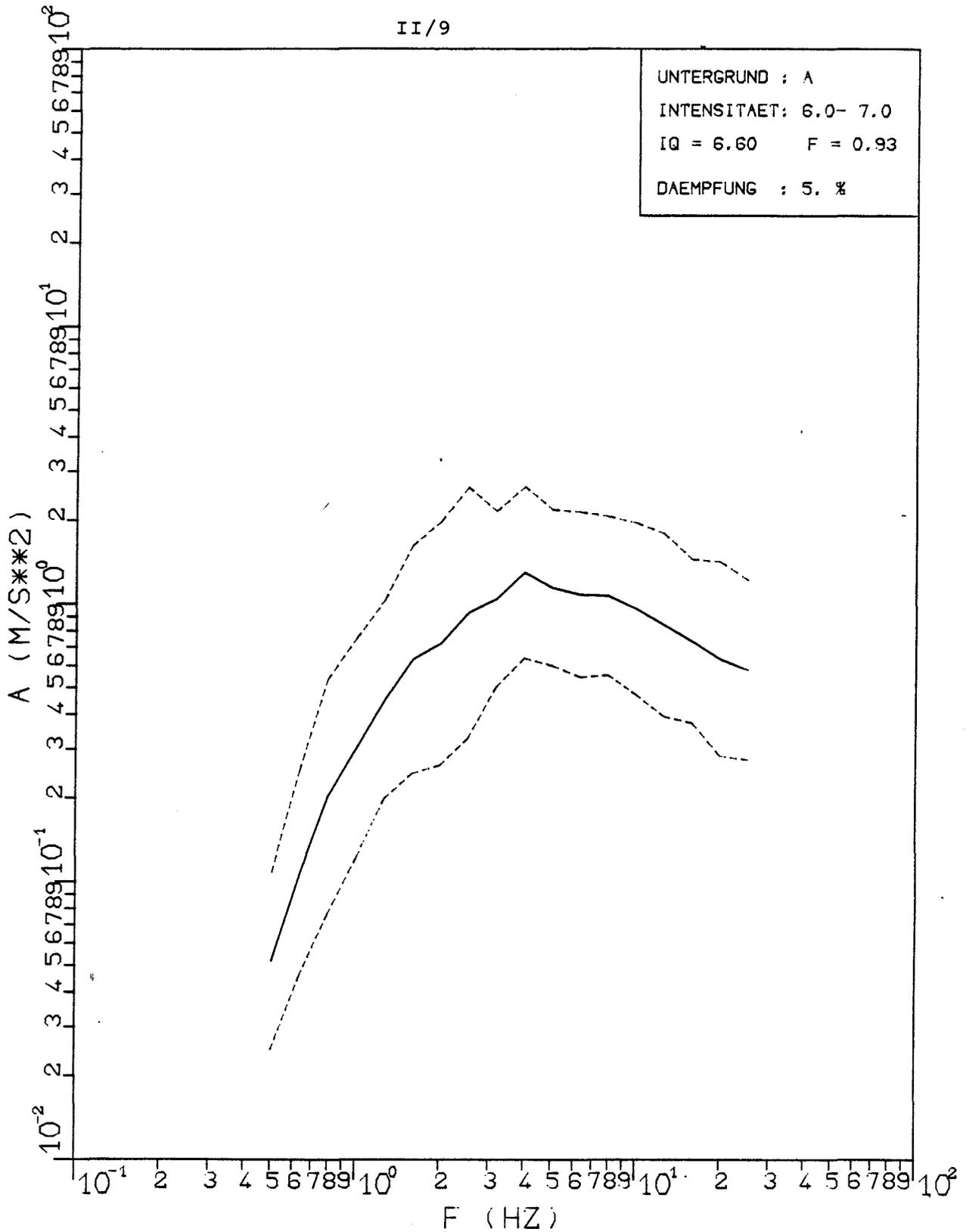


Bild 3.1 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität I = VI - VII (Mittelwert $\pm 1\sigma$)

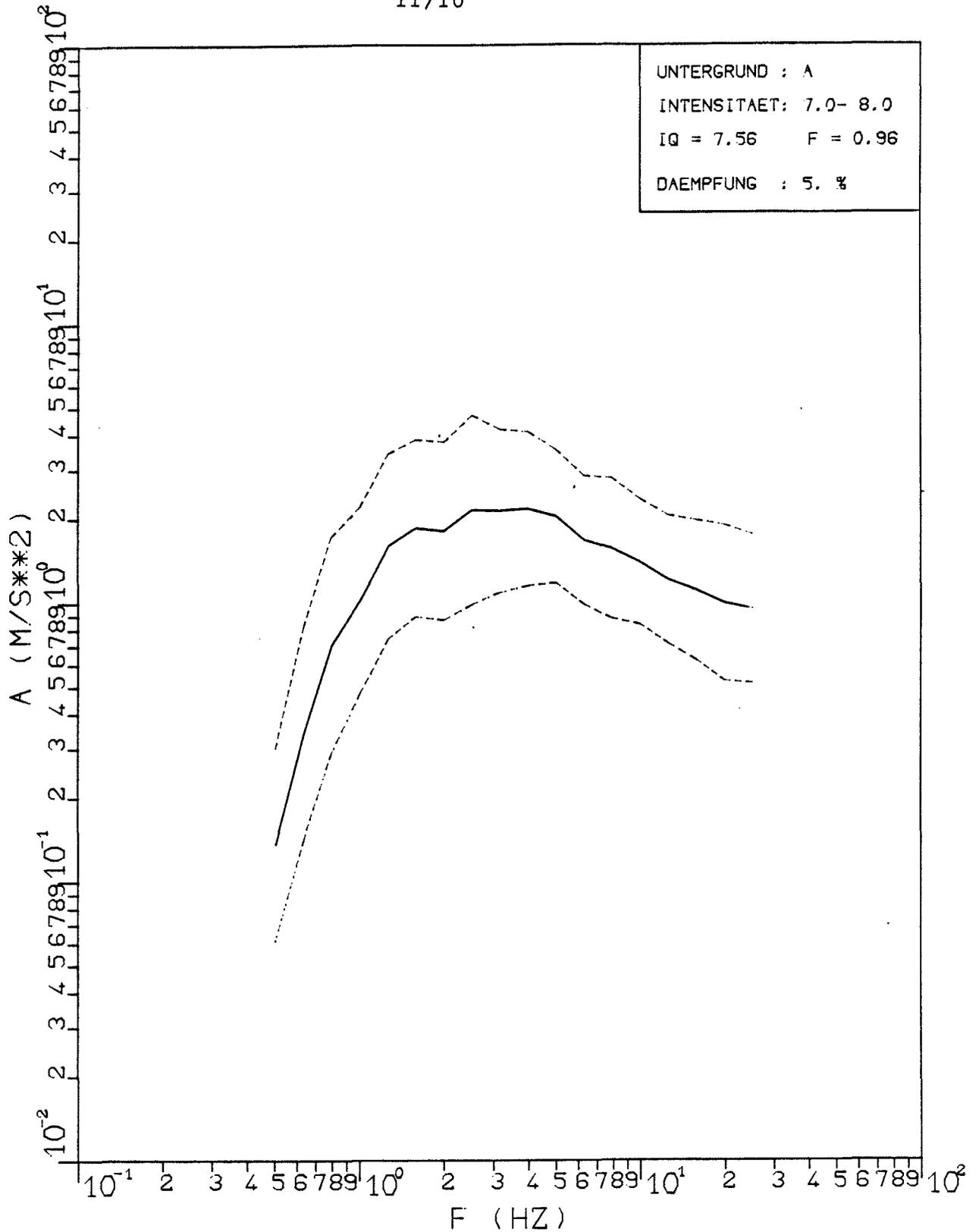


Bild 3.2 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität I = VII - VIII (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

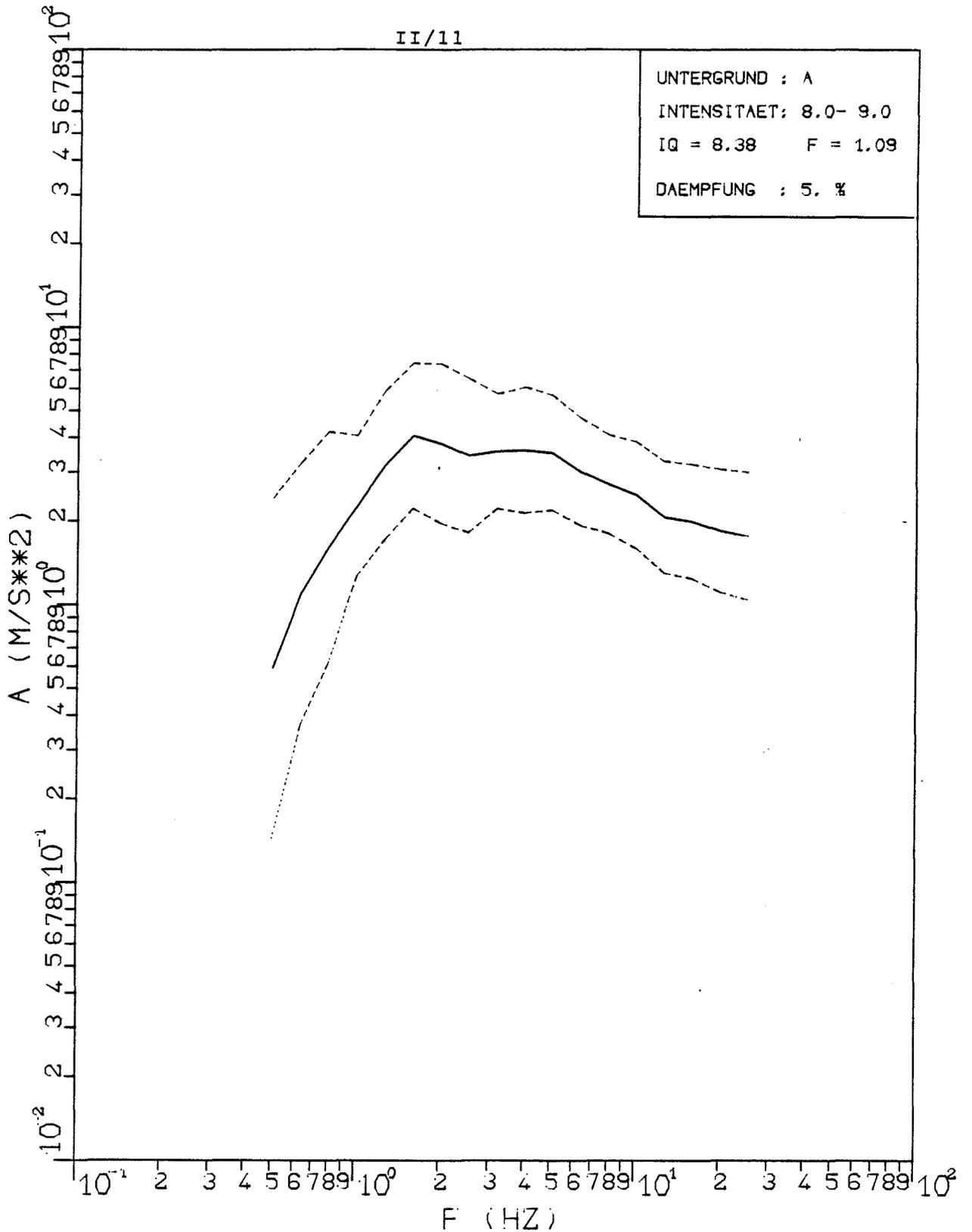


Bild 3.3 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität I = VIII - IX (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

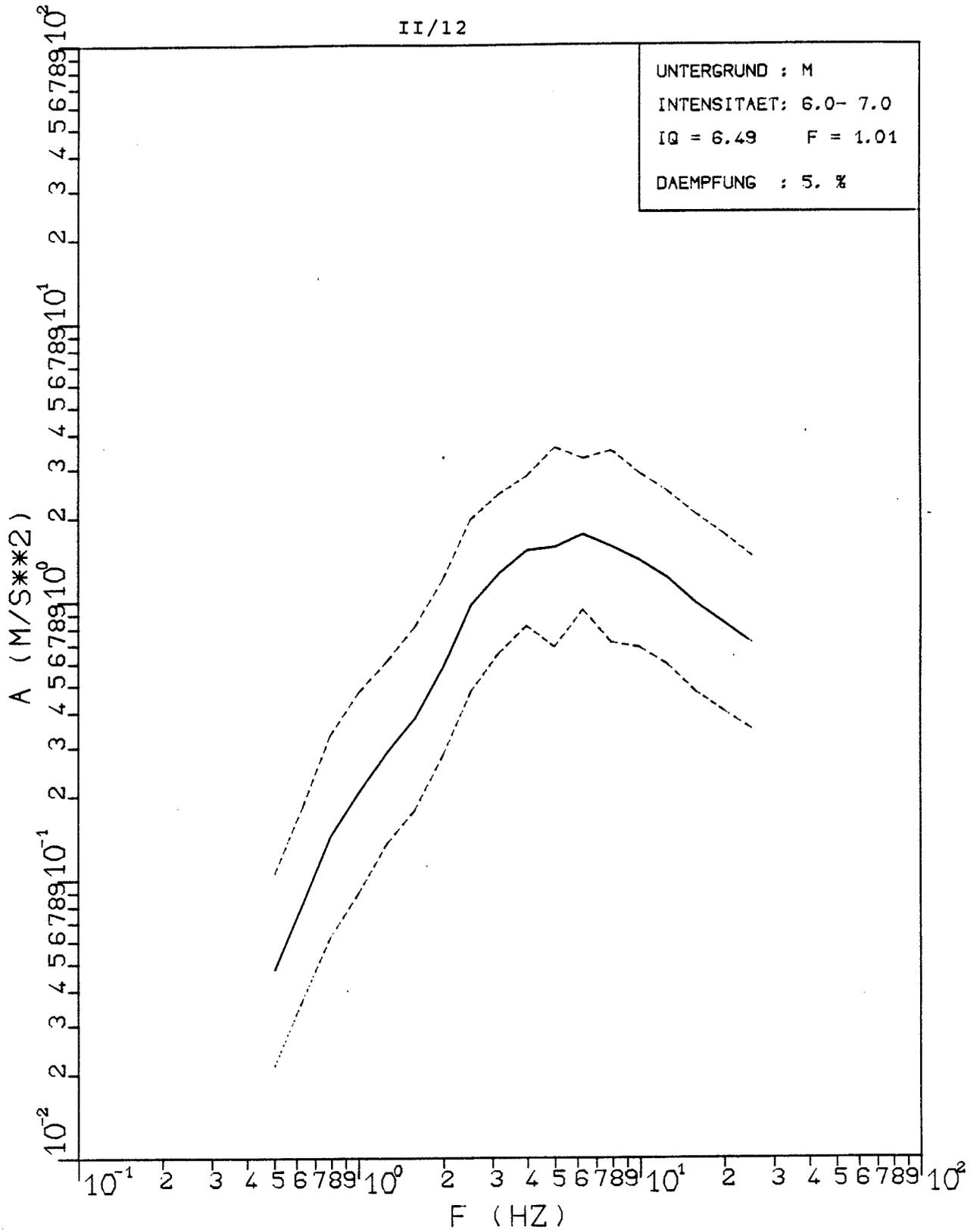


Bild 3.4 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für
 Untergrundklasse M und Intensität I = VI - VII
 (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

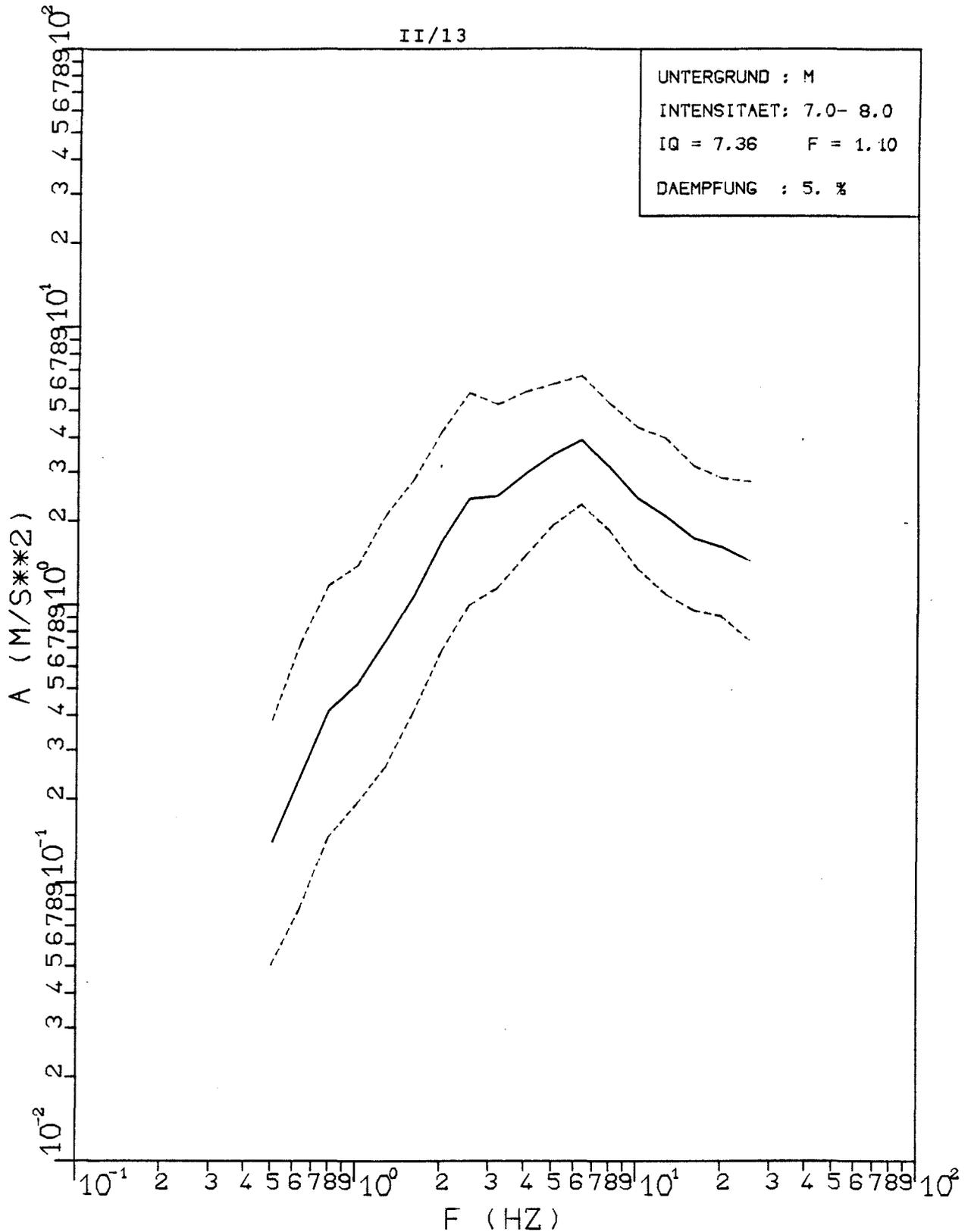


Bild 3.5 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für
 Untergrundklasse M und Intensität I = VII - VIII
 (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

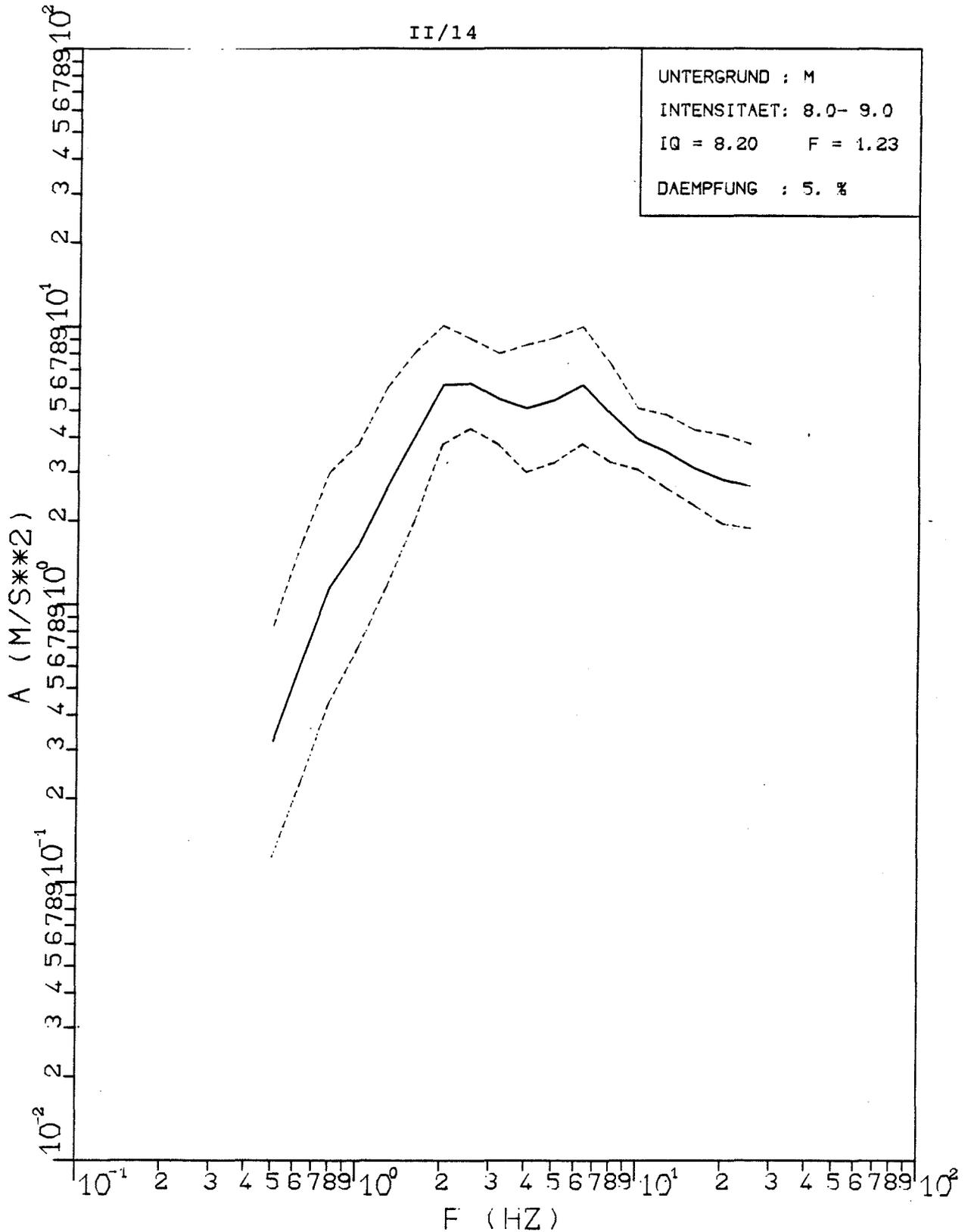


Bild 3.6 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für Untergrundklasse M und Intensität I = VIII - IX (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

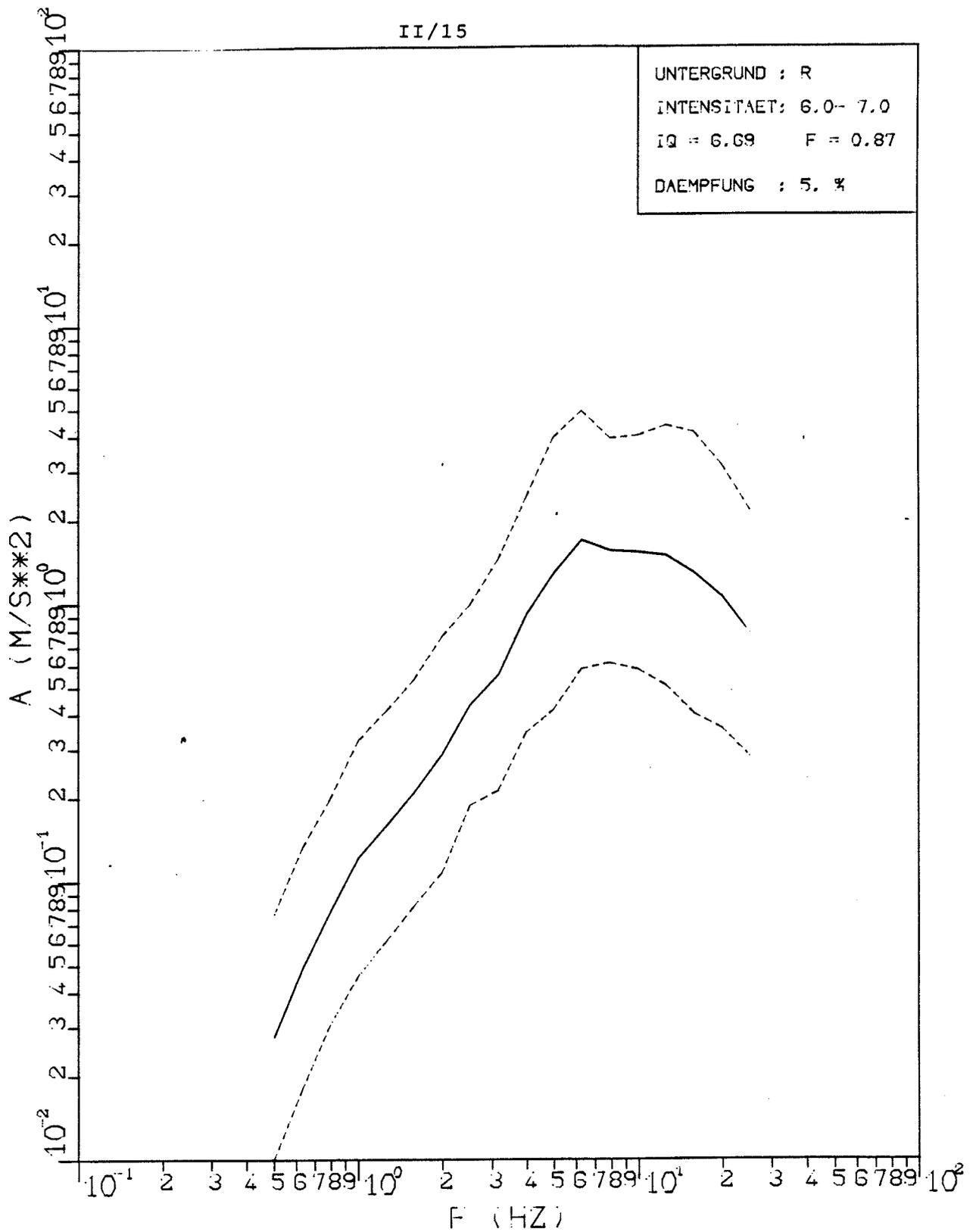


Bild 3.7 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für
 Untergrundklasse R und Intensität I = VI - VII
 (Mittelwert $\pm 1 \sigma$)

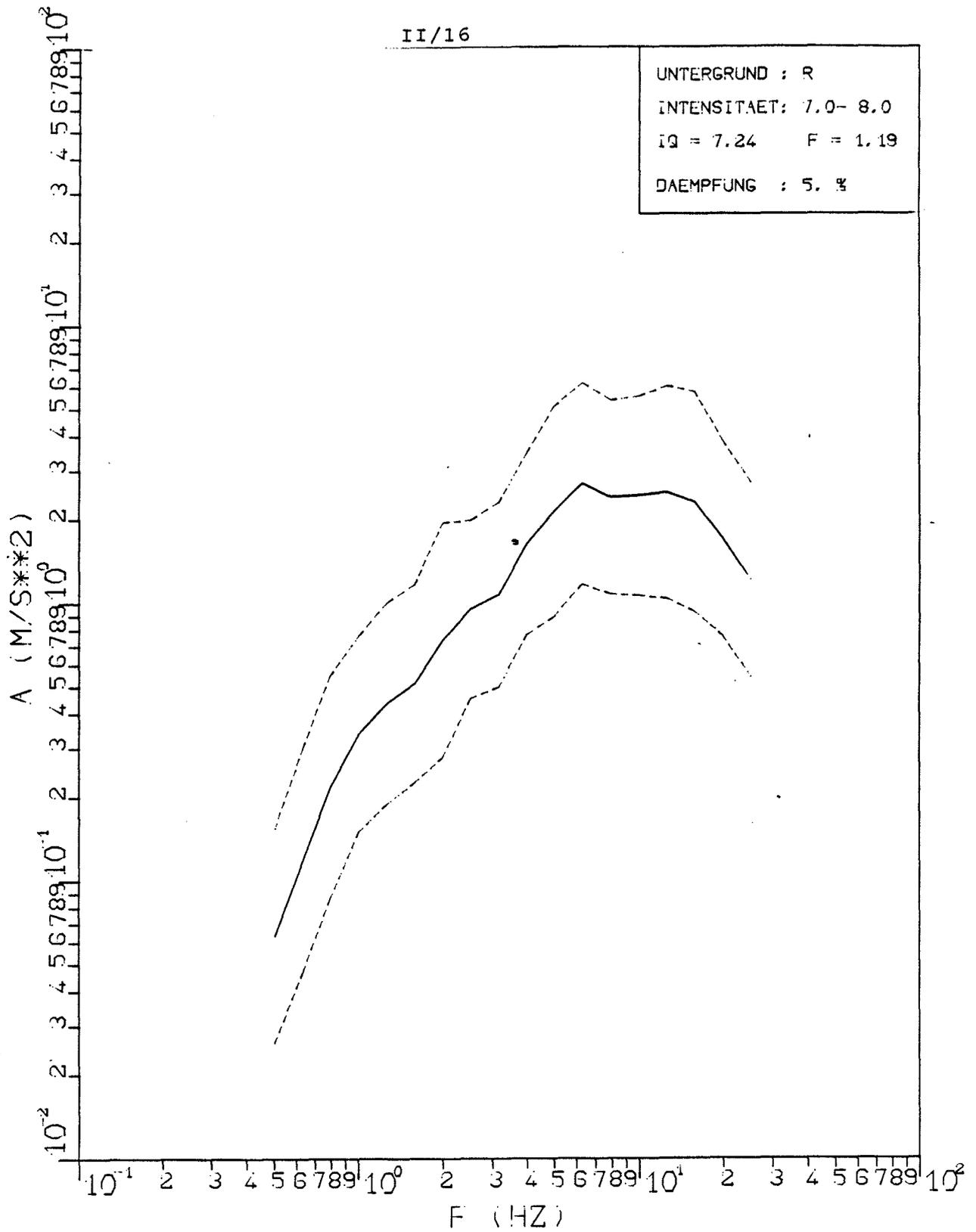


Bild 3.8 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für
 Untergrundklasse R und Intensität I = VII - VIII
 (Mittelwert $\pm 1\sigma$)

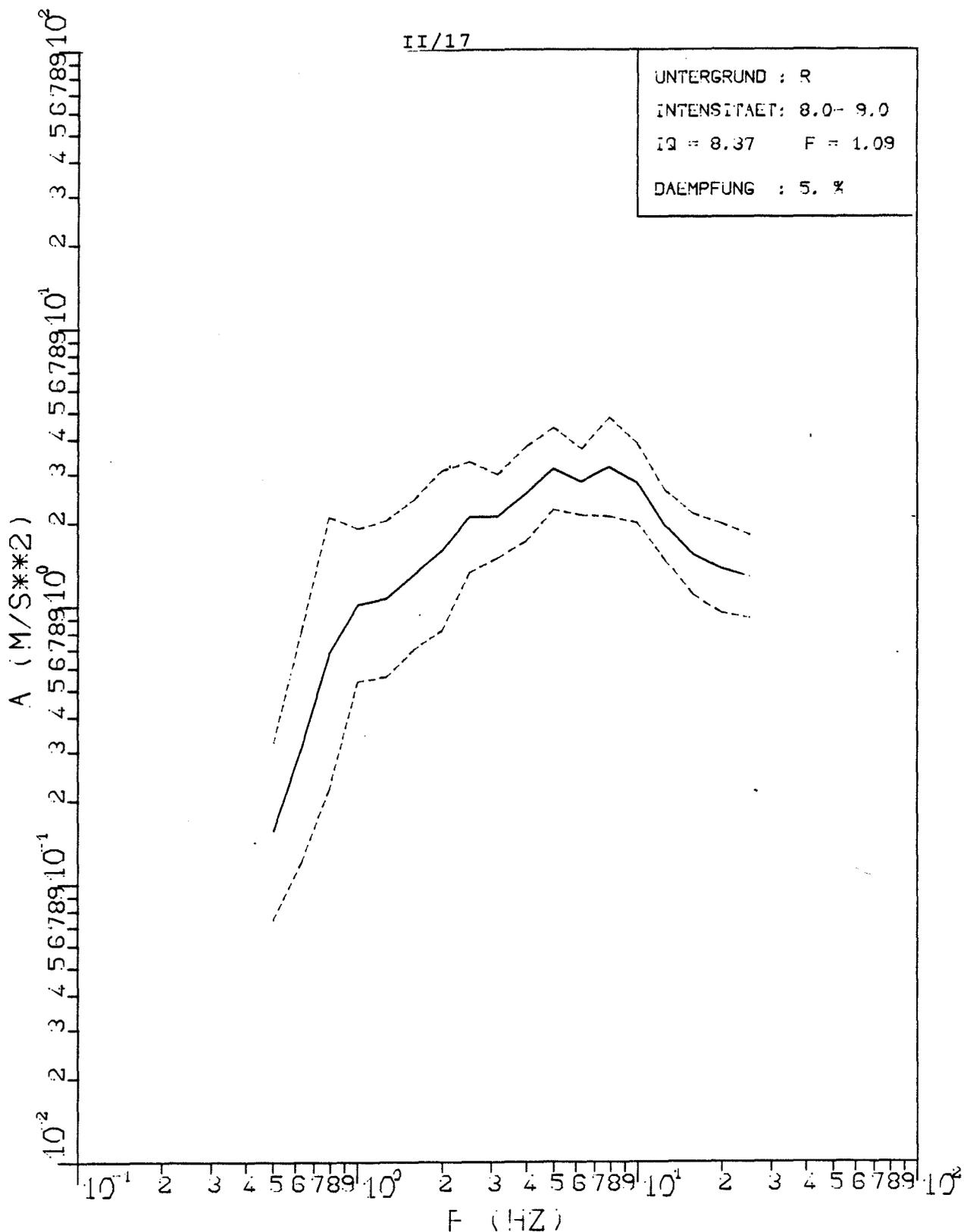


Bild 3.9 Statistisches Beschleunigungs-Antwortspektrum für
 Untergrundklasse R und Intensität I = VIII - IX
 (Mittelwert \pm 1 σ)

3.4 Bemessungsspektren

Im Hinblick auf eine künftige Normung können aus den standort-spezifischen statistischen Freifeldspektren Bemessungsspektren abgeleitet werden. Hierzu sind erforderlich:

- eine ingenieurmäßige Glättung der unregelmäßigen Kurvenverläufe
- die Wahl einer angemessenen Fraktile für die Bemessungskurve
- die Umrechnung der für die mittlere Intensität der Stichproben geltenden geglätteten Kurven auf die Klassenmitten.

Unter "ingenieurmäßiger Glättung" wird hier die Erzeugung eines Polygonzuges mit in der Regel vier Geradenteilen verstanden, der den gerechneten Kurvenverlauf von oben annähert. Versuche mit mathematischen Prozeduren - Anpassung nach dem Kriterium des Fehlerquadratminimums - müssen als gescheitert angesehen werden, da ihr Ergebnis oft von Zufälligkeiten des gerechneten Spektrums beeinflusst wird. Das Auge des Ingenieurs ist dagegen besser in der Lage, den Gesamtzusammenhang zu sehen; es kann örtliche Unzulänglichkeiten in Spektren erkennen und ausgleichen und kann auch vergleichbare Spektren - z.B. innerhalb einer Untergrundklasse - besser aufeinander abstimmen. Hier geht der vorliegende Bericht weiter als der Vorläufer /3.1/, nicht zuletzt wegen der Erkenntnis, daß für die Praxis einsichtige und konsistente Bemessungsvorgaben oft wichtiger sind als das genaue Nachzeichnen einer statistisch erfaßten "Wirklichkeit".

Auch im zweiten Schritt - der Wahl einer Bemessungsfraktile - weicht diese Arbeit von /3.1/ ab. In vielen Beratungen der beteiligten Forscher und Diskussionen mit potentiellen Anwendern der Vorschläge sind die Autoren zu der Auffassung gelangt, daß die damals nach dem Stand der Technik übernommene 84%-Fraktile aus verschiedenen Gründen irreführend sein kann:

- Sie soll im Sicherheitskonzept als dritte Komponente, neben der geringen Überschreitensrate der Standortintensität und den Sicherheitsbeiwerten der Bemessung, zur Schaffung von Sicherheitsreserven gegen erdbebenbedingtes Versagen beitragen. Das gleiche Ziel ließe sich jedoch in einsichtiger

Weise mit nur einem "Sicherheitselement", z.B. einer noch etwas niedriger gewählten Überschreitensrate erreichen.

- Sie soll zufällige "Täler" in Spektren auffüllen und die zufälligen Frequenzgehalte mehrerer Erdbebenzeitverläufe "umhüllen". In Wahrheit entsteht dadurch ein unnatürlicher Frequenzgehalt, der durch seinen Energiereichtum bei Bemessungen zu völligen Fehleinschätzungen der realen Beanspruchungen verleiten kann.
- Den aus zufälligen Streuungen der beobachteten Spektren resultierenden Unsicherheiten soll durch eine "Teilsicherheit" im Bemessungsspektrum selbst begegnet werden. Dieses an und für sich sinnvolle Vorgehen wird hier dadurch fragwürdig, daß die zufälligen Streuungen stark von statistischen Unsicherheiten - z.B. wegen zu geringen Stichprobenumfangs oder falsch einsortierter Zeitverläufe - überlagert werden können. In diesem Falle reagiert die 84%-Fraktile äußerst empfindlich, während beispielsweise die 50%-Fraktile davon unberührt bleibt.

Aus diesen Überlegungen wurde der Schluß gezogen, daß sinnvollerweise die 50%-Fraktile (also die Mittelwertkurve) der Ermittlung von Bemessungsspektren zugrundegelegt werden sollte. Die damit zunächst aufgegebenen Teilsicherheit kann auf verschiedenen Wegen kompensiert werden, z.B.

- durch einen Teilsicherheitsfaktor bei der Bemessung, der die Gesamtbeanspruchungsstreuung (etwa in der Größenordnung des mittleren Variationskoeffizienten aller statistischen Spektren) berücksichtigt (vgl. z.B. 3.19/)
- durch die oben bereits erwähnte Senkung der Überschreitensrate für die probabilistische Definition der Standortintensität (vgl. Abschnitt 9) von $10^{-4}/a$ auf z.B. $10^{-5}/a$.

Diese äquivalenten Maßnahmen sollen eingehend in Fachkreisen erörtert werden, um ein optimiertes Auslegungskonzept zu finden, das in der Praxis auch angenommen wird.

Ungeachtet dessen sollte künftig bei allen indirekten Anwendungen von Bemessungs-Antwort-Spektren zum Zwecke einer Generierung von Zeitverläufen mit 50%-Fraktile-Kurven gearbeitet

werden, um die erwähnten Fehleinschätzungen des Energiegehaltes zu vermeiden.

Die nach dem erläuterten Vorgehen für die neun Untergrund-Intensitäts-Kombinationen erhaltenen Bemessungsspektren sind in den Bildern 3.10 bis 3.18 zusammen mit der jeweiligen Ursprungskurve dargestellt.

Bis auf das letzte Spektrum (Untergrundklasse R, Intensität VIII - IX) ergeben sich Spektralverläufe, die die in /3.1/ erwarteten Tendenzen unterstreichen, insbesondere

- Aufweitung des Frequenzbereiches zu niedrigen Frequenzen hin bei zunehmender Standortintensität
- Verschiebung des Frequenzgehaltes zu hohen Frequenzen mit zunehmender Untergrundsteifigkeit.

Der erwähnte Ausnahmefall fällt dadurch ins Auge, daß die strichpunktierte Bemessungskurve im höheren Frequenzbereich offensichtlich eine "Lücke" aufweist. Hier deutet alles auf eine mögliche Fehlklassifizierung der Untergrundverhältnisse bei gleichzeitiger Überbewertung der Standortintensität. Zum Vergleich ist gestrichelt der aufgrund der Felsspektren für niedrige Intensitäten eigentlich erwartete Verlauf eingetragen.

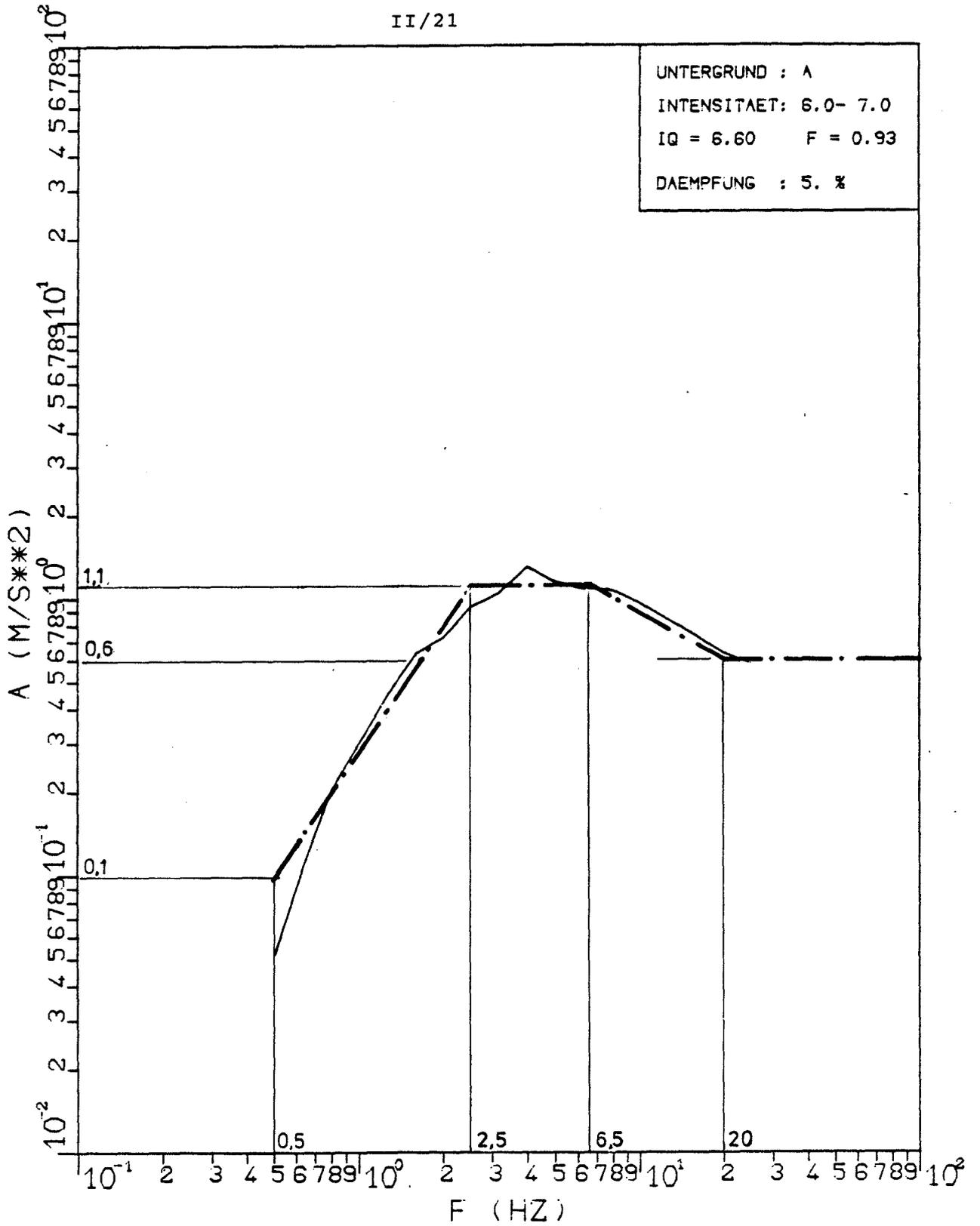


Bild 3.10 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität $I = VI \frac{1}{2}$

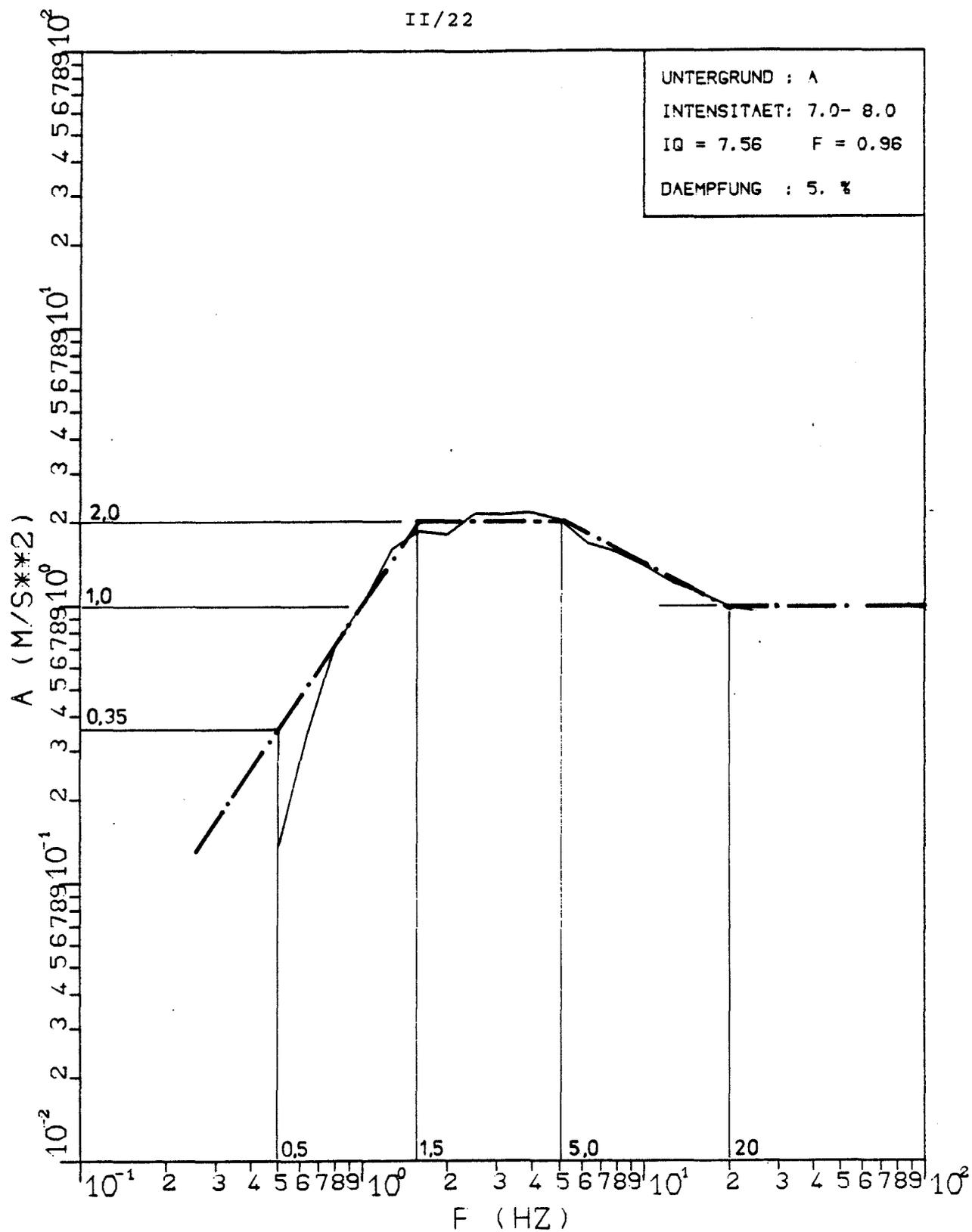


Bild 3.11 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität I = VII 1/2

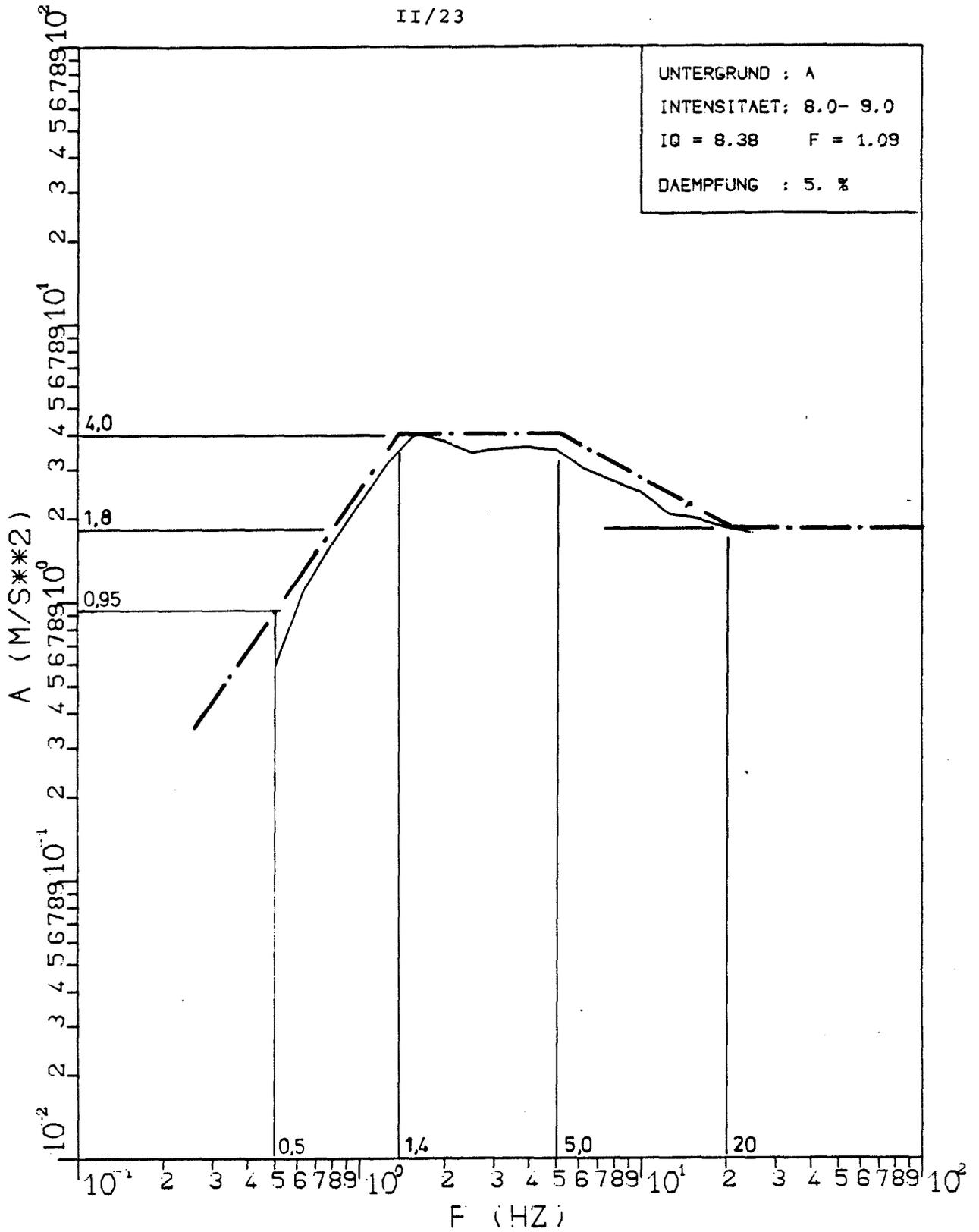


Bild 3.12 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse A und Intensität I = VIII 1/2

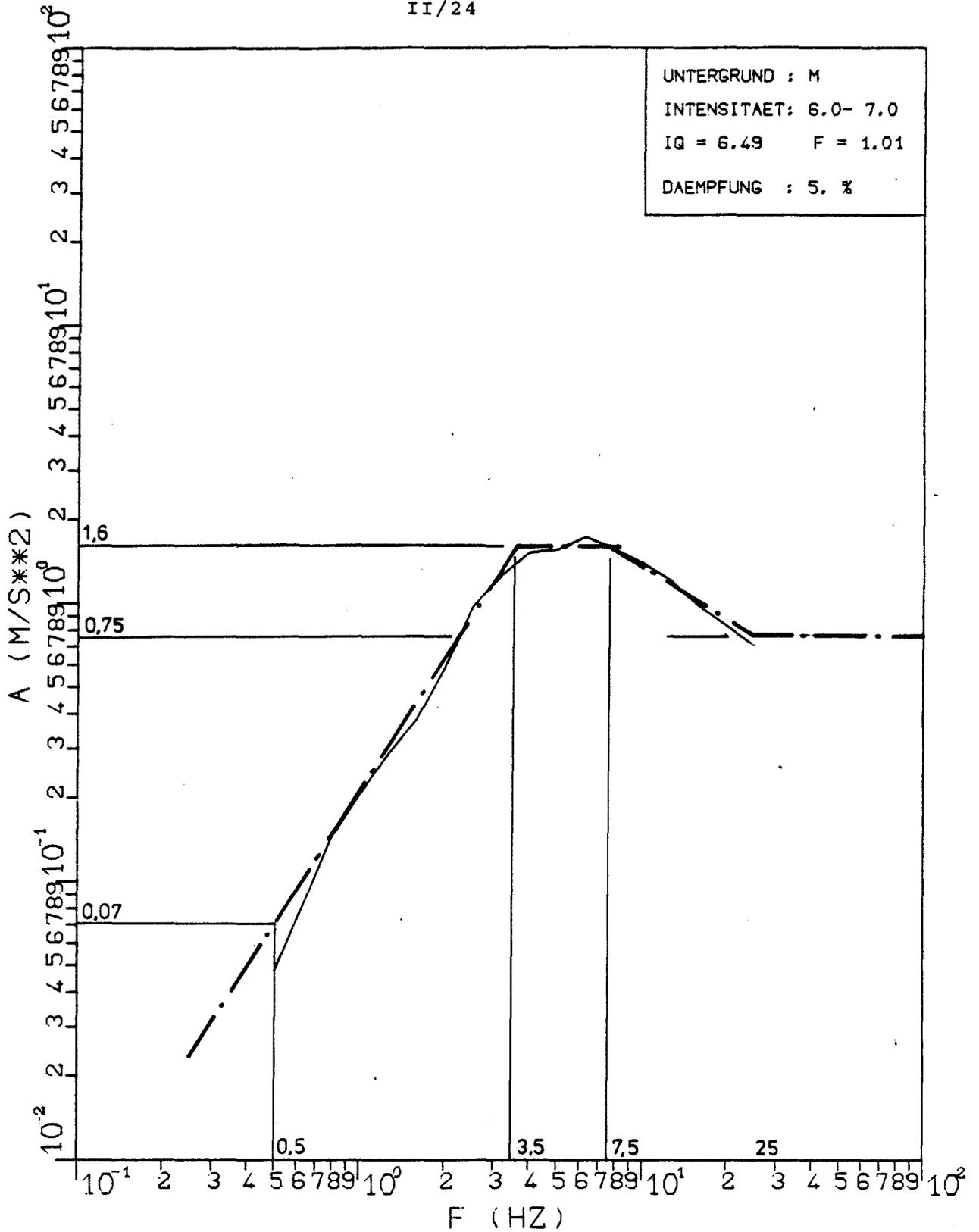


Bild 3.13 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse M und Intensität I = VI 1/2

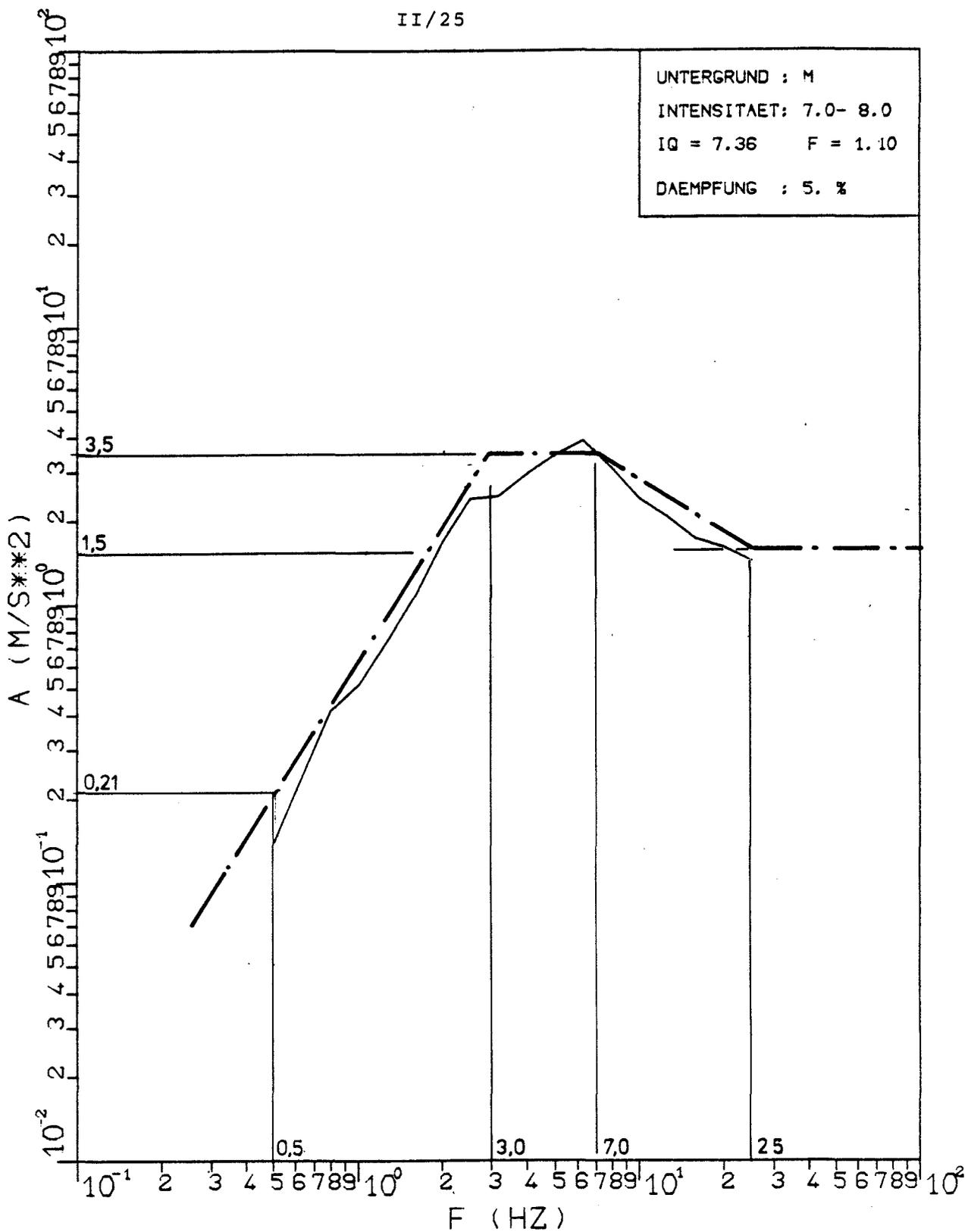


Bild 3.14 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse M und Intensität I = VII 1/2

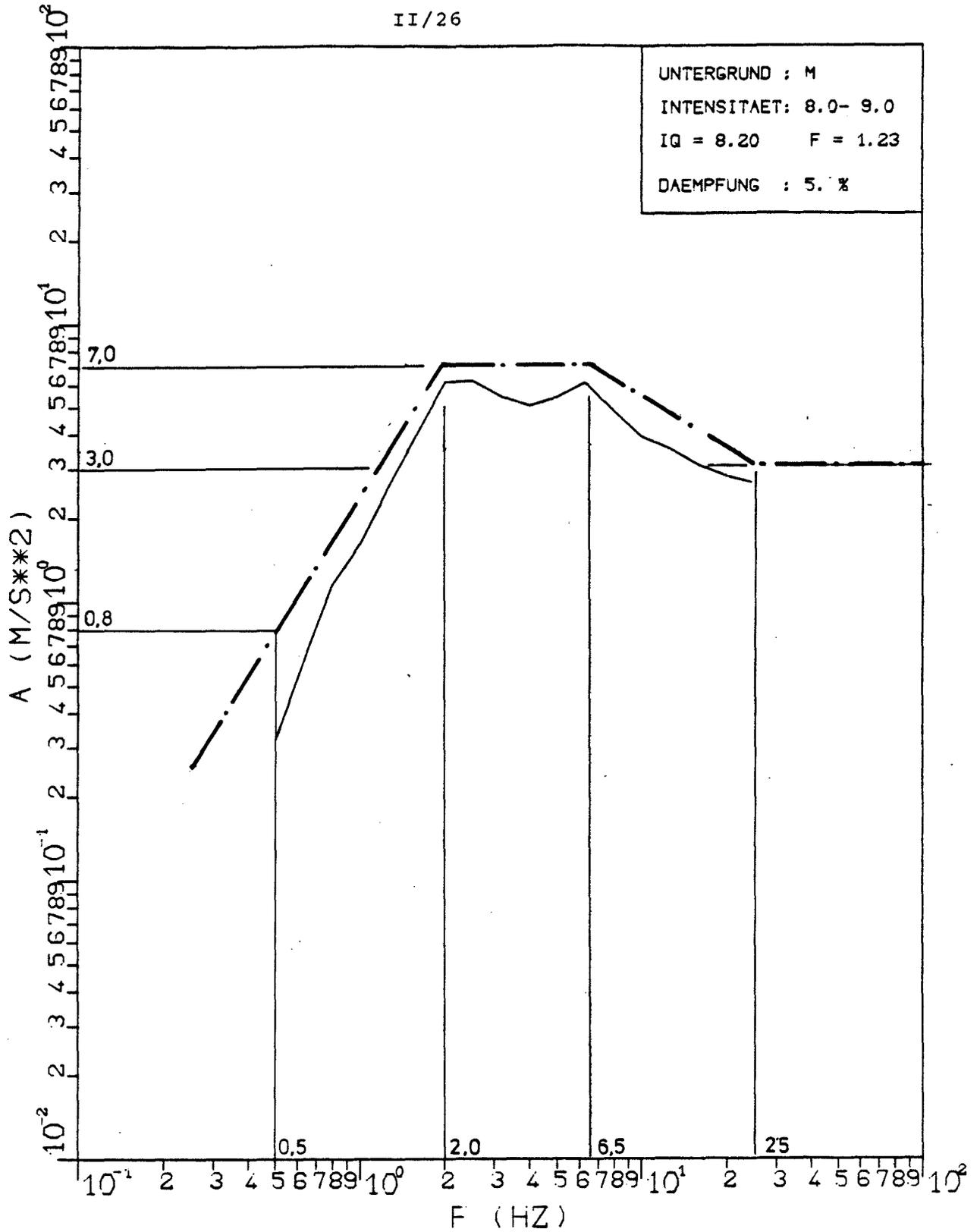


Bild 3.15 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse M und Intensität I = VIII 1/2

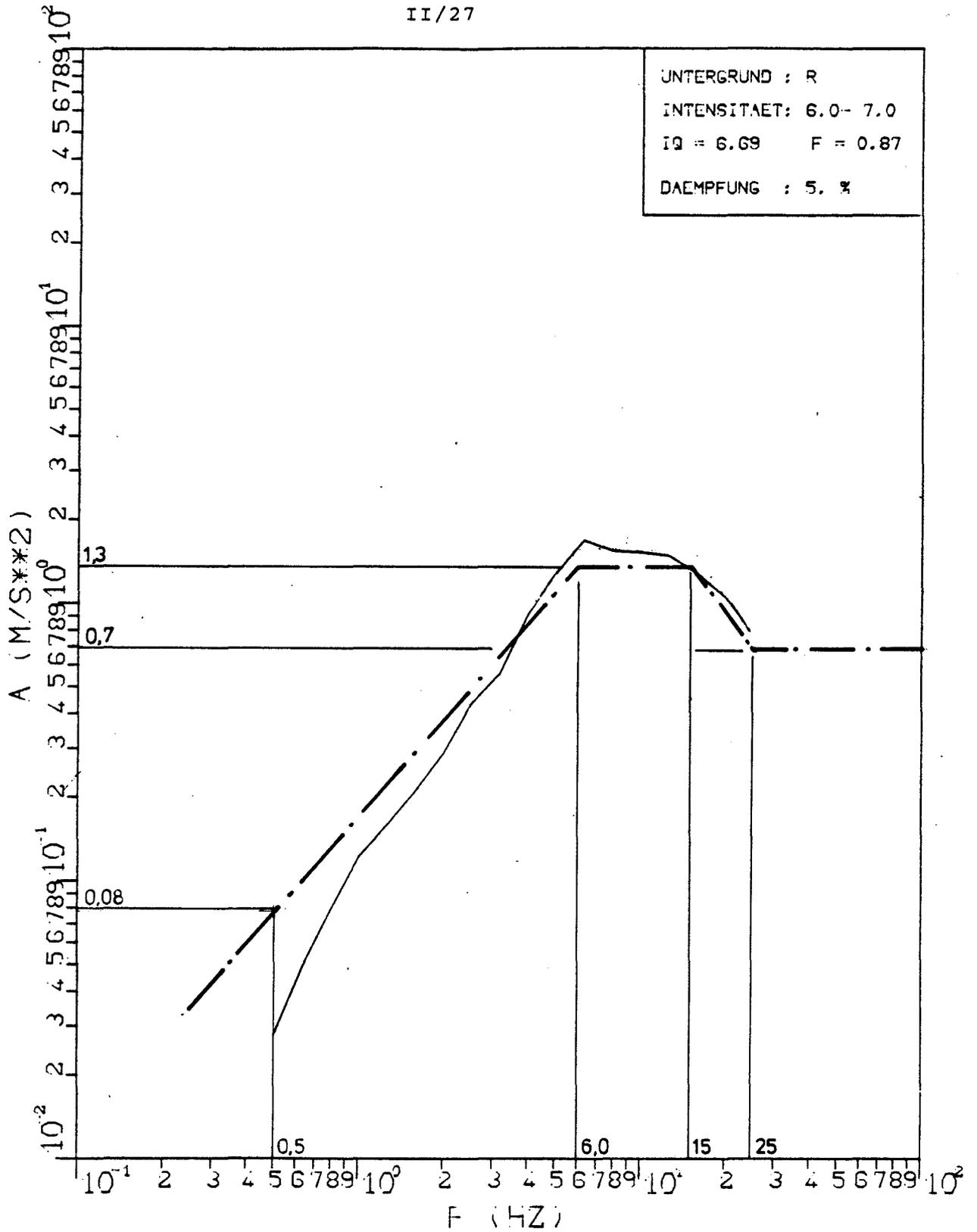


Bild 3.16 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse R und Intensität I = VI 1/2

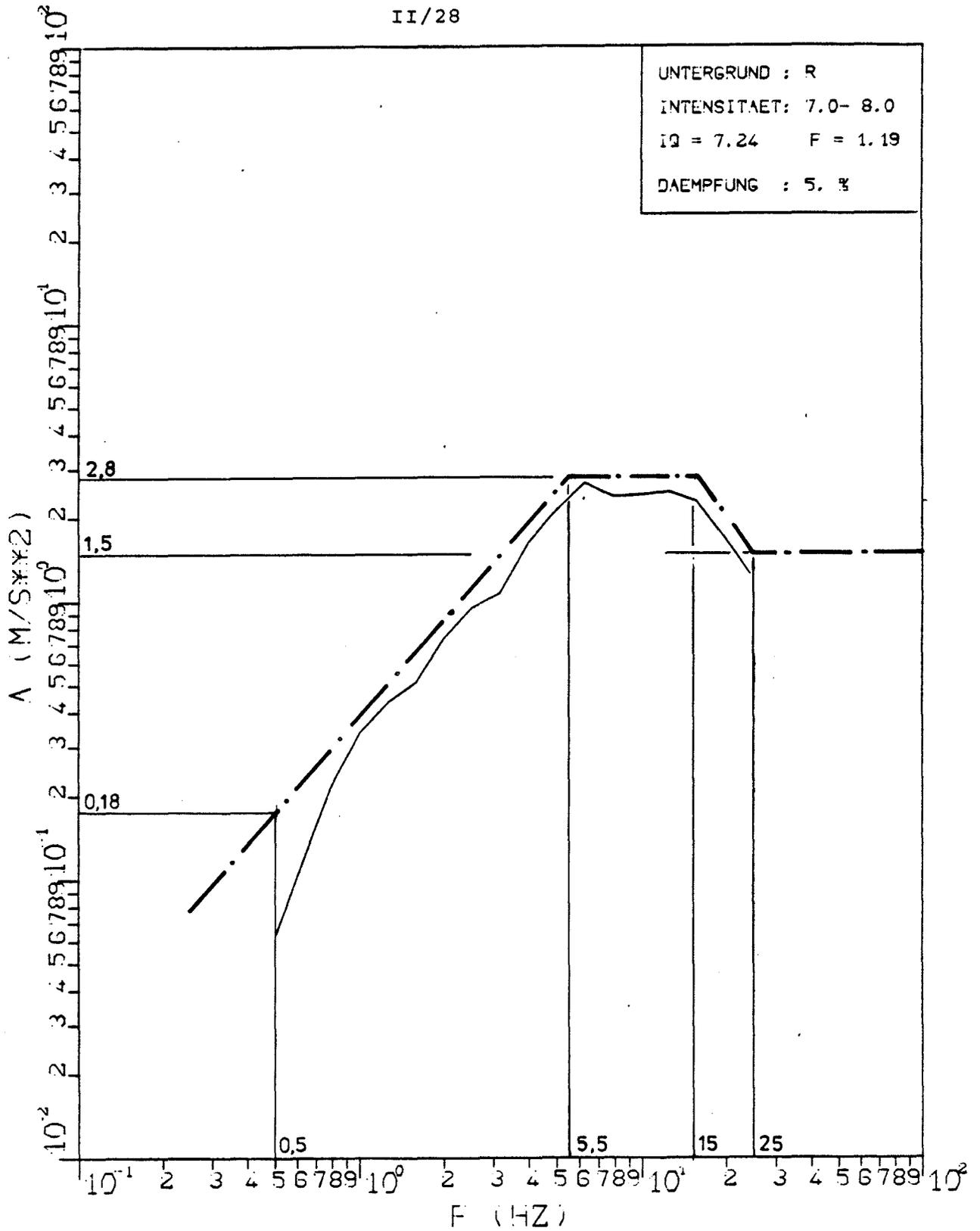


Bild 3.17 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse R und Intensität I = VII 1/2

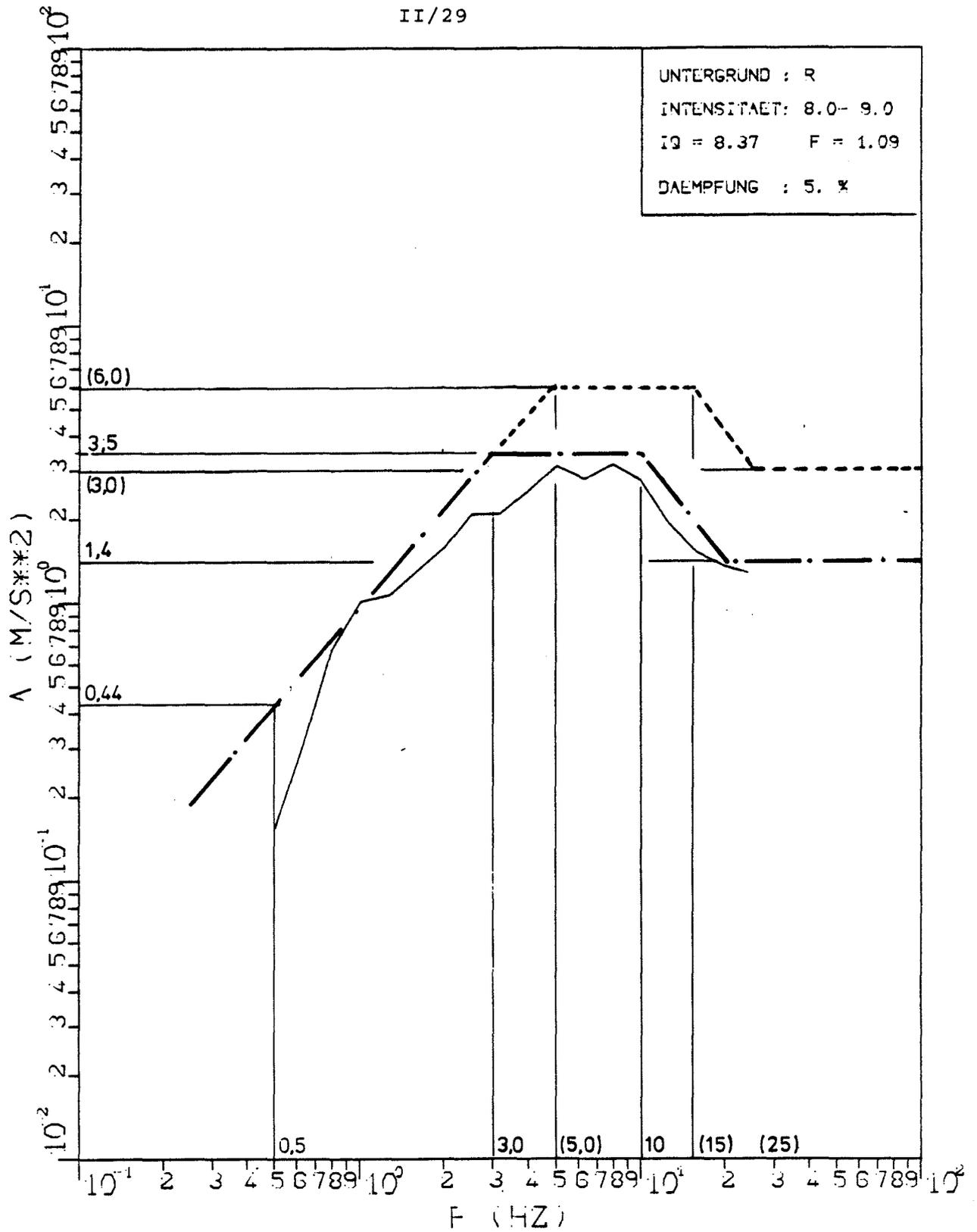


Bild 3.18 Bemessungsantwortspektrum für Untergrundklasse R und Intensität I = VIII 1/2

3.5 Empfindlichkeitsstudien

Ein Hauptanliegen der Fortführung dieses Forschungsvorhabens ist die Überprüfung der Empfindlichkeit der hier entwickelten Lastannahmen gegenüber zufälligen Streuungen oder auch Fehlern in der zugrundegelegten Datenbasis.

In bezug auf die Bemessungsspektren sind es hauptsächlich die bereits eingehend erörterten Ungewissheiten in der zufälligen Zusammensetzung der Stichproben repräsentativer Zeitverläufe. Naturgemäß ist dies besonders kritisch bei sehr kleinen Stichproben, während umfangreiche Stichproben die möglicherweise vorhandenen einzelnen "Ausreißer" leichter verkraften.

Um dies zu demonstrieren, werden die statistischen Spektren nochmals mit einer auf das Friaul-Gebiet beschränkten Teilbibliothek berechnet. Die jetzt erhaltenen Kurven (gestrichelte Linien) sind in den Bildern 3.19 bis 3.27 den statistischen Spektren aus Abschnitt 3.3 (durchgezogene Linien) gegenübergestellt.

Deutliche Unterschiede zeigen die Spektren in der Untergrundklasse A bei Intensität VI - VII und VIII - IX, die bei den Friaul-Erdbeben nur schwach vertreten waren. Hier liegen die Spektren nach Abschnitt 3.3 deutlich höher. Demgegenüber sind die Ergebnisse in Klasse M recht stabil. Die Stichproben in den Klassen R/VI - VII und R/VII - VIII sind identisch.

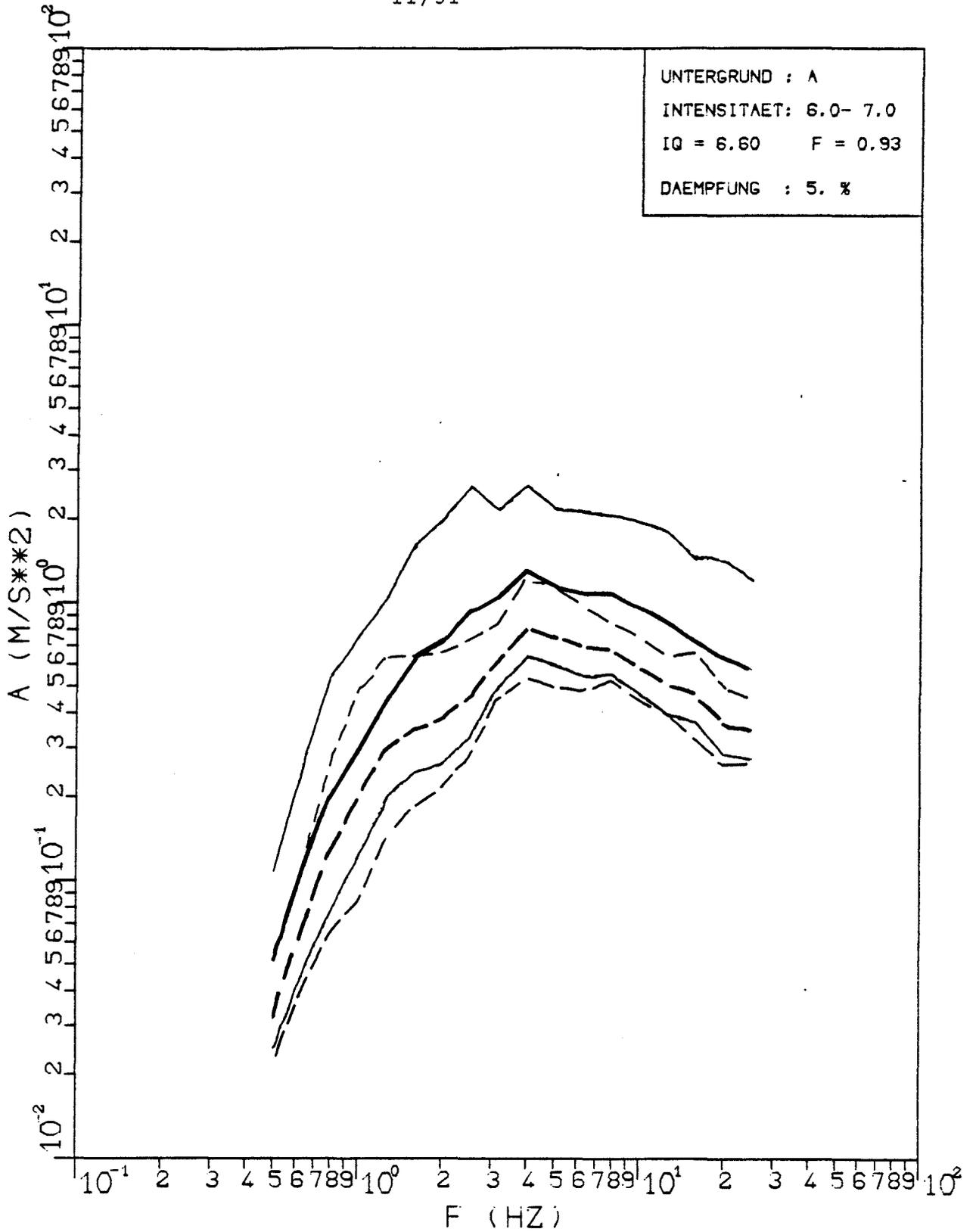


Bild 3.19 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Ant-
 wortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für
 Untergrundklasse A und Intensität I = VI - VII

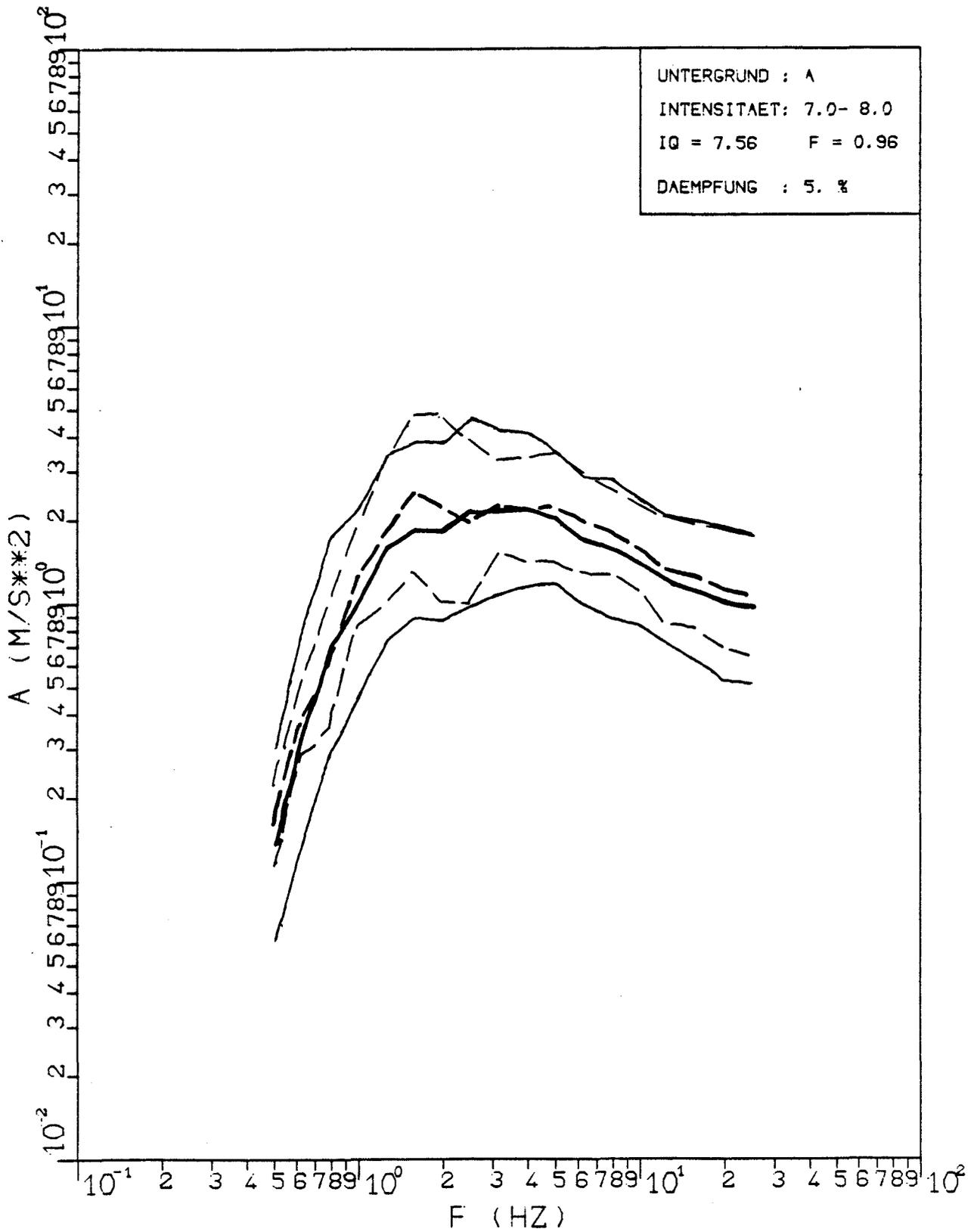


Bild 3.20 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Ant-
 wortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für
 Untergrundklasse A und Intensität I = VII - VIII

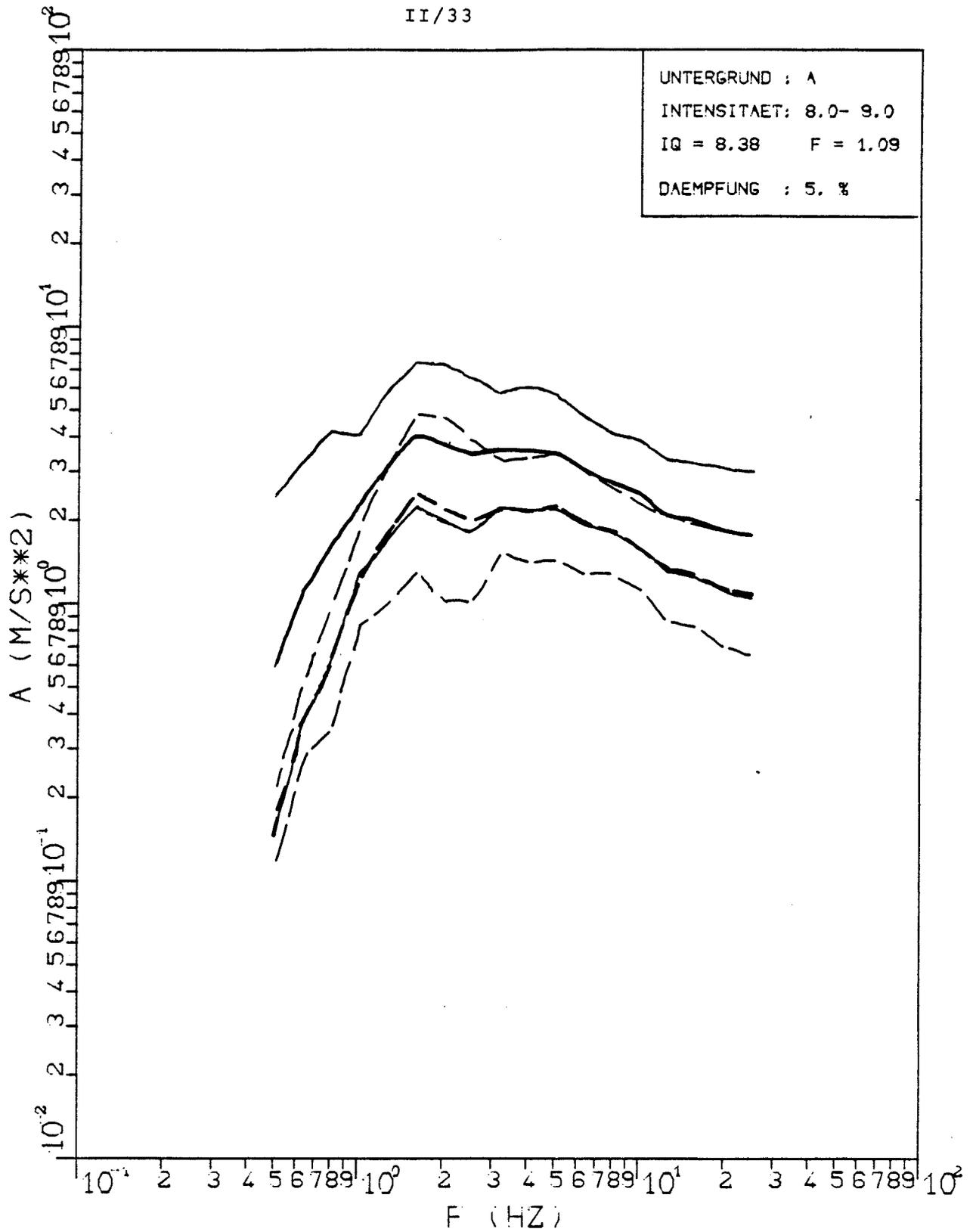


Bild 3.21 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse A und Intensität I = VIII - IX

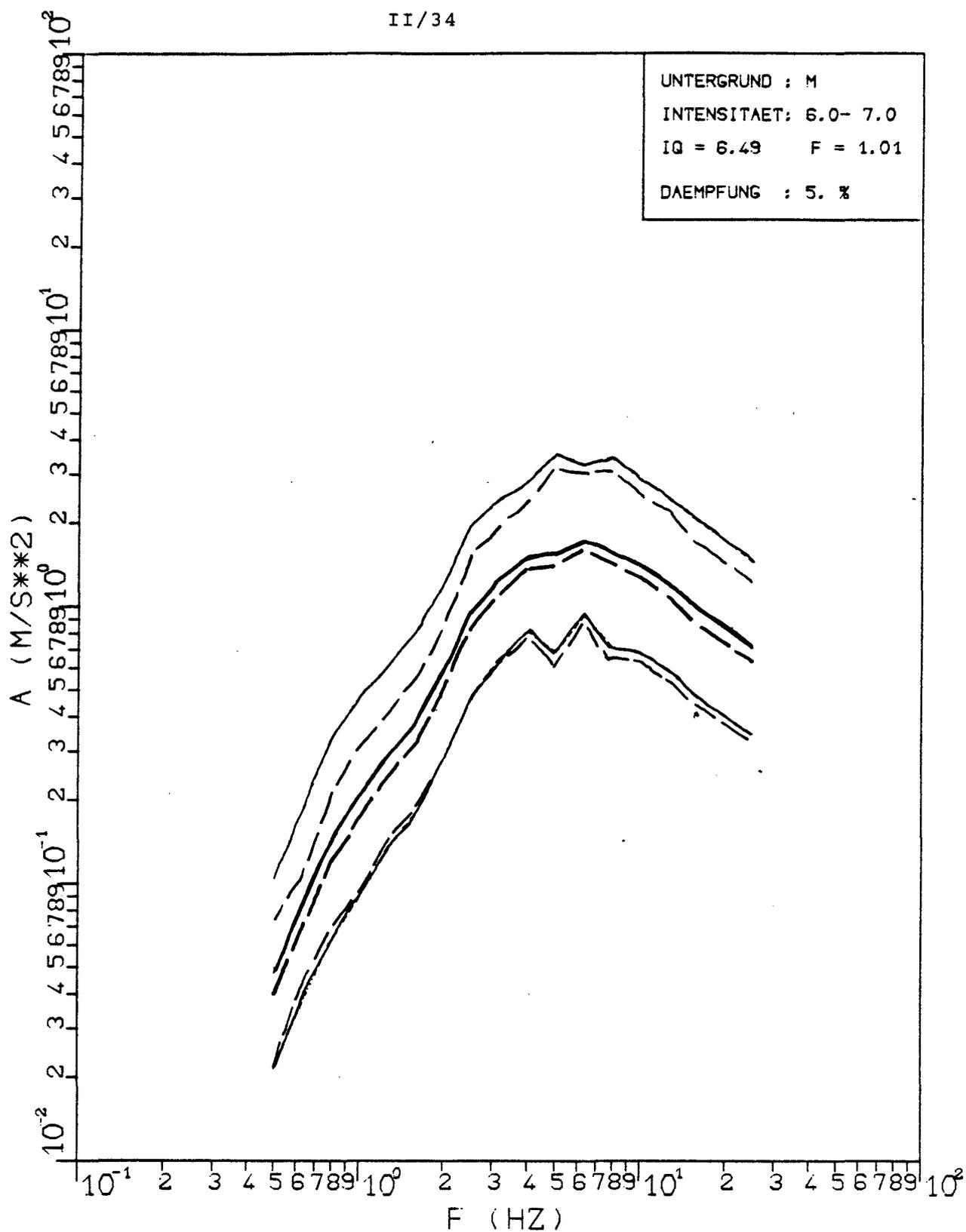


Bild 3.22 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Ant-
 wortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für
 Untergrundklasse M und Intensität I = VI - VII

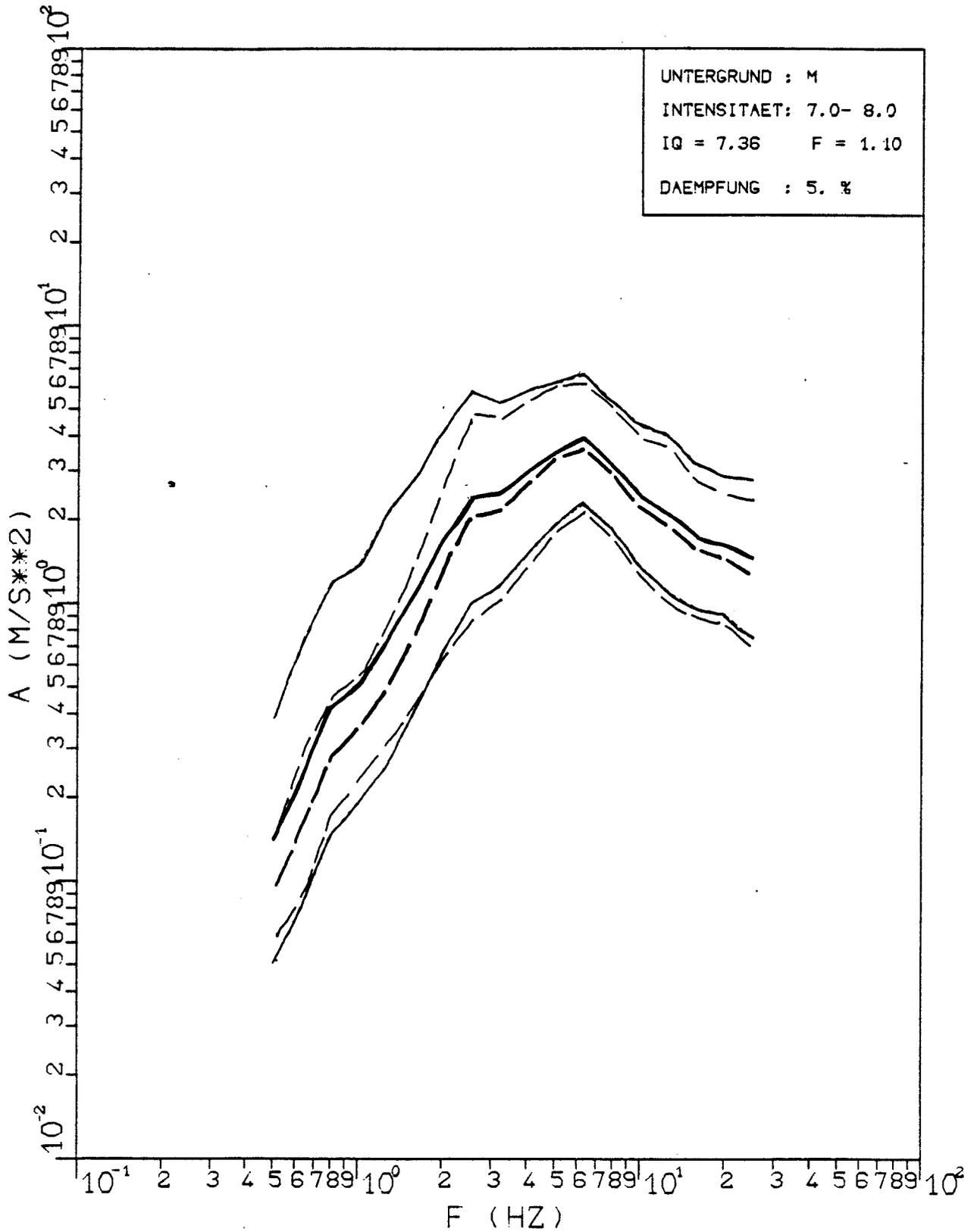


Bild 3.23 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse M und Intensität I = VII - VIII

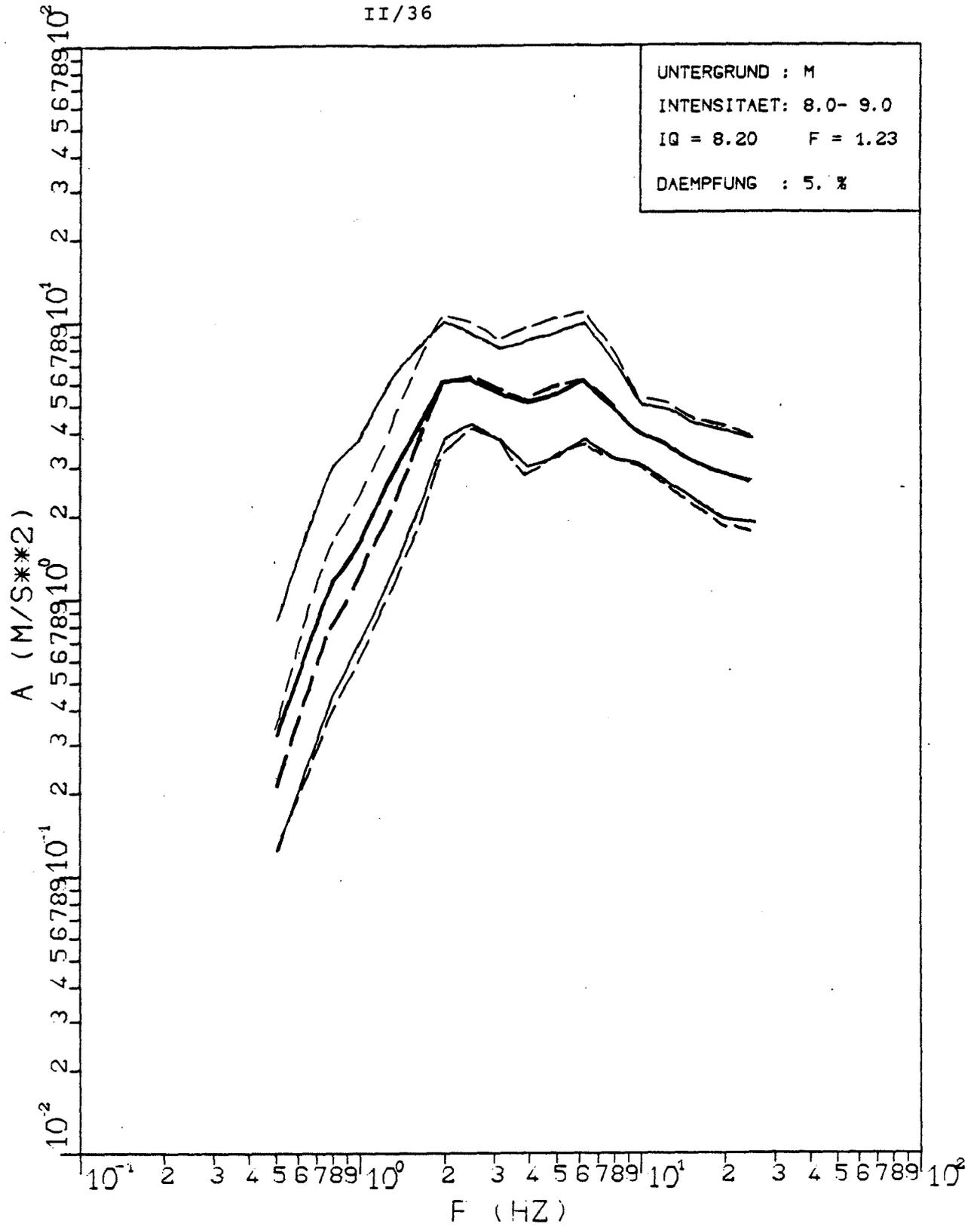


Bild 3.24 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse M und Intensität I = VIII - IX

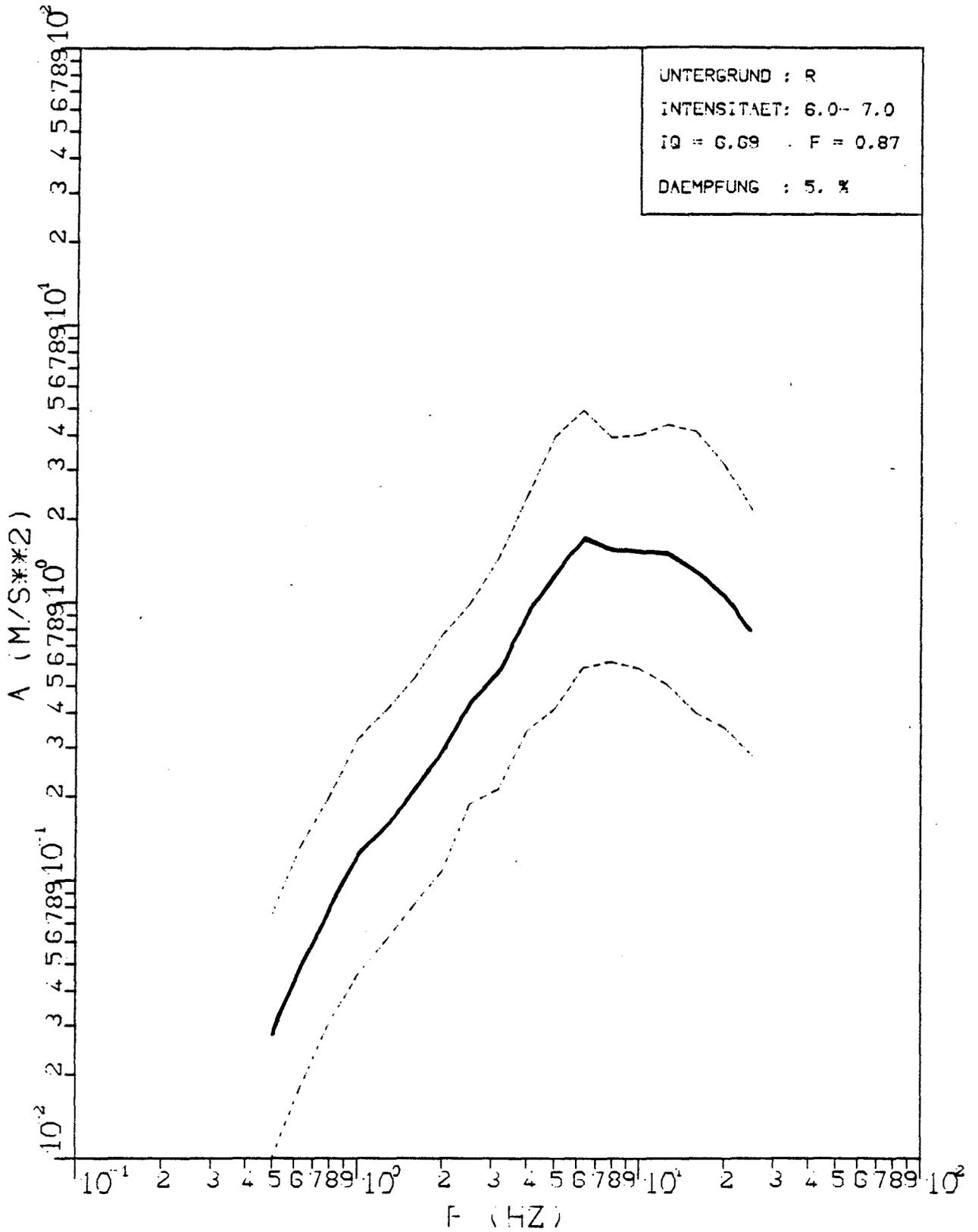


Bild 3.25 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse R und Intensität I = VI - VII

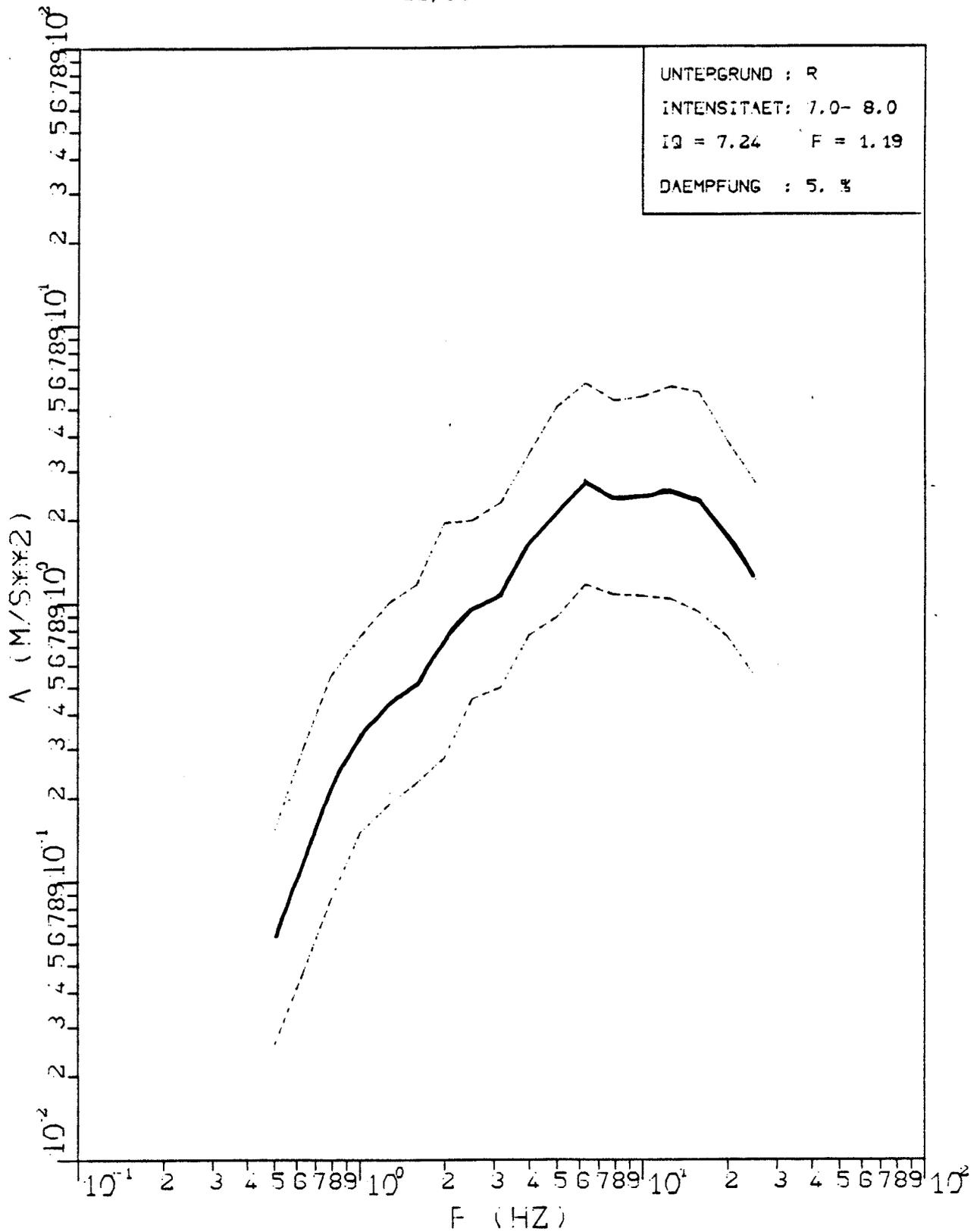


Bild 3.26 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse R und Intensität I = VII - VIII

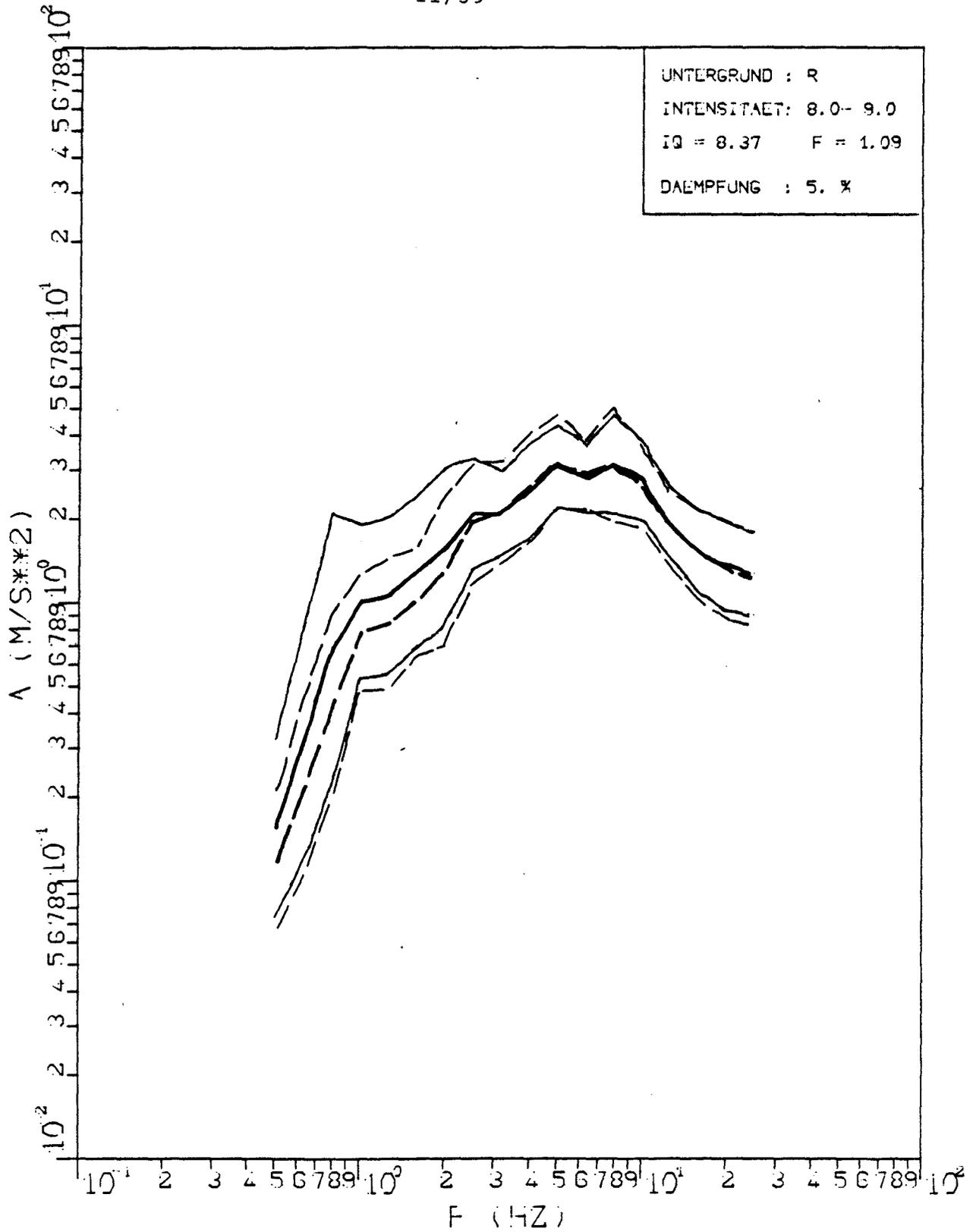


Bild 3.27 Vergleich von statistischen Beschleunigungs-Antwortspektren aus unterschiedlichen Stichproben für Untergrundklasse R und Intensität I = VIII - IX

3.6 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen

Die Bemessungsspektren gemäß Abschnitt 3.4 stellen bereits die vollständige Erdbebenlastannahme für Nachweise nach der Antwortspektrummethode bei Standorten mit gegebener Untergrundklasse und Standortintensität dar. Eine weitere Skalierung ist allenfalls innerhalb der betreffenden Intensitätsklasse erforderlich, wenn die Standortintensität nicht genau der Klassenmitte entspricht. Diese Anpassung kann jedoch auch durch lineare Interpolation zwischen den Spektren zweier benachbarter Intensitätsklassen erfolgen.

In allen bestehenden Regelungen und Empfehlungen ergibt sich die Lastannahme aus den getrennt voneinander festgelegten ingenieurseismischen Kenngrößen:

- normiertes Antwortspektrum
- Einhängewert der Bodenbeschleunigung.

Ein Vergleich mit DIN 4149 /3.20/ für "übliche" Bauwerke ist deshalb schwierig, weil im Gegensatz zu den Vorgaben in dieser Arbeit nicht die tatsächlichen seismischen Bodenbewegungen beschrieben werden. Das vereinfachte Antwortspektrum in /3.20/ beinhaltet bereits eine empirische Abminderung zur Berücksichtigung eines duktilen Verhaltens der Tragwerke bei starker seismischer Erregung. Dies entspricht praktisch der Filterwirkung eines nichtlinearen Schwingers auf der Bodenoberfläche.

Was dagegen verglichen werden könnte, ist der Untergrundeinfluß, der in /3.20/ durch einen Baugrundfaktor erfaßt wird. Bezogen auf Felsuntergrund ist bei Festgestein eine Erhöhung um 10 %, bei Lockergestein um 20 - 40 % vorgesehen. Diese frequenzunabhängigen Modifikationen geben die Beobachtungen in Abschnitt 3.3 und 3.4 nur unvollkommen wieder. In der Tendenz treffen sie bei niedrigen Frequenzen bis etwa 2 Hz zu, obwohl der Unterschied größer sein kann als 40 %. Bei hohen Frequenzen wird jedoch die Auswirkung eines weichen Untergrundes überschätzt; hier wäre sogar eine Abminderung möglich. Künftig sollte daher besser mit untergrundabhängigen Normspektren gearbeitet werden.

Für Kernkraftwerke wurde im nationalen Bereich nach dem Stand der Technik die Erdbebenlast bisher über ein untergrundunab-

hängiges Standardspektrum und die maximale Bodenbeschleunigung als Einhängewert festgelegt. Diese Lastvorgabe stimmt im Frequenzbereich oberhalb 2,5 Hz recht gut mit dem Bemessungsspektrum der Untergrundklasse M überein. Es liegt jedoch im niedrigen Frequenzbereich - der in vielen Fällen für die Bauwerksauslegung maßgebend ist - zu hoch, da es aus amerikanischen Auswertungen mit Erdbeben größerer Magnituden und Herdentfernungen zugrunde gelegt worden sind. Insgesamt gesehen erhält man bei Standorten mit mittleren Untergrundverhältnissen (Bild 3.28 gilt für den KKW - Standort Biblis) nach Abschnitt 3.4 Lastannahmen, die durchaus den in der Vergangenheit für Kernkraftwerke festgelegten vergleichbar sind. Nennenswerte Abweichungen treten jedoch erwartungsgemäß bei Standorten mit Untergrundklassen A oder R auf.

Schließlich sollen die Bemessungsspektren noch mit den Festlegungen in dem Entwurf eines EUROCODES 8 /3.21/ - stellvertretend für die gleichartigen Empfehlungen in /3.22, 3.23/ - verglichen werden. Eine ausführliche Wertung der Antwortspektren von EC 8 aus der Sicht dieses Vorhabens ist in /3.24/ als Abschnitt 3 enthalten. Der gesamte Beitrag ist als Anhang B beigelegt. Als Fazit wurde darin festgestellt, daß die elastischen Antwortspektren des EC 8 in der Tendenz den Untergrundeinfluß richtig wiedergeben. Für eine nationale Anwendung von EC 8 könnten jedoch anstelle der im Kommentar empfohlenen Spektren auch die Bemessungsspektren aus dieser Arbeit gewählt werden. Die Intensitätsabhängigkeit kann näherungsweise durch eine Skalierung eingeführt werden, die ebenfalls aus Abschnitt 3.4 abgeleitet werden könnte; die Skalierung muß jedoch auf die Spektralwerte in dem für Bauwerke maßgebenden Frequenzbereich (1 bis 10 Hz) ausgerichtet werden und nicht auf die für Bauwerke völlig irrelevante maximale Bodenbeschleunigung.

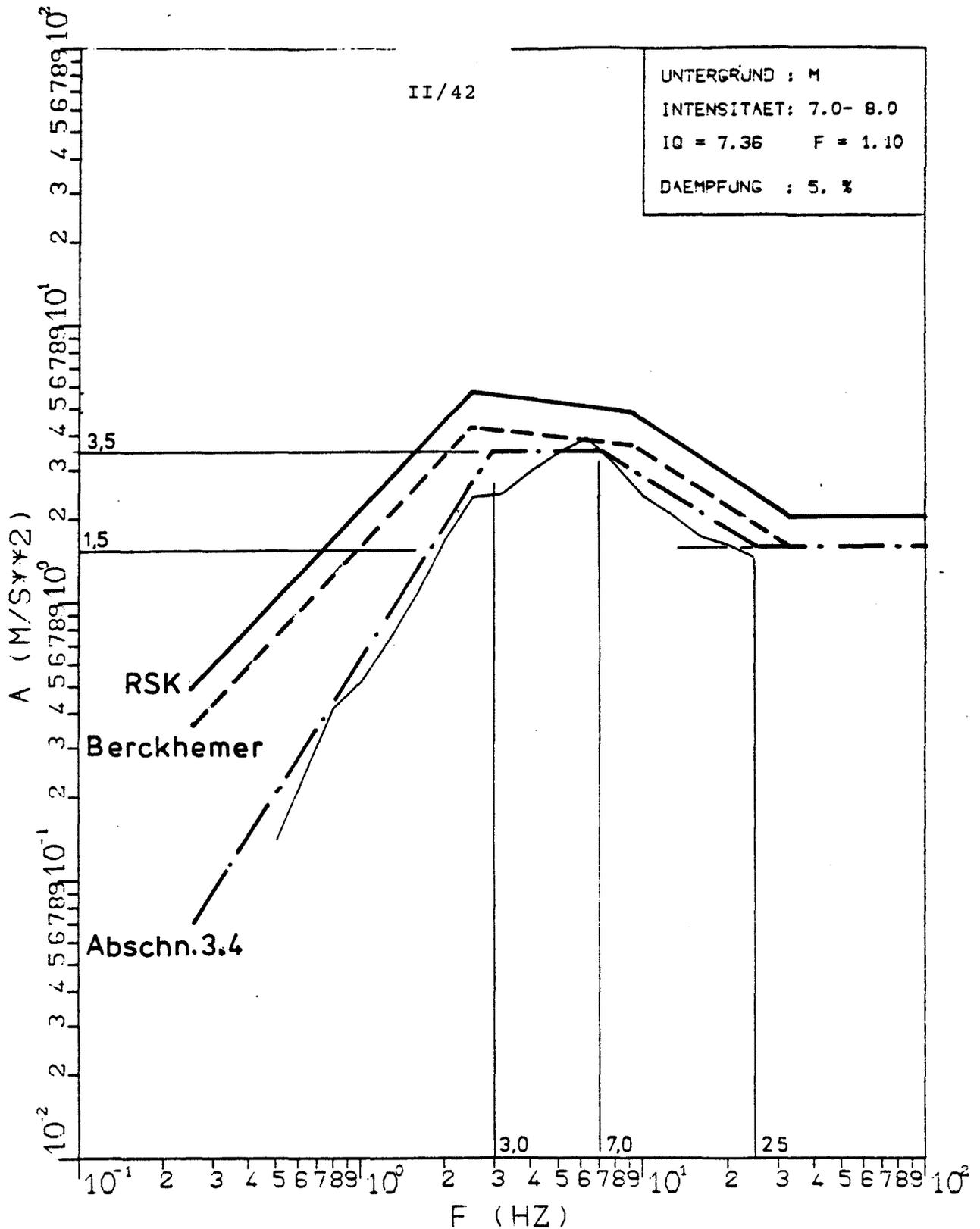


Bild 3.28 Vergleich des standortspezifischen Spektrums für Untergrundklasse M und Intensität VII 1/2 mit dem bei $a_{\max} = 1,5 \text{ m/s}^2$ (Vorschlag Berckhemer) bzw. $a_{\max} = 2,0 \text{ m/s}^2$ (Vorschlag RSK) eingehängten KTA-Standardpektrum (Lastannahme für KKW Biblis, Block C)

4. NATÜRLICHE ZEITVERLÄUFE

4.1 Vorgehensweise

In vielen Fällen wird in der Praxis für dynamische Berechnungen eines Bauwerkes nach der Zeitverlaufmethode die Erdbeben-erregung in Form von Zeitverläufen der Bodenbewegung benötigt. Sofern für einen Standort ein Bemessungs-Antwortspektrum als seismische Lastannahme gegeben ist, wird ein Zeitverlauf nach dem Stand der Technik künstlich generiert. Dabei wird gefordert, daß der Frequenzgehalt des Zeitverlaufes mit dem des Bemessungsspektrums - bis auf kleinere zufällige Abweichungen - übereinstimmt. Die Länge des Zeitverlaufes wird mit Hilfe einer der Literatur entnommenen Starkbebedauer festgelegt.

Dieses Vorgehen überschätzt in der Regel bei weitem den Energieeintrag in das Bauwerk, weil

- der Frequenzgehalt auf der Basis eines breitbandigen 84 %-Fraktil-Standardspektrums festgelegt ist
- die in der Literatur angegebenen Starkbebedauern vorwiegend aus amerikanischen Erdbebenregistrierungen mit großen Magnituden und Herdentfernungen abgeleitet und daher für Nahbeben mit mittleren Magnituden zu konservativ sind.

Methoden zur Generierung realistischer Erdbebenzeitverläufe werden im Rahmen dieses Vorhabens

- in Abschnitt 6.3 unter Berücksichtigung der tatsächlich beobachteten Beschleunigungsenergie und
- in Abschnitt 7. auf der Grundlage von Herdmodellen mit typischen (deterministischen) Herdparametern

vorge stellt. Die Realitätsnähe der damit synthetisierten Zeitverläufe soll anhand natürlicher Freifeld-Zeitverläufe beurteilt werden, die wie folgt ermittelt werden:

- Klassifizierung der Untergrundverhältnisse an einem gegebenen Standort in eine der drei Untergrundklassen A, M oder R

- Festlegung der Bandbreiten der makroseismischen Kenngrößen Standortintensität I (MSK), epizentrale Herdentfernung R_E (km) und Lokalbebenmagnitude MWA der repräsentativen Erdbeben aufgrund verfügbarer historischer Beobachtungen
- Identifizierung aller in der Erdbebenbibliothek vorhandenen Beschleunigungszeitverläufe, die nach Untergrundklasse und makroseismischen Kenngrößen repräsentativ für den Standort sind (Stichprobe)
- statistische Auswertung der Beschleunigungs-Antwortspektren der in der Stichprobe enthaltenen Zeitverläufe und Festlegung eines 50 %-Fraktile-Bemessungsspektrums.

Alle vorstehenden Arbeitsschritte sind analog Abschnitt 3.2 bis 3.4 durchzuführen.

- Statistische Auswertung der Starkbebedauern der in der Stichprobe enthaltenen Zeitverläufe - in der Definition nach Trifunac/Brady gemäß /3.1, 4.1/ - und Festlegung eines Bemessungswertes (vgl. Abschnitt 4.2)
- Auswahl einer Anzahl N von Zeitverläufen aus der Stichprobe, die gemeinsam den Frequenzgehalt des Bemessungsspektrums möglichst gut abdecken sollen, und deren Starkbebedauer mindestens dem festgelegten Bemessungswert entspricht (vgl. Abschnitt 4.3).

4.2 Ermittlung der Starkbebedauer

In der ersten Phase dieses Vorhabens /3.1/ wurden verschiedene Definitionen der Starkbebedauer verglichen. Am engsten mit der für die Bauwerksbeanspruchung maßgebenden Bewegungsenergie verknüpft ist eine Definition in Anlehnung an Trifunac/Brady /4.1/ als Zeitintervall, in das 70% der Beschleunigungsenergie fallen

$$t_s = t_E (p = 75\%) - t_E (p = 5\%) \quad (4.1a)$$

und

$$p = \frac{\int_0^{t_E(p)} a^2 dt}{\int_0^{\infty} a^2 dt} \quad (4.1b)$$

Die Definition gemäß Gl.(4.1) ist in Bild 4.1 grafisch erläutert.

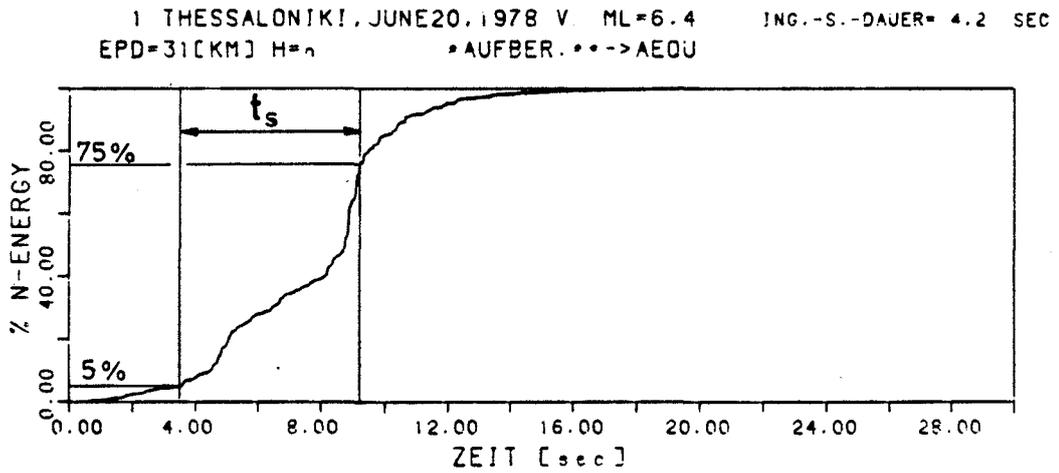
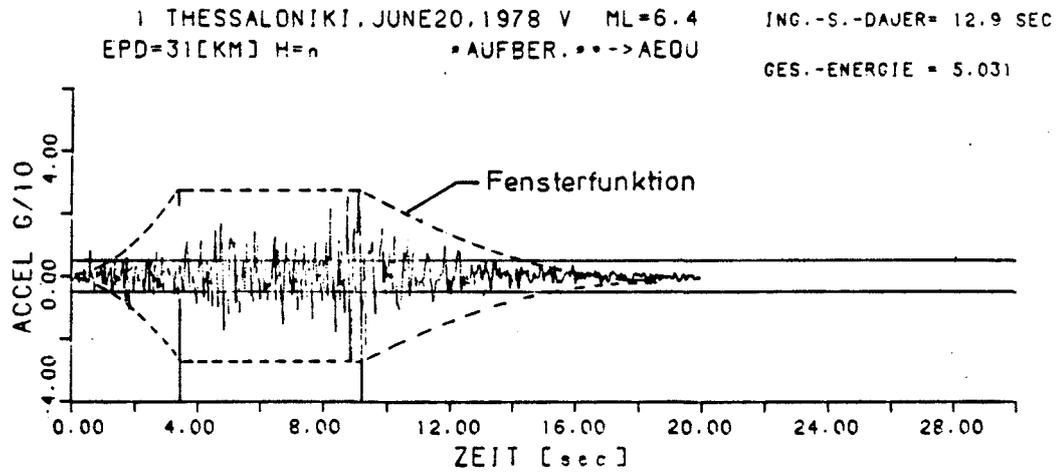


Bild 4.1 Energiebezogene Definition der Starkbebendauer

Die Starkbebendauer gemäß Gl.(4.1) wurde für alle in der Erdbebenbibliothek enthaltenen Zeitverläufe vorab berechnet und gespeichert. Mit diesen Daten kann dann für eine ausgewählte Stichprobe eine statistische Auswertung vorgenommen werden.

Für die drei Untergrundklassen und drei Intensitätsklassen gemäß Abschnitt 3.2 wird eine derartige Auswertung durchgeführt. Als Ergebnis sind in Tabelle 4.1 je Klasse die Mittelwerte und Standardabweichungen angegeben. Wegen der schon in /3.1/ beobachteten geringen Unterschiede zwischen den drei Intensitätsklassen wurde zusätzlich noch die Stichprobe aller für eine Untergrundklasse aufgefundenen Zeitverläufe, ohne Rücksicht auf die Standortintensität, ausgewertet. Es wurden jedoch nur Epizentralentfernungen bis maximal $R = 60$ km zugelassen. Die so erhaltenen Mittelwerte und Standardabweichungen sind in der letzten Spalte von Tabelle 4.1 aufgeführt.

Tabelle 4.1 Statistische Kennwerte ($m \pm 1\sigma$) der Starkbebendauer gemäß Gl.(4.1) für die neun Untergrund-Intensitäts-Kombinationen

Untergrund- klasse	Standortintensität (MSK)			$R \leq 60$ km
	6 - 7	7 - 8	8 - 9	
A	4,5 \pm 3,7	5,9 \pm 1,3	3,5 \pm 1,3	5,0 \pm 3,3
M	2,6 \pm 1,0	2,7 \pm 1,4	2,5 \pm 1,3	2,7 \pm 2,1
R	1,1 \pm 0,8	1,8 \pm 1,3	3,1 \pm 1,8	1,7 \pm 1,4

Es wird empfohlen, als "Bemessungswert" der Starkbebendauer den untergrundabhängigen Mittelwert der letzten Spalte von Tabelle 4.1 festzulegen; die Werte für Untergrundklasse M und R können ggf. auf 3,0 s bzw. 2,0 s "geglättet" werden. Bei der Auswahl der Zeitverläufe sollte dann beachtet werden, daß deren Starkbebendauer größer ist als dieser Wert, aber möglichst nicht um mehr als 1 Standardabweichung. Bei Ermittlungen im Einzelfall für spezielle Standortverhältnisse sollte analog verfahren werden.

4.3 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen

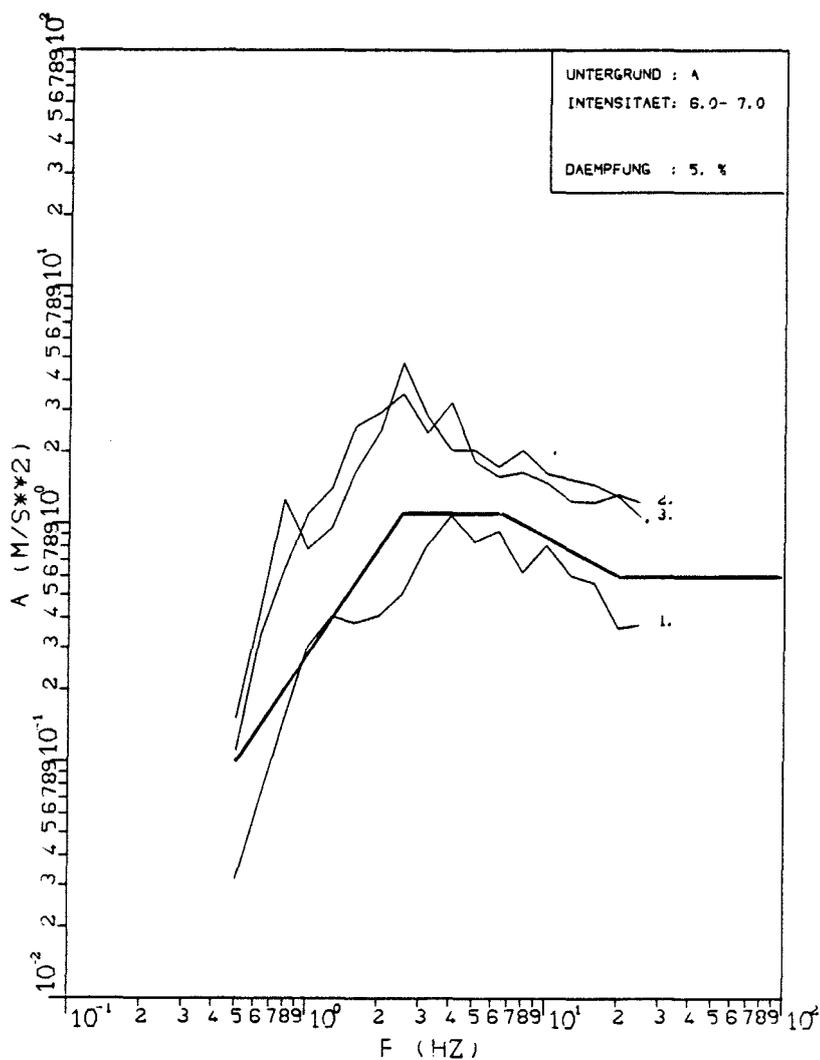
Auf der Grundlage der Bemessungsspektren gemäß Abschnitt 3.4, Bild 3.10 bis 3.18 und der Starkbebendauer gemäß Abschnitt 4.2, Tabelle 4.1 werden die Antwortspektren der Stichproben repräsentativer Zeitverläufe grafisch dargestellt.

Danach werden "ingenieurmäßig" drei Zeitverläufe aus jeder Stichprobe identifiziert, deren Spektren das gesamte Bemessungsspektrum möglichst gut abdecken. Von der Möglichkeit, nur Teilbereiche des Spektrums durch einen Zeitverlauf abzudecken, wird hier kein Gebrauch gemacht; dies sollte Festlegungen im Einzelfall vorbehalten bleiben.

Neben dem Frequenzgehalt wird als zweites Kriterium die Einhaltung der Bemessungs-Starkbebendauer abgefragt.

In Bild 4.2 bis 4.10 sind für die Untergrund-Intensitäts-Kombinationen jeweils oben die Antwortspektren ($D = 5\%$) der drei Zeitverläufe dargestellt, deren Spektren den Frequenzgehalt des Bemessungsspektrums am besten annähern. Im unteren Bildteil sind dazu die berechneten Starkbebendauern aufgelistet, die mit der Bemessungs-Starkbebendauer gemäß Tabelle 4.1 zu vergleichen sind. Schließlich sind in Bild 4.11 bis 4.19 die ausgewählten Zeitverläufe geplottet.

In den Bildern 4.2 bis 4.10 wird deutlich, daß es zum Teil sehr schwierig ist, die beiden Kriterien Bemessungsspektrum und Bemessungsstarkbebendauer gleichzeitig einzuhalten. Hinsichtlich des Spektrums bietet sich eine Skalierung an, die entweder anhand der gemittelten Spektralampplituden im Plateaubereich oder mittels der Beschleunigungsenergie (Arias-Intensität, vgl. Abschnitt 5.5) erfolgen kann. Bei der Bemessungsstarkbebendauer sind begrenzte Abweichungen auch nach unten in der Regel tolerierbar, da die Starkbebendauer die Bemessungsergebnisse - außer im Falle nichtlinearen Tragwerksverhaltens - nur wenig beeinflusst.



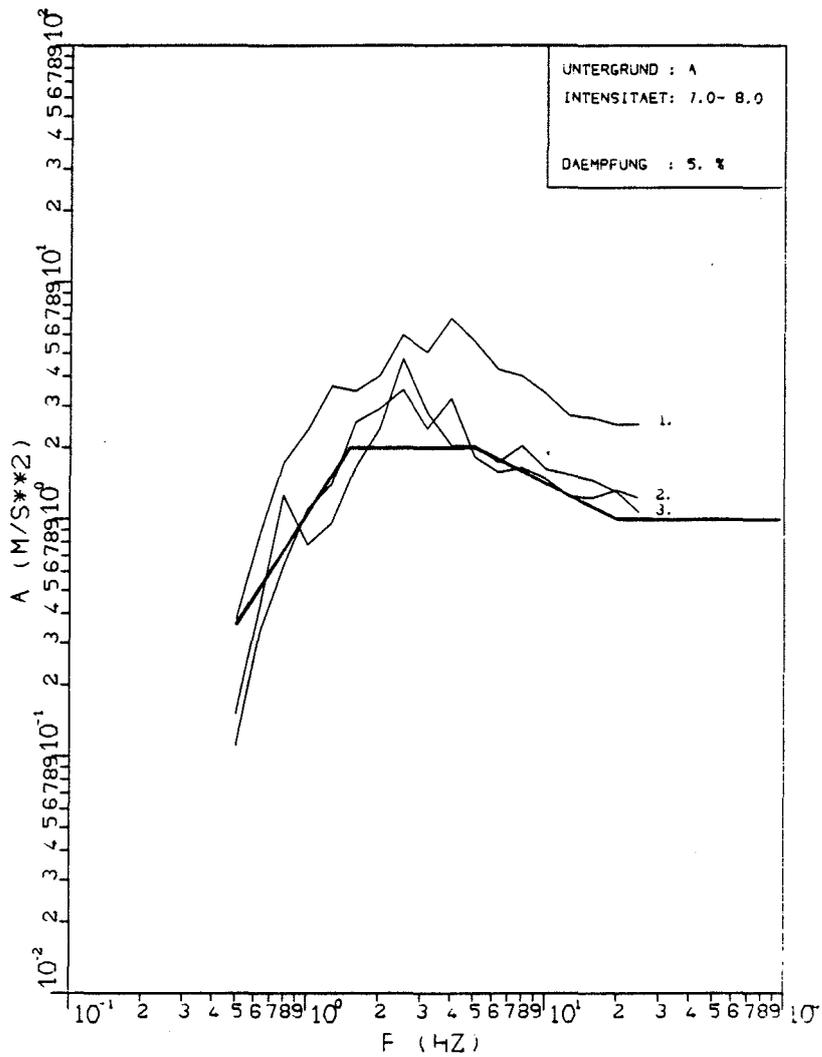
Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 4,5 - 8,2 \text{ s} \quad (5,0 - 8,3 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 304	$t_s = 5,3 \text{ sec}$
2	731	5,1 sec
3	732	5,2 sec

Bild 4.2 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse A und Intensität I = VI - VII



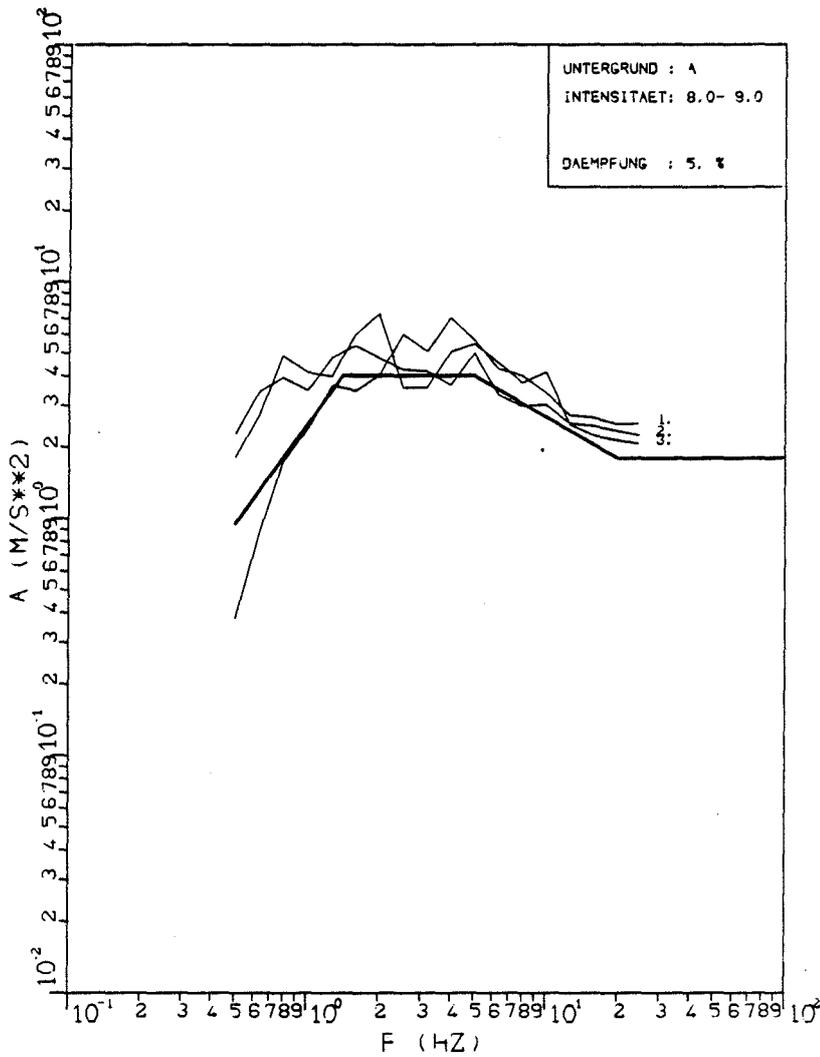
Bemessungsstarkbebendauer:

$t_s = 5,9 - 7,2 \text{ s} \quad (5,0 - 8,3 \text{ s})$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	=	Zeitverlauf Nr. 728	$t_s = 5,0 \text{ s}$
2		731	5,1 s
3		732	5,2 s

Bild 4.3 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse A und Intensität I = VII - VIII



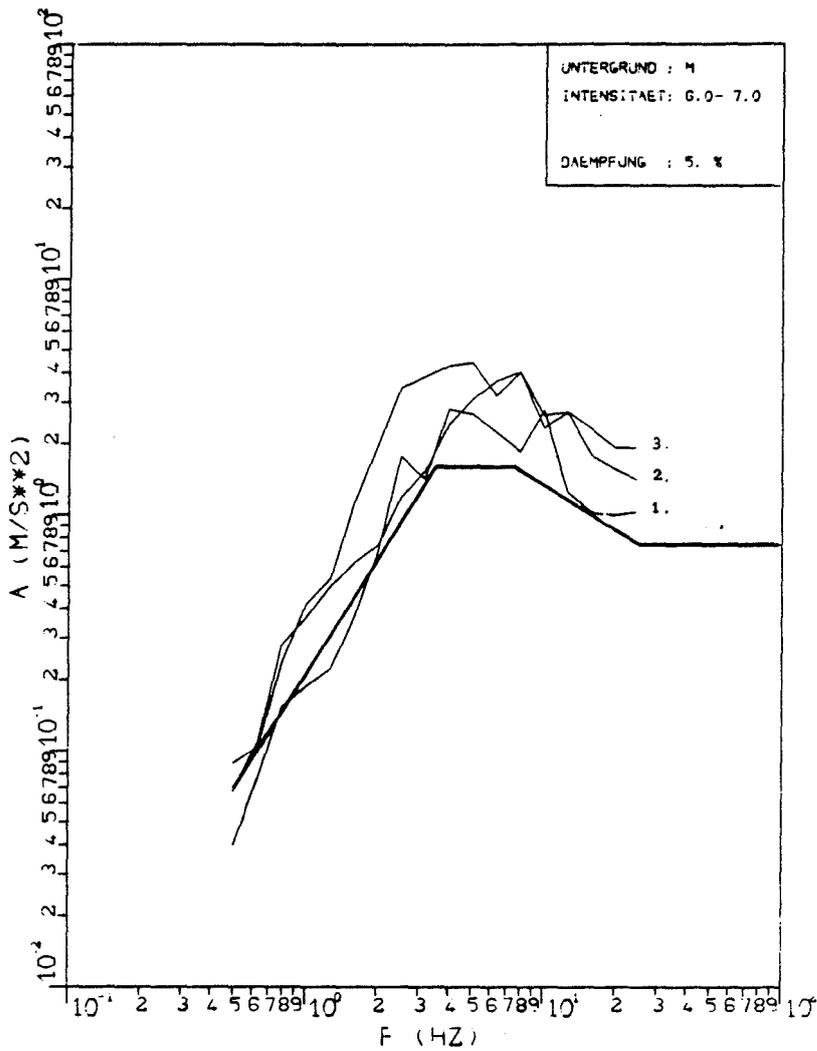
Bemessungsstarkbebendauer:

$t_s = 3,5 - 4,8 \text{ s} \quad (5,0 - 8,3 \text{ s})$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 728	$t_s = 5,0 \text{ s}$
2	760	4,7 s
3	762	3,7 s

Bild 4.4 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse A und Intensität I = VIII - IX



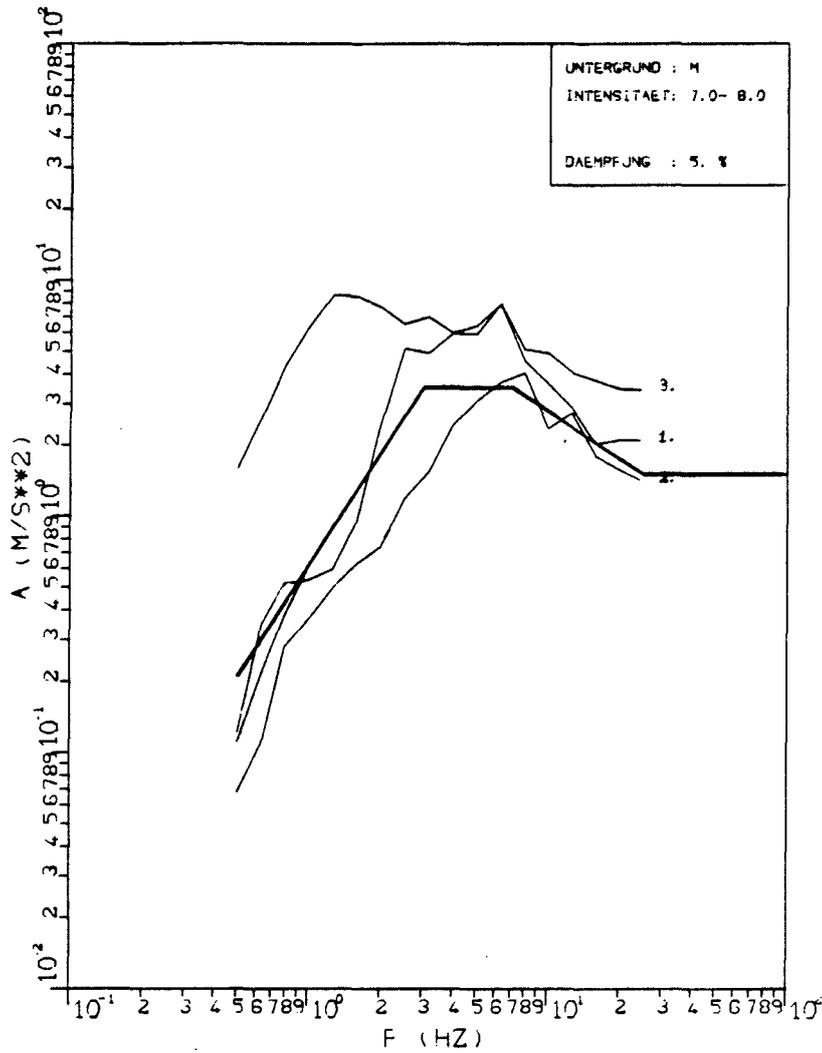
Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 2,6 - 3,6 \text{ s} \quad (2,7 - 4,8 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	=	Zeitverlauf Nr. 291	$t_s = 2,7 \text{ s}$
2		381	3,5 s
3		724	3,2 s

Bild 4.5 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse M und Intensität I = VI - VII



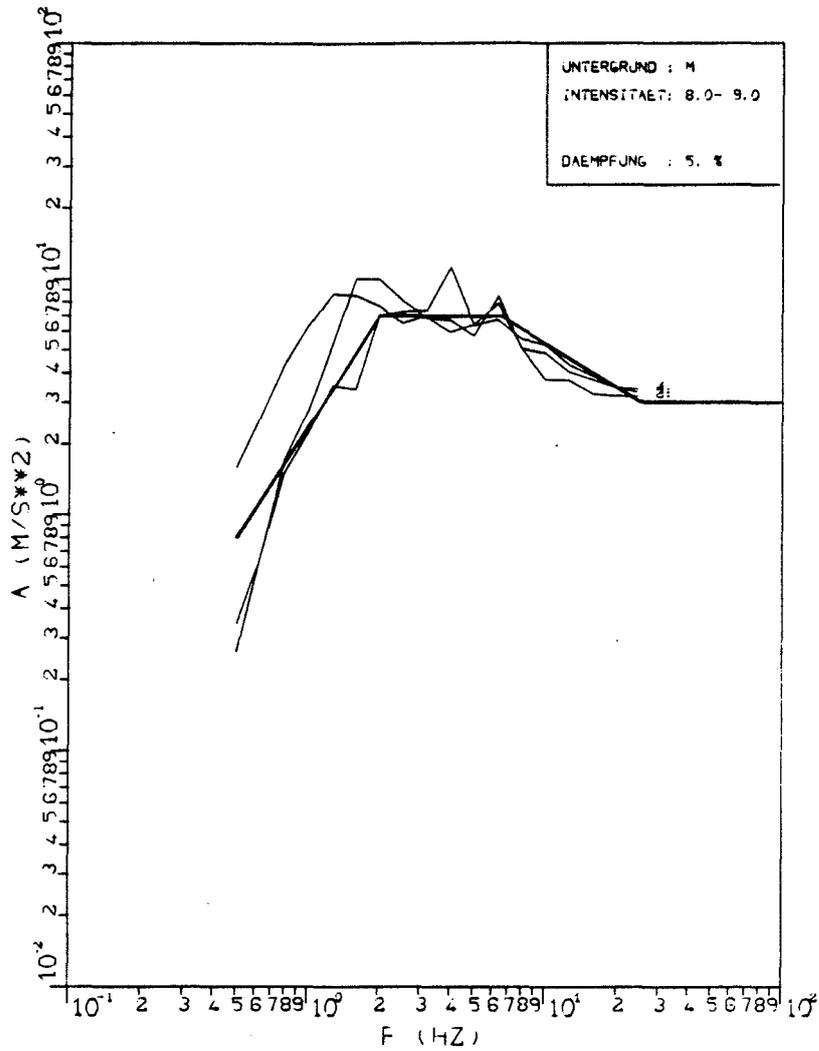
Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 2,7 - 4,1 \text{ s} \quad (2,7 - 4,8 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	=	Zeitverlauf Nr. 348	$t_s = 2,7 \text{ s}$
2		381	3,5 s
3		383	4,7 s

Bild 4.6 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse M und Intensität I = VII - VIII



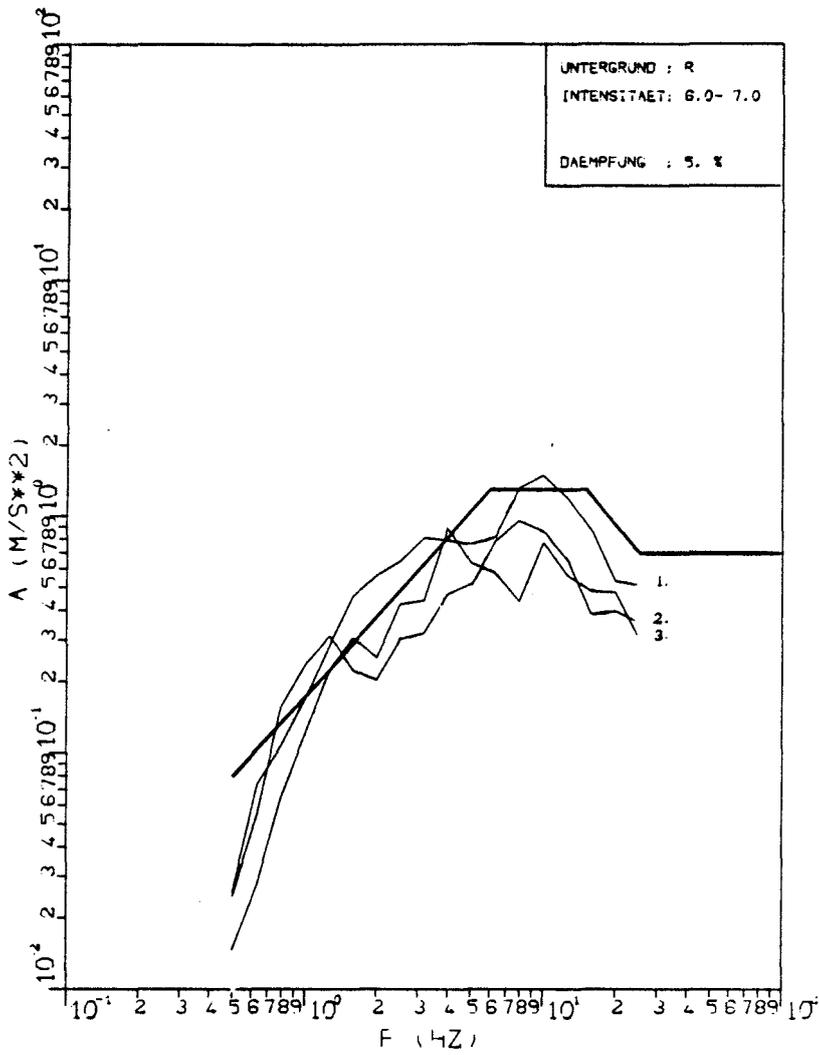
Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 2,5 - 3,8 \text{ s} \quad (2,7 - 4,8 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 33	$t_s = 2,5 \text{ s}$
2	35	2,5 s
3	733	3,5 s

Bild 4.7 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
klasse M und Intensität I = VIII - IX



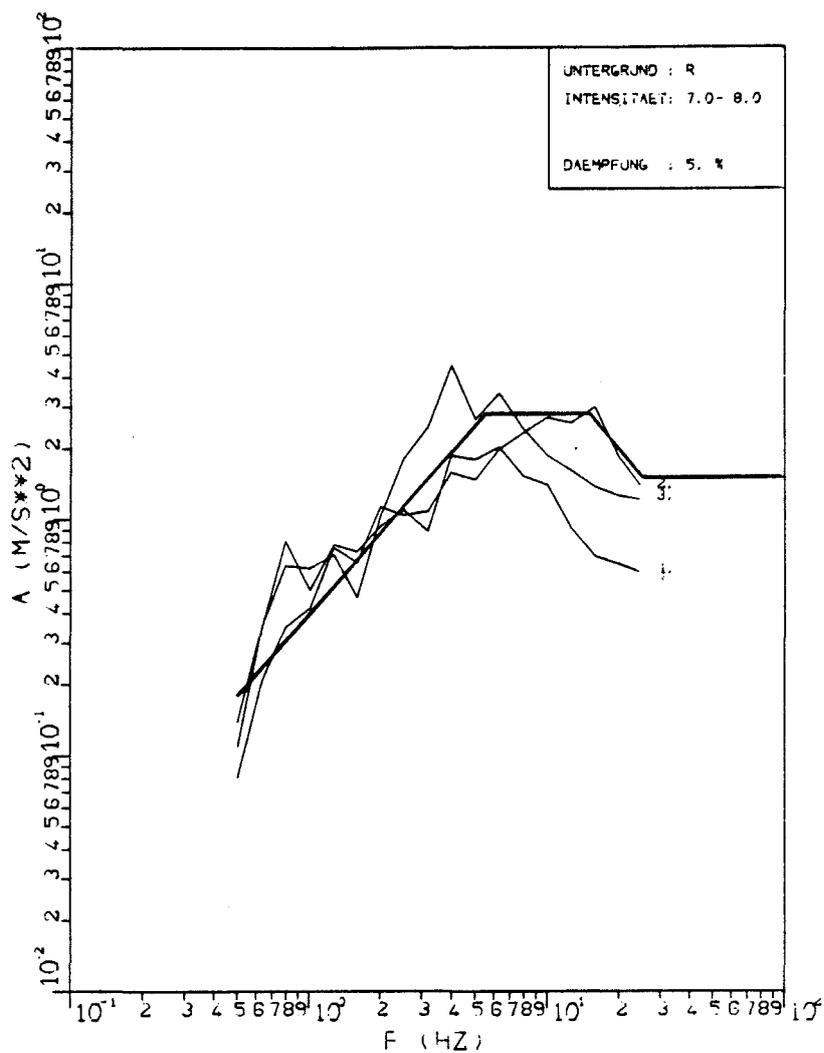
Bemessungsstarkbebendauer:

$t_s = 1,1 - 1,9 \text{ s}$ (1,7 - 3,1 s)

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 184	$t_s = 1,3 \text{ s}$
2	292	2,2 s
3	298	1,2 s

Bild 4.8 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse R und Intensität I = VI - VII



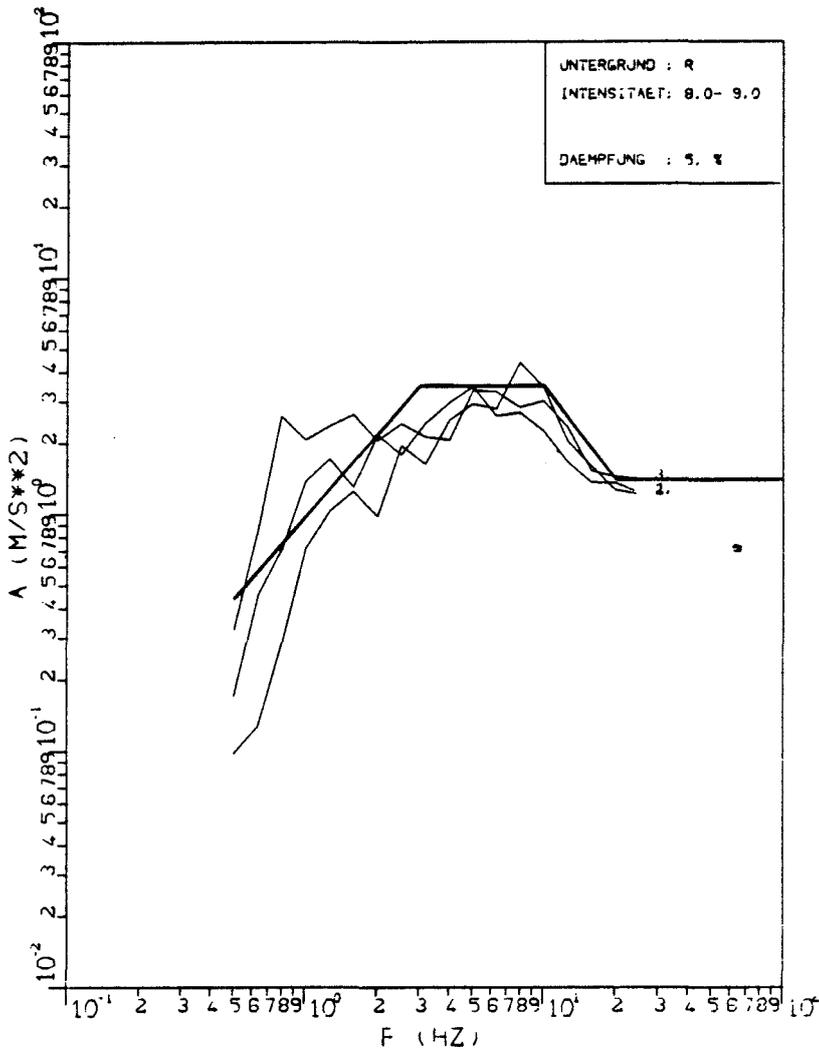
Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 1,8 - 3,1 \text{ s} \quad (1,7 - 3,1 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 349	$t_s = 2,9 \text{ s}$
2	351	2,0 s
3	367	3,1 s

Bild 4.9 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse R und Intensität I = VII - VIII



Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 3,1 - 4,9 \text{ s} \quad (1,7 - 3,1 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 433	$t_s = 3,5 \text{ s}$
2	435	4,0 s
3	487	5,4 s

Bild 4.10 Auswahl von Bemessungs-Zeitverläufen für Untergrund-
 klasse R und Intensität I = VIII - IX

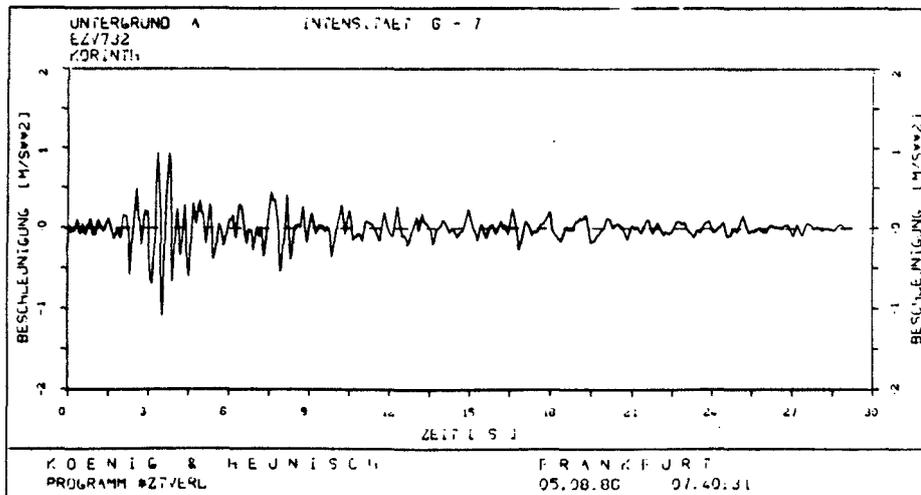
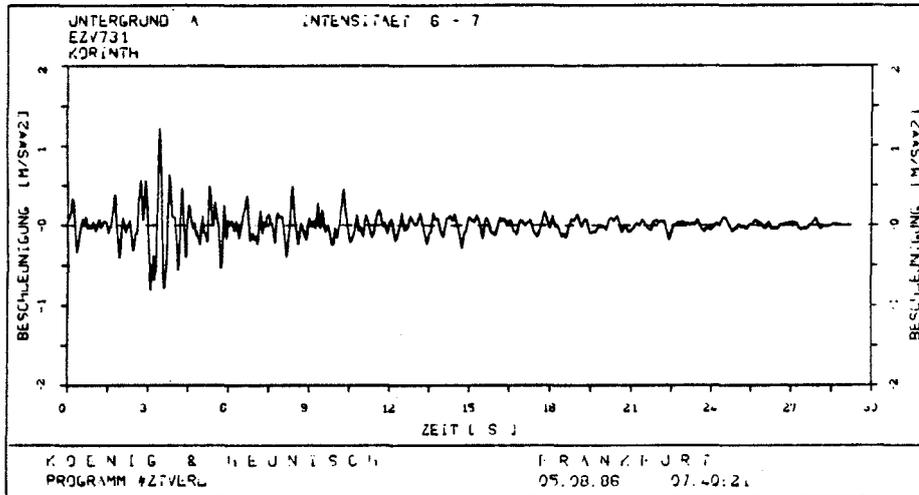
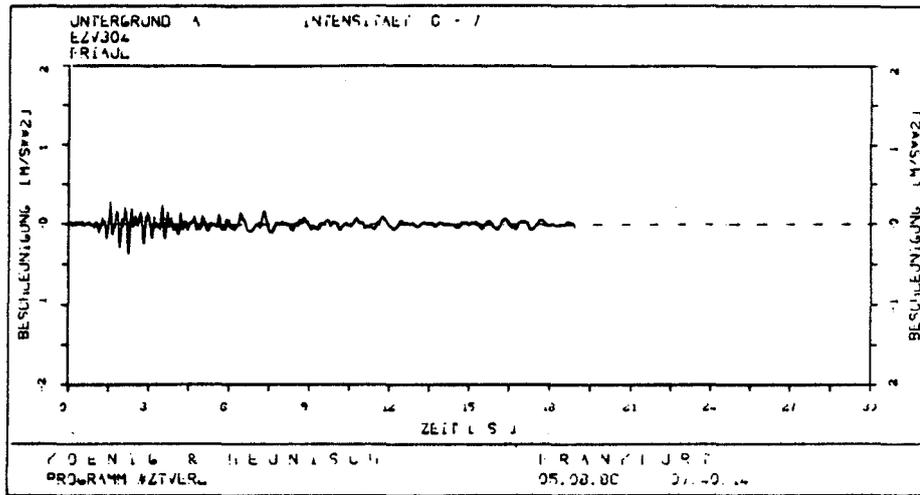


Bild 4.11 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
klasse A und Intensität I = VI - VII

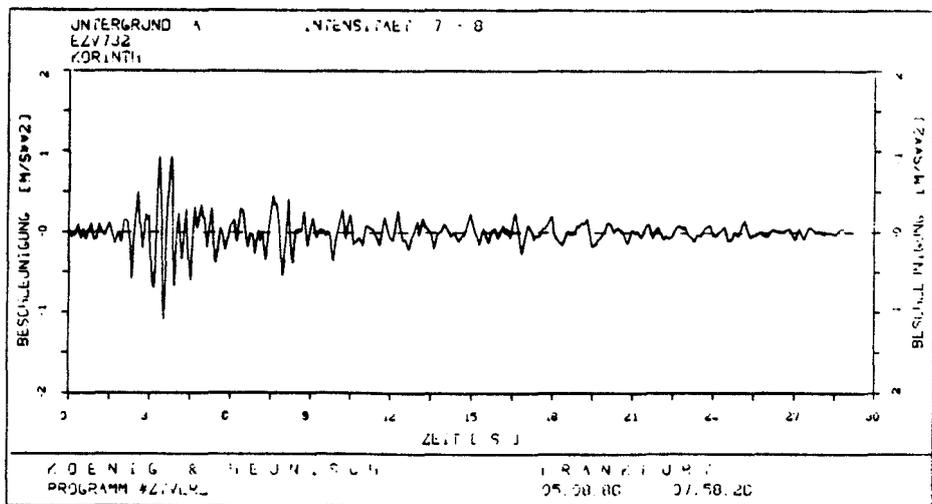
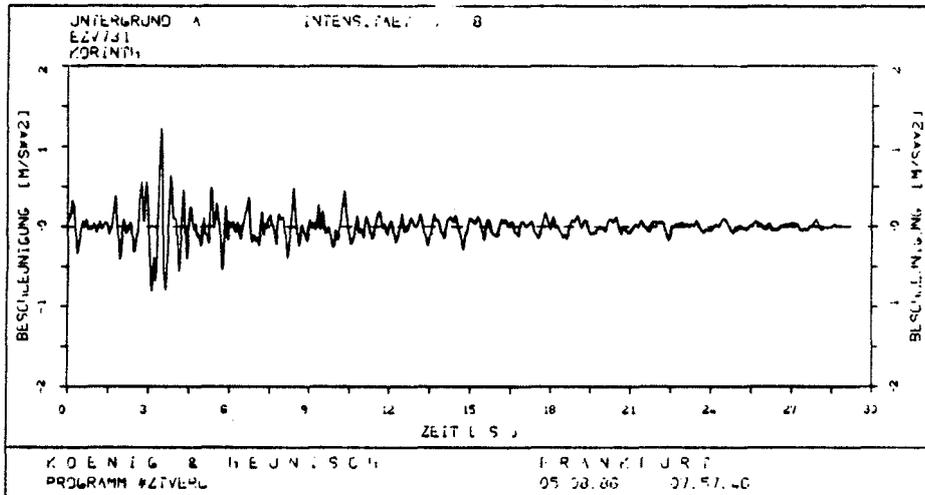
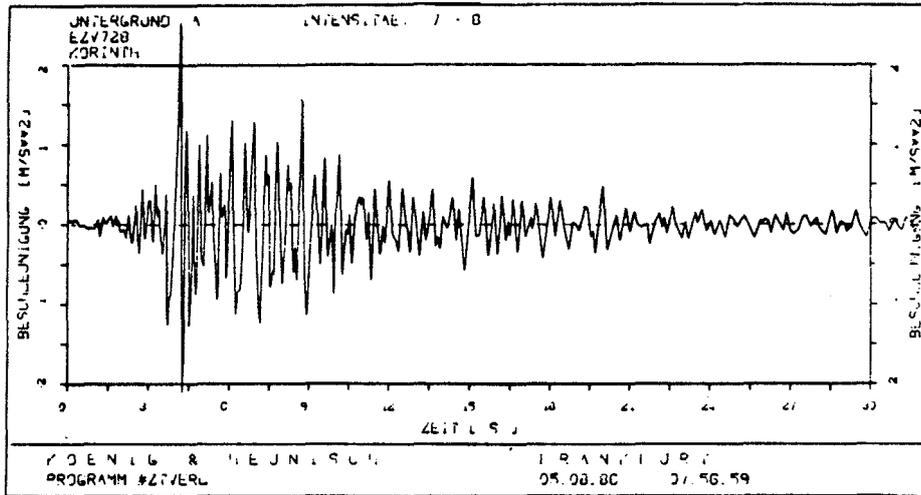


Bild 4.12 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
klasse A und Intensität I = VII - VIII

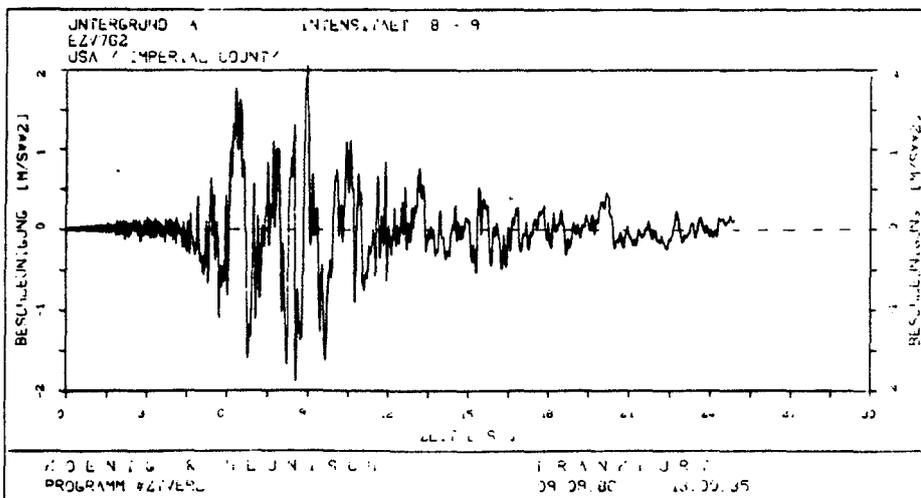
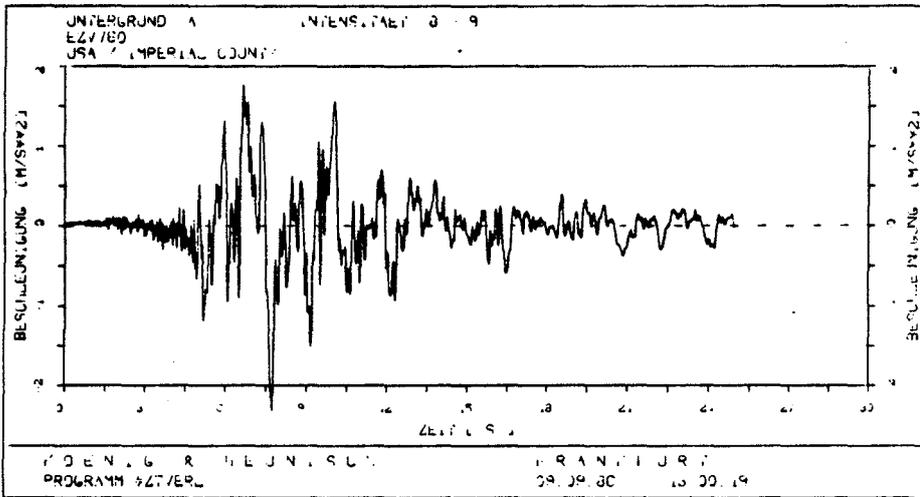
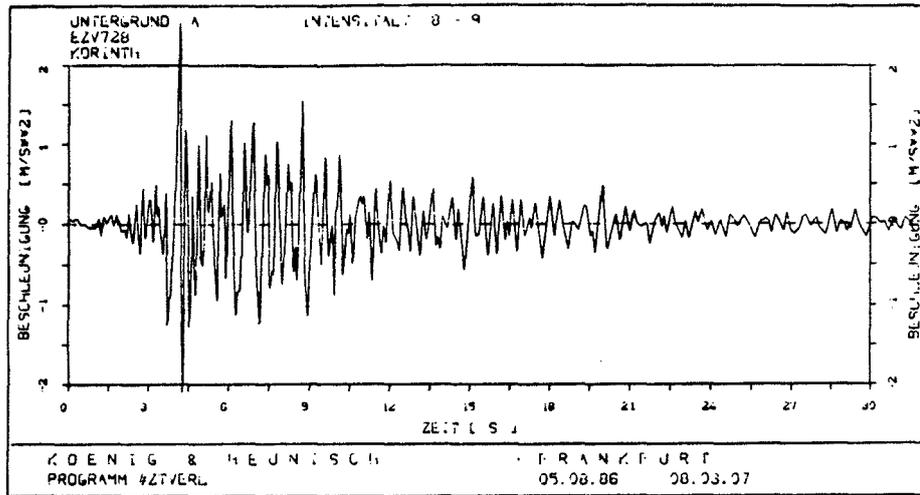


Bild 4.13 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
 klasse A und Intensität I = VIII - IX

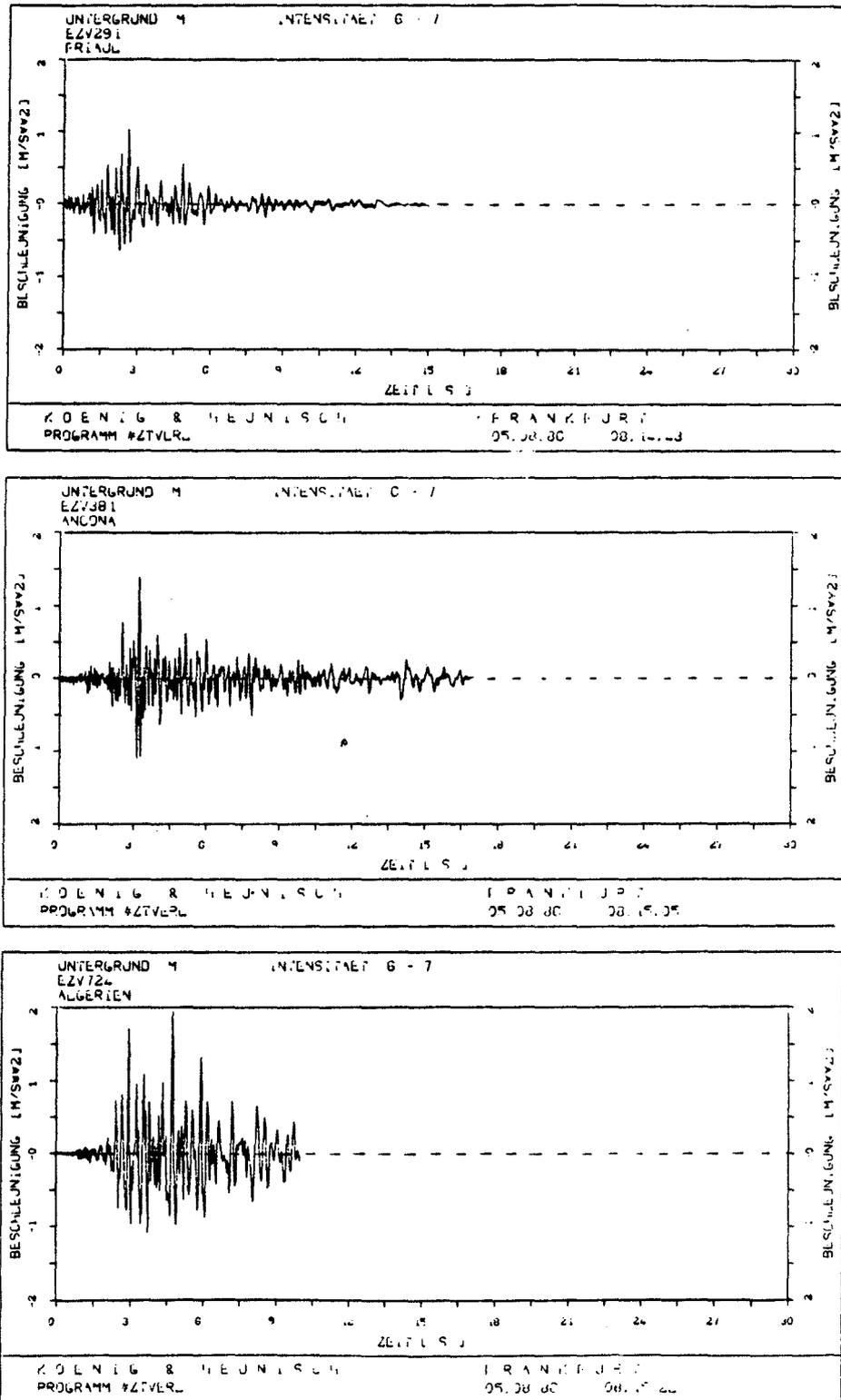


Bild 4.14 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
klasse M und Intensität I = VI - VII

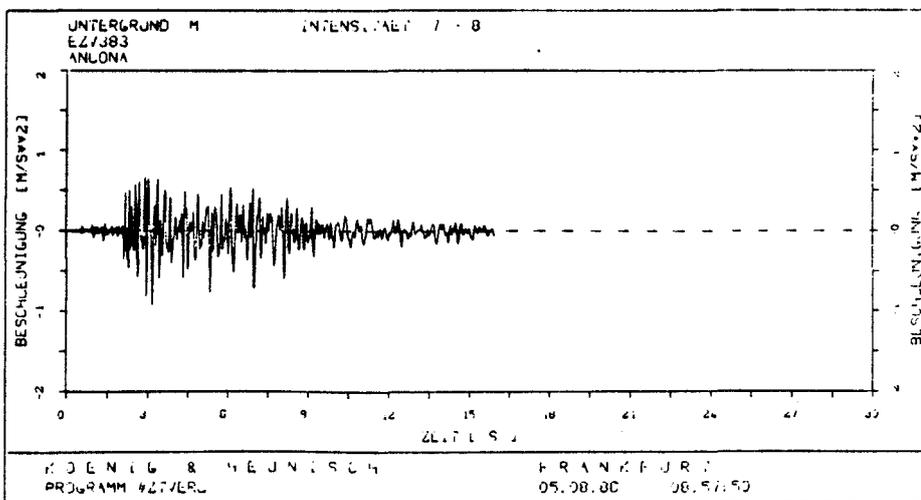
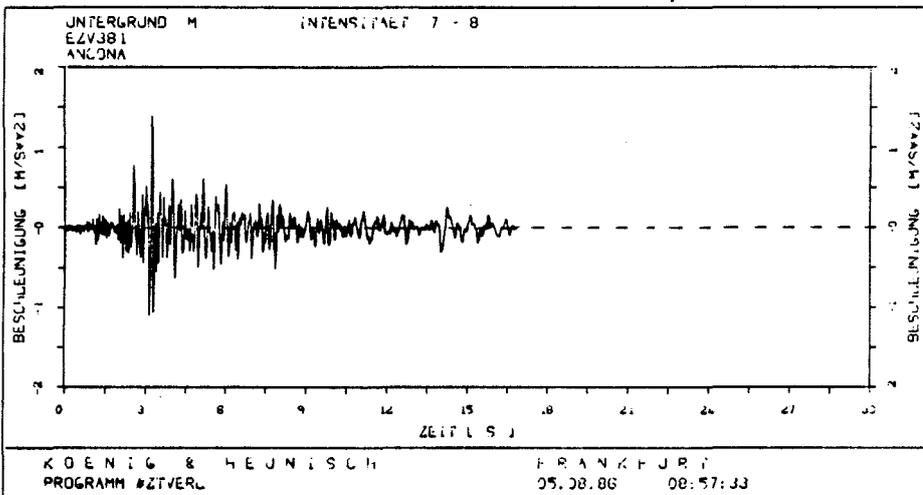
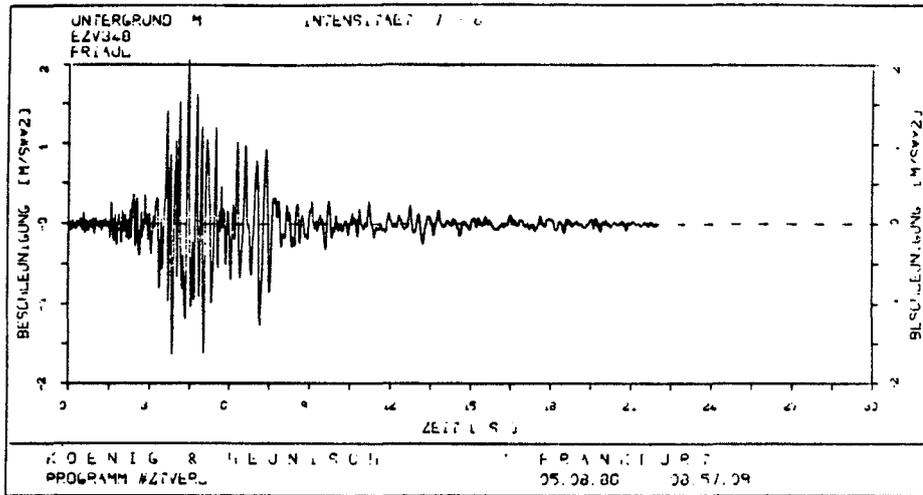


Bild 4.15 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
 klasse M und Intensität I = VII - VIII

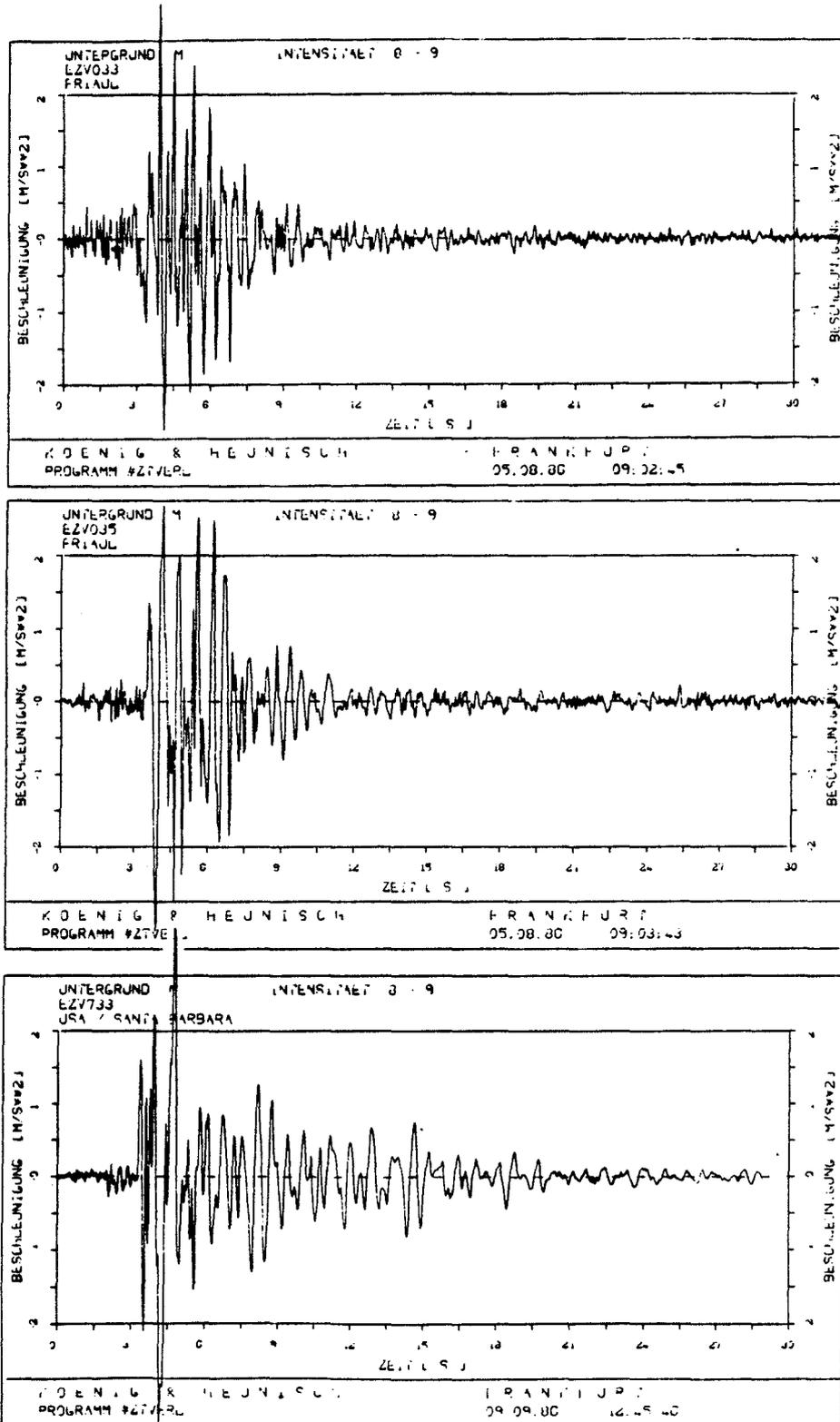


Bild 4.16 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
 klasse M und Intensität I = VIII - IX

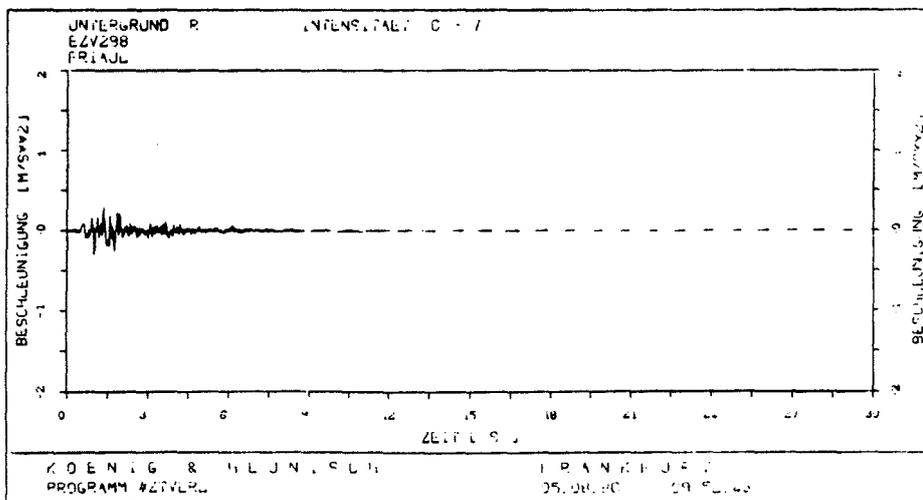
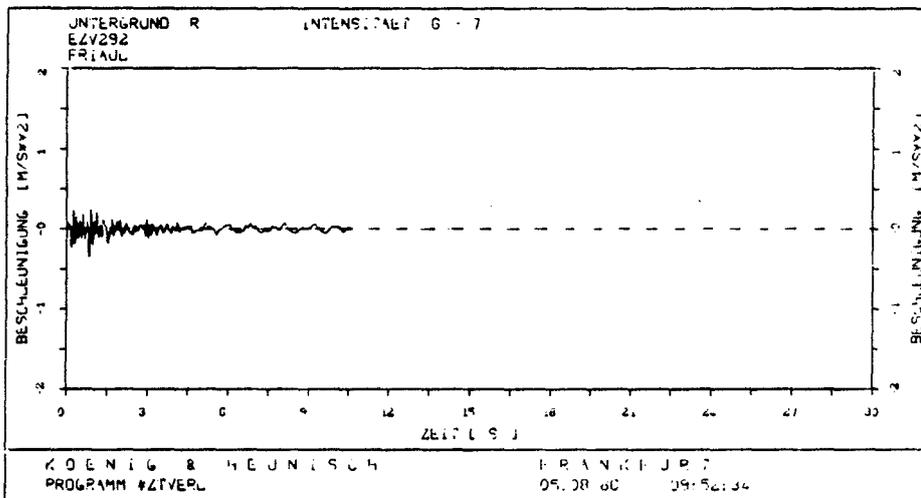
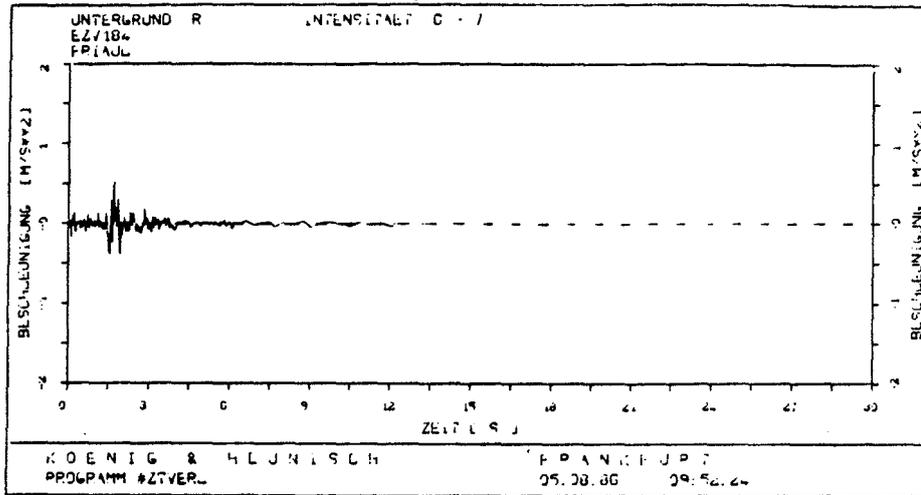


Bild 4.17 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
klasse R und Intensität VI - VII

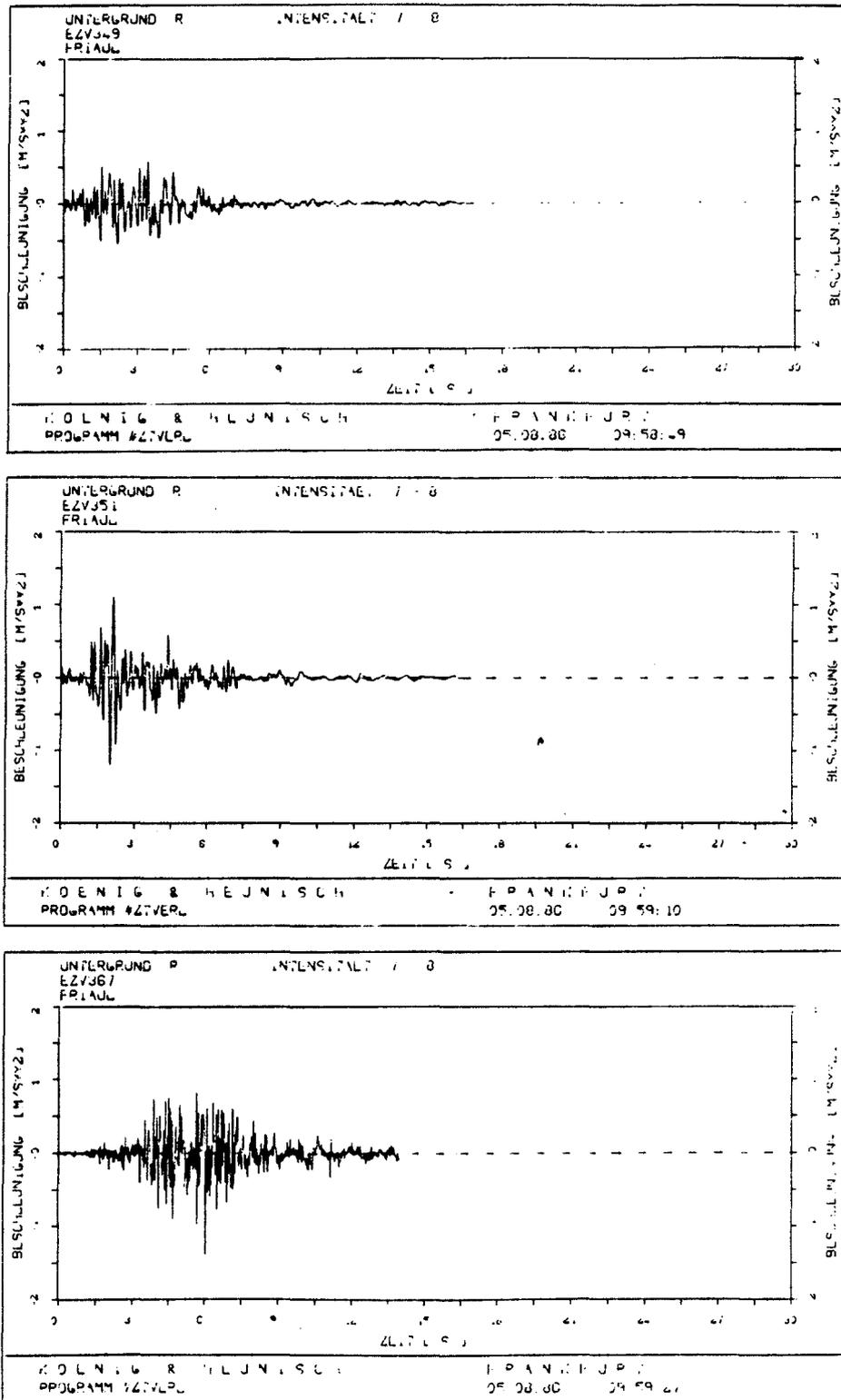


Bild 4.18 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
 klasse R und Intensität VII - VIII

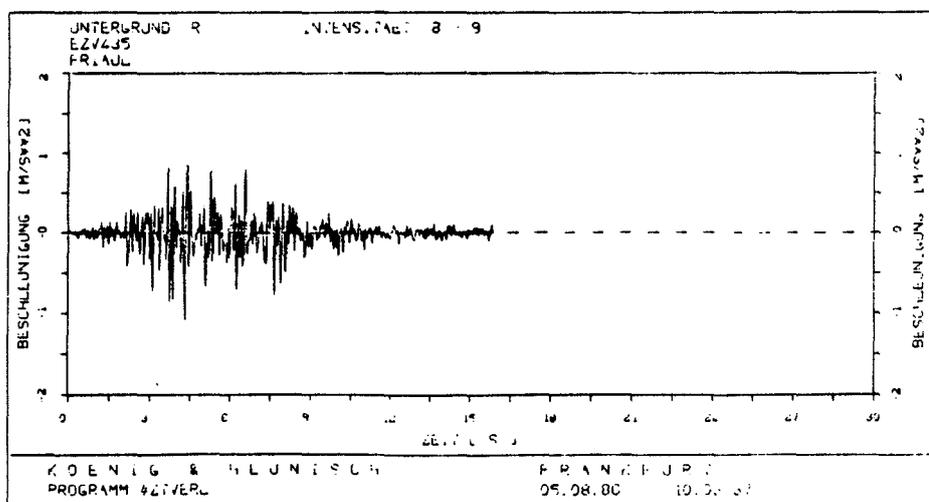
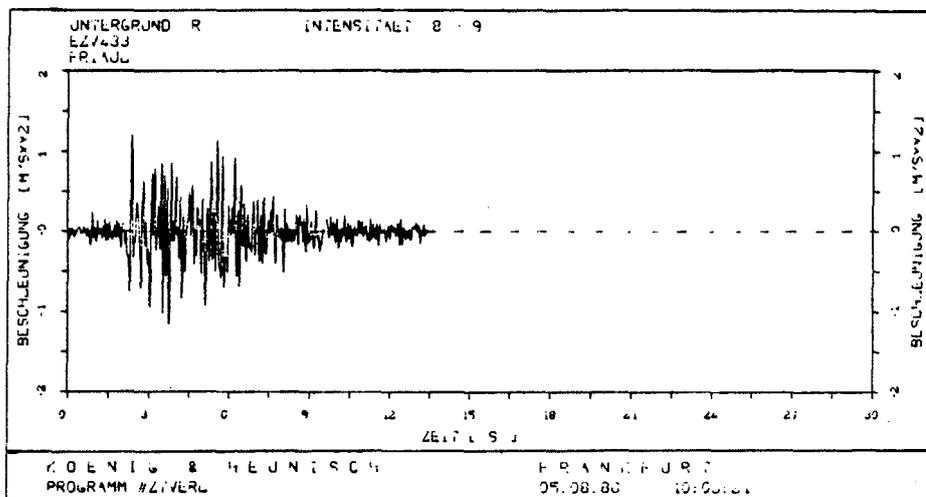
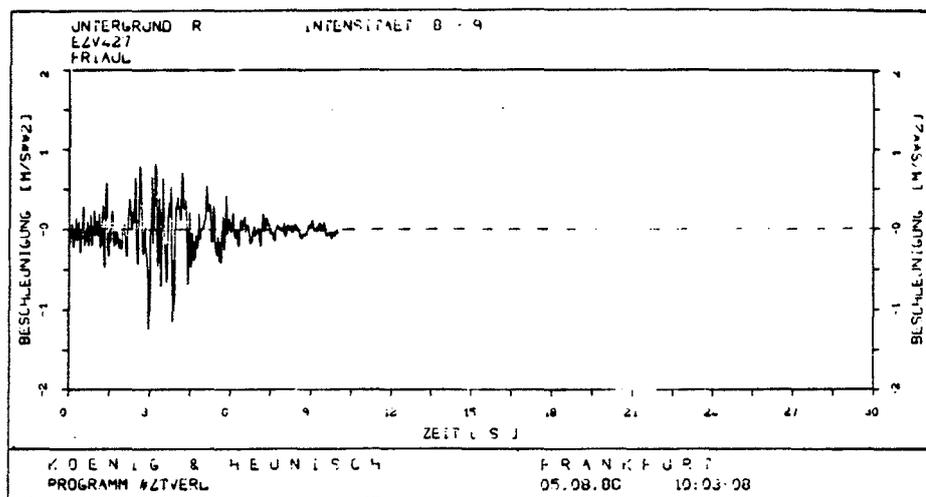


Bild 4.19 Ausgewählte Bemessungs-Zeitverläufe für Untergrund-
klasse R und Intensität VIII - IX

4.4 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen

Wie bereits in Abschnitt 4.1 erläutert, werden nach dem Stand der Technik vorwiegend künstlich generierte Zeitverläufe verwendet. Es ist in den Regelungen jedoch nicht ausgeschlossen, auch natürliche Zeitverläufe zu verwenden; diese können der Amplitude modifiziert werden, um eine vorgeschriebene Maximalbeschleunigung zu erreichen. Ein solches Vorgehen ist beispielsweise in Japan für die Erdbebenauslegung von Kernkraftwerken üblich. 

Die Diskrepanz zwischen der zur Zeit in Regeln und Empfehlungen angegebenen Starkbebendauern und den tatsächlich in Gebieten geringer bis mittlerer seismischer Aktivität zu erwartenden Werte wurden bereits in Abschnitt 4.2 erwähnt. Hierauf wurde auch in dem oben zitierten Beitrag /3.24/ zur Beratung von EUROCODE 8 hingewiesen (vgl. Anhang A.II.3).

ANHANG II

A.II.1 LITERATUR

- /3.1/ Hosser, D., H.-H. Klein et al.: Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko. Abschlußbericht im Auftrag des Instituts für Bautechnik, Frankfurt/Main, Dezember 1983
- /3.2/ CNEN - Proceedings of the Specialist Meeting on the 1975 Friaul Earthquake and the Antiseismic Design of Nuclear Installations, Rom, 1978
- /3.3/ Trifunac, M.D. and A.G. Brady: On the Correlation of Seismic Intensity Scales with the Peaks of Recorded Strong Ground Motion. Bull. Seismol. Soc. Am. 65 (1975), 139-162
- /3.4/ Schreiben von CEA, Paris, vom 18.11.1982
- /3.5/ Schneider, G. und J. Wieck: Veröffentlichungen in "Mitteilungen des Institutes für Bautechnik", Heft 2/79, 1/80 und 2/81
- /3.6/ Beschreibung der transienten Tragwerksbelastung aus Erdbebenwellen als Zufallsprozeß. Dissertation Scherer, München 1984
- /3.7/ Favier, E. et al.: Etude des repliques due seisme du 10 octobre 1980 a El Asnam (Algerie). Rapport Preliminaire. Commissariat a l'Energie Atomique, Rapport DSN No. 453
- /3.8/ Int. Conference on Recent Advances in Geotechnica (Earthquake Engineering and Soil Dynamics, University of Missouri 1981)
- /3.9/ Das Erdbeben in Südtalien vom 23. November 1980, Schweizer Ingenieur und Architekt 8/81

- /3.10/ Earthquake in Campania-Basilicata, Italy, November 23, 1980 A Reconnaissance Report. National Research and Earthquake Engineering Research Institute
- /3.11/ EERI: Earthquake in Campania-Basilicata, Italy, November 23, 1980. Architectural and Planning Aspects, July 1981
- /3.12/ Fifth European Conference on Earthquake Engineering Istanbul 1975. Trends in Engineering Seismology in Europe. N.N. Ambraseys, England
- /3.13/ Kraftwerk Union; Die Korinth-Erdbeben vom Februar 1981. Dokumentation, 1982
- /3.14/ S.K.Singh, R.J.Apsel, J.Fried and J.N.Brune: Spectral Attenuation of SH-Waves along the Imperial Fault. Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 72, No. 6, Dez. 1982
- /3.15/ Stewart W.Smith, John E.Ehrenberg and E.Norman Hernandez: Analysis of the El Centro Differential Array for the 1979 IMPERIAL VALLEY Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America Vol.72, No.1, Febr. 1982
- /3.16/ R.L.Paccella, R.B.Matthiesen: Open-File Report 74.1654 Preliminary Summary of the U.S. Geological Survey
- /3.17/ R.K.Miller: The Santa Barbara Earthquake of 13. August, 1978. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.7 (1979)
- /3.18/ R.A.Philbrick, G.N.Owen: Santa Barbara Earthquake of August 13, 1978
- /3.19/ Hosser,D. et al.: Erdbebenrisiko durch Bauteilversagen. Beitrag von König und Heunisch zur Deutschen Risikostudie Kernkraftwerke, Phase B, Frankfurt/Main, Januar 1985

- /3.20/ DIN 4149 - Bauten in deutschen Erdbebengebieten; Teil 1: Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. Fassung 4.81
- /3.21/ EUROCODE Nr. 8 - European Code for Structures in Seismic Regions. Draft September 1982
- /3.22/ ISO/TC 98/WG 1: Design Seismic Actions on Structures. Fifth Draft, September 1982
- /3.23/ Comite Euro-International du Beton (CEB): Model Code for Seismic Design of Concrete Structures. Final Draft (October 1983). CEB-Bulletin No. 160
- /3.24/ Hosser, D.: Realistische seismische Lastannahmen am Beispiel Deutschland. Beitrag zur Vortragsveranstaltung des Innenministeriums Baden-Württemberg zum Entwurf von EC 8, Stuttgart, 15. April 1985
- /4.1/ Trifunac, M.D. and A.G. Brady: A Study of the Duration of Strong Earthquake Ground Motions. Bull. Seism. Soc. Am., 65 (1975) 581 - 626

A.II.2 LISTE DER ERDBEBENZEITVERLÄUFE

NR./STANDORT		/EPD/MAG/INT/S/
001 TOLMEZZO1		26 4.5 5.2 M
002 TOLMEZZO1	S	26 4.5 5.2 M
003 TOLMEZZO1		26 4.5 5.2 M
004 ASIAGO		148 6.5 5.8 R
005 ASIAGO	S	148 6.5 5.8 R
006 ASIAGO		148 6.5 5.8 R
007 BARCIS		54 6.5 7.3 M
008 BARCIS	S	54 6.5 7.3 M
009 BARCIS		54 6.5 7.3 M
010 CASTELFRANCO		129 6.5 6.0 A
011 CASTELFRANCO	S	129 6.5 6.0 A
012 CASTELFRANCO		129 6.5 6.0 A
013 CODROIPO		34 6.5 7.9 A
014 CODROIPO	S	34 6.5 7.9 A
015 CODROIPO		34 6.5 7.9 A
016 CODROIPO	S	48 6.5 7.4 A
017 CONEGLIANO		90 6.5 6.6 A
018 CONEGLIANO	S	90 6.5 6.6 A
019 CONEGLIANO		90 6.5 6.6 A
020 CORTINA		90 6.5 6.6 R
021 CORTINA	S	90 6.5 6.6 R
022 CORTINA		90 6.5 6.6 R
023 FELTRE		110 6.5 6.3 M
024 FELTRE	S	110 6.5 6.3 M
025 FELTRE		110 6.5 6.3 M
026 MALCESINE		187 6.5 5.5 M
027 MALCESINE	S	187 6.5 5.5 M
028 MALCESINE		187 6.5 5.5 M
029 MONSELICE		171 6.5 5.6 M
030 MONSELICE	S	171 6.5 5.6 M
031 MONSELICE	S	171 6.5 5.6 M
032 MONSELICE		171 6.5 5.6 M
033 TOLMEZZO1		23 6.5 8.4 M
034 TOLMEZZO1	S	23 6.5 8.4 M
035 TOLMEZZO1		23 6.5 8.4 M
036 TREGNAGO		188 6.5 5.5 M
037 TREGNAGO	S	188 6.5 5.5 M
038 TREGNAGO		188 6.5 5.5 M
039 TOLMEZZO1		28 4.9 5.0 M
040 TOLMEZZO1	S	28 4.9 5.0 M
041 TOLMEZZO1		28 4.9 5.0 M
042 TOLMEZZO1		34 4.3 5.6 M
043 TOLMEZZO1	S	34 4.3 5.6 M
044 TOLMEZZO1		34 4.3 5.6 M
045 TOLMEZZO1		24 4.5 4.8 M
046 TOLMEZZO1	S	24 4.5 4.8 M
047 TOLMEZZO1	S	24 4.5 4.8 M
048 TOLMEZZO1		24 4.5 4.8 M
049 FORGARIA-CORNINO		28 5.5 5.9 M
050 FORGARIA-CORNINO	S	28 5.5 5.9 M
051 FORGARIA-CORNINO		28 5.5 5.9 M
052 MAIANO		21 5.5 6.3 M
053 MAIANO	S	21 5.5 6.3 M
054 MAIANO		21 5.5 6.3 M

055	TOLMEZZO1		32	5.5	5.8	M
056	TOLMEZZO1	S	32	5.5	5.8	M
057	TOLMEZZO1		32	5.5	5.8	M
058	FORGARIA-CORNINO		11	4.7	5.4	M
059	FORGARIA-CORNINO	S	11	4.7	5.4	M
060	FORGARIA-CORNINO		11	4.7	5.4	M
061	FORGARIA-CORNINO	S	11	4.7	5.4	M
062	MAIANO		11	4.7	5.4	M
063	MAIANO	S	11	4.7	5.4	M
064	MAIANO		11	4.7	5.4	M
065	FORGARIA-CORNINO		8	5.3	7.4	M
066	FORGARIA-CORNINO	S	8	5.3	7.4	M
067	FORGARIA-CORNINO		8	5.3	7.4	M
068	MAIANO		11	5.3	7.0	M
069	MAIANO	S	11	5.3	7.0	M
070	MAIANO		11	5.3	7.0	M
071	TARCENTO		16	5.3	6.6	R
072	TARCENTO	S	16	5.3	6.6	R
073	TARCENTO		16	5.3	6.6	R
074	TOLMEZZO2		17	5.3	6.5	M
075	TOLMEZZO2	S	17	5.3	6.5	M
076	TOLMEZZO2	S	17	5.3	6.5	M
077	TOLMEZZO2		17	5.3	6.5	M
078	TOLMEZZO1		17	5.3	6.5	M
079	TOLMEZZO1	S	17	5.3	6.5	M
080	TOLMEZZO1		17	5.3	6.5	M
081	FORGARIA-CORNINO		10	4.3	5.5	M
082	FORGARIA-CORNINO	S	10	4.3	5.5	M
083	FORGARIA-CORNINO		10	4.3	5.5	M
084	TARCENTO		17	4.3	4.8	R
085	TARCENTO	S	17	4.3	4.8	R
086	TARCENTO		17	4.3	4.8	R
087	TOLMEZZO1		23	4.3	4.4	M
088	TOLMEZZO1	S	23	4.3	4.4	M
089	TOLMEZZO1		23	4.3	4.4	M
090	FORGARIA-CORNINO		24	4.2	4.9	M
091	FORGARIA-CORNINO	S	24	4.2	4.9	M
092	FORGARIA-CORNINO	S	24	4.2	4.9	M
093	FORGARIA-CORNINO		24	4.2	4.9	M
094	FORGARIA-CORNINO		9	4.3	5.1	M
095	FORGARIA-CORNINO	S	9	4.3	5.1	M
096	FORGARIA-CORNINO		9	4.3	5.1	M
097	S.ROCCO		8	4.3	5.2	R
098	S.ROCCO	S	8	4.3	5.2	R
099	S.ROCCO		8	4.3	5.2	R
100	FORGARIA-CORNINO	S	5	3.7	3.6	M
101	FORGARIA-CORNINO	S	5	3.7	3.6	M
102	FORGARIA-CORNINO	S	5	3.7	3.6	M
103	FORGARIA-CORNINO	S	20	3.4-2.1	M	
104	FORGARIA-CORNINO	S	20	3.4-2.1	M	
105	FORGARIA-CORNINO	S	20	3.4-2.1	M	
106	FORGARIA-CORNINO	S	20	3.4-2.1	M	
107	FORGARIA-CORNINO		9	4.2	2.6	M
108	FORGARIA-CORNINO	S	9	4.2	2.6	M
109	FORGARIA-CORNINO		9	4.2	2.6	M
110	TOLMEZZO2		20	4.2	1.6	M

111	TOLMEZZO2	S	20	4.2	1.6	M
112	TOLMEZZO2		20	4.2	1.6	M
113	TOLMEZZO1		20	4.2	1.6	M
114	TOLMEZZO1	S	20	4.2	1.6	M
115	TOLMEZZO1		20	4.2	1.6	M
116	SOMPLAGO USCITA		20	4.2	1.6	R
117	SOMPLAGO USCITA	S	20	4.2	1.6	R
118	SOMPLAGO USCITA		20	4.2	1.6	R
119	FORGARIA-CORNINO		27	4.5	5.5	M
120	FORGARIA-CORNINO	S	27	4.5	5.5	M
121	FORGARIA-CORNINO	S	27	4.5	5.5	M
122	FORGARIA-CORNINO		27	4.5	5.5	M
123	MAIANO PIANO	S	26	4.5	5.6	M
124	MAIANO PIANO	S	26	4.5	5.6	M
125	MAIANO PIANO	S	26	4.5	5.6	M
126	MAIANO ASC	S	26	4.5	5.6	M
127	MAIANO ASC	S	26	4.5	5.6	M
128	MAIANO ASC	S	26	4.5	5.6	M
129	FORGARIA-CORNINO		13	4.2	5.4	M
130	FORGARIA-CORNINO	S	13	4.2	5.4	M
131	FORGARIA-CORNINO		13	4.2	5.4	M
132	TOLMEZZO2		18	4.2	5.0	M
133	TOLMEZZO2	S	18	4.2	5.0	M
134	TOLMEZZO2		18	4.2	5.0	M
135	TOLMEZZO1		18	4.2	5.0	M
136	TOLMEZZO1	S	18	4.2	5.0	M
137	TOLMEZZO1	S	18	4.2	5.0	M
138	TOLMEZZO1		18	4.2	5.0	M
139	MAIANO ASC	S	14	4.2	5.4	M
140	MAIANO ASC	S	14	4.2	5.4	M
141	MAIANO ASC	S	14	4.2	5.4	M
142	MAIANO PIANO	S	14	4.2	5.4	M
143	MAIANO PIANO	S	14	4.2	5.4	M
144	MAIANO PIANO	S	14	4.2	5.4	M
145	MAIANO PRATO		14	4.2	5.4	M
146	MAIANO PRATO	S	14	4.2	5.4	M
147	MAIANO PRATO		14	4.2	5.4	M
148	SOMPLAGO USCITA		16	4.2	5.2	R
149	SOMPLAGO USCITA	S	16	4.2	5.2	R
150	SOMPLAGO USCITA	S	16	4.2	5.2	R
151	SOMPLAGO USCITA		16	4.2	5.2	R
152	FORGARIA-CORNINO	S	15	3.3	3.7	M
153	FORGARIA-CORNINO	S	15	3.3	3.7	M
154	FORGARIA-CORNINO	S	15	3.3	3.7	M
155	FORGARIA-CORNINO		18	4.4	6.0	M
156	FORGARIA-CORNINO	S	18	4.4	6.0	M
157	FORGARIA-CORNINO		18	4.4	6.0	M
158	S.ROCCO		14	4.2	5.3	R
159	S.ROCCO	S	14	4.2	5.3	R
160	S.ROCCO		14	4.2	5.3	R
161	TOLMEZZO2		24	4.4	5.6	M
162	TOLMEZZO2	S	24	4.4	5.6	M
163	TOLMEZZO2		24	4.4	5.6	M
164	TOLMEZZO1		24	4.4	5.6	M
165	TOLMEZZO1	S	24	4.4	5.6	M
166	TOLMEZZO1	S	24	4.4	5.6	M

167	TOLMEZZO1		24	4.4	5.6	M
168	MAIANO ASC	S	19	4.4	5.9	M
169	MAIANO ASC	S	19	4.4	5.9	M
170	MAIANO ASC	S	19	4.4	5.9	M
171	MAIANO PIANO	S	19	4.4	5.9	M
172	MAIANO PIANO	S	19	4.4	5.9	M
173	MAIANO PIANO	S	19	4.4	5.9	M
174	MAIANO PRATO		19	4.4	5.9	M
175	MAIANO PRATO	S	19	4.4	5.9	M
176	MAIANO PRATO		19	4.4	5.9	M
177	SOMPLAGO USCITA		22	4.4	5.7	R
178	SOMPLAGO USCITA	S	22	4.4	5.7	R
179	SOMPLAGO USCITA		22	4.4	5.7	R
180	FORGARIA-CORNINO		19	4.4	2.6	M
181	FORGARIA-CORNINO	S	19	4.4	2.6	M
182	FORGARIA-CORNINO	S	19	4.4	2.6	M
183	FORGARIA-CORNINO		19	4.4	2.6	M
184	S.ROCCO		18	4.4	6.0	R
185	S.ROCCO	S	18	4.4	6.0	R
186	S.ROCCO		18	4.4	6.0	R
187	TOLMEZZO2		33	4.4	1.9	M
188	TOLMEZZO2	S	33	4.4	1.9	M
189	TOLMEZZO2		33	4.4	1.9	M
190	TOLMEZZO1		33	4.4	1.9	M
191	TOLMEZZO1	S	33	4.4	1.9	M
192	TOLMEZZO1		33	4.4	1.9	M
193	MAIANO ASC	S	22	4.4	2.4	M
194	MAIANO ASC	S	22	4.4	2.4	M
195	MAIANO ASC	S	22	4.4	2.4	M
196	MAIANO PIANO	S	22	4.4	2.4	M
197	MAIANO PIANO	S	22	4.4	2.4	M
198	MAIANO PIANO	S	22	4.4	2.4	M
199	MAIANO PRATO		22	4.4	2.4	M
200	MAIANO PRATO	S	22	4.4	2.4	M
201	MAIANO PRATO		22	4.4	2.4	M
202	SOMPLAGO PIANO		32	4.4	1.9	R
203	SOMPLAGO PIANO	S	32	4.4	1.9	R
204	SOMPLAGO PIANO		32	4.4	1.9	R
205	SOMPLAGO USCITA		32	4.4	1.9	R
206	SOMPLAGO USCITA	S	32	4.4	1.9	R
207	SOMPLAGO USCITA		32	4.4	1.9	R
208	TOLMEZZO2		24	4.3	5.5	M
209	TOLMEZZO2	S	24	4.3	5.5	M
210	TOLMEZZO2		24	4.3	5.5	M
211	TOLMEZZO2	S	24	4.3	5.5	M
212	TOLMEZZO1		24	4.3	5.5	M
213	TOLMEZZO1	S	24	4.3	5.5	M
214	TOLMEZZO1		24	4.3	5.5	M
215	MAIANO ASC	S	18	4.3	5.9	M
216	MAIANO ASC	S	18	4.3	5.9	M
217	MAIANO ASC	S	18	4.3	5.9	M
218	MAIANO PIANO	S	18	4.3	5.9	M
219	MAIANO PIANO	S	18	4.3	5.9	M
220	MAIANO PIANO	S	18	4.3	5.9	M
221	MAIANO PRATO		18	4.3	5.9	M
222	MAIANO PRATO	S	18	4.3	5.9	M

223	MAIANO PRATO		18	4.3	5.9	M
224	SOMPLAGO PIANO		20	4.3	5.8	R
225	SOMPLAGO PIANO	S	20	4.3	5.8	R
226	SOMPLAGO PIANO	S	20	4.3	5.8	R
227	SOMPLAGO PIANO		20	4.3	5.8	R
228	SOMPLAGO USCITA		20	4.3	5.8	R
229	SOMPLAGO USCITA	S	20	4.3	5.8	R
230	SOMPLAGO USCITA		20	4.3	5.8	R
231	TARCENTO		19	4.1	5.7	R
232	TARCENTO	S	19	4.1	5.7	R
233	TARCENTO		19	4.1	5.7	R
234	MAIANO ASC	S	24	4.1	5.5	M
235	MAIANO ASC	S	24	4.1	5.5	M
236	MAIANO ASC	S	24	4.1	5.5	M
237	MAIANO PIANO	S	24	4.1	5.5	M
238	MAIANO PIANO	S	24	4.1	5.5	M
239	MAIANO PIANO	S	24	4.1	5.5	M
240	MAIANO PRATO		24	4.1	5.5	M
241	MAIANO PRATO	S	24	4.1	5.5	M
242	MAIANO PRATO	S	24	4.1	5.5	M
243	MAIANO PRATO		24	4.1	5.5	M
244	SOMPLAGO USCITA		20	4.1	5.7	R
245	SOMPLAGO USCITA	S	20	4.1	5.7	R
246	SOMPLAGO USCITA		20	4.1	5.7	R
247	SOMPLAGO QUOTA		20	4.1	5.7	R
248	SOMPLAGO QUOTA	S	20	4.1	5.7	R
249	SOMPLAGO QUOTA		20	4.1	5.7	R
250	TARCENTO	S	5	3.8	3.4	R
251	TARCENTO	S	5	3.8	3.4	R
252	TARCENTO	S	5	3.8	3.4	R
253	FORGARIA-CORNINO		3	4.0	4.0	M
254	FORGARIA-CORNINO	S	3	4.0	4.0	M
255	FORGARIA-CORNINO	S	3	4.0	4.0	M
256	FORGARIA-CORNINO		3	4.0	4.0	M
257	SOMPLAGO USCITA		12	4.0	2.2	R
258	SOMPLAGO USCITA	S	12	4.0	2.2	R
259	SOMPLAGO USCITA		12	4.0	2.2	R
260	BUIA		6	4.0	3.1	A
261	BUIA	S	6	4.0	3.1	A
262	BUIA		6	4.0	3.1	A
263	FORGARIA-CORNINO		5	4.4	5.4	M
264	FORGARIA-CORNINO	S	5	4.4	5.4	M
265	FORGARIA-CORNINO		5	4.4	5.4	M
266	TOLMEZZO2		20	4.4	3.6	M
267	TOLMEZZO2	S	20	4.4	3.6	M
268	TOLMEZZO2		20	4.4	3.6	M
269	TOLMEZZO1		20	4.4	3.6	M
270	TOLMEZZO1	S	20	4.4	3.6	M
271	TOLMEZZO1	S	20	4.4	3.6	M
272	TOLMEZZO1		20	4.4	3.6	M
273	MAIANO PRATO		7	4.4	5.0	M
274	MAIANO PRATO	S	7	4.4	5.0	M
275	MAIANO PRATO		7	4.4	5.0	M
276	MAIANO PIANO	S	7	4.4	5.0	M
277	MAIANO PIANO	S	7	4.4	5.0	M
278	MAIANO PIANO	S	7	4.4	5.0	M

279	MAIANO ASC	S	7	4.4	5.0	M
280	MAIANO ASC	S	7	4.4	5.0	M
281	MAIANO ASC	S	7	4.4	5.0	M
282	SOMPLAGO USCITA		15	4.4	4.0	R
283	SOMPLAGO USCITA	S	15	4.4	4.0	R
284	SOMPLAGO USCITA		15	4.4	4.0	R
285	SOMPLAGO GALLERIA		15	4.4	4.0	R
286	SOMPLAGO GALLERIA	S	15	4.4	4.0	R
287	SOMPLAGO GALLERIA	S	15	4.4	4.0	R
288	SOMPLAGO GALLERIA		15	4.4	4.0	R
289	FORGARIA-CORNINO		22	5.5	6.4	M
290	FORGARIA-CORNINO	S	22	5.5	6.4	M
291	FORGARIA-CORNINO		22	5.5	6.4	M
292	S.ROCCO		22	5.5	6.4	R
293	S.ROCCO	S	22	5.5	6.4	R
294	S.ROCCO		22	5.5	6.4	R
295	TARCENTO		13	5.5	7.1	R
296	TARCENTO	S	13	5.5	7.1	R
297	TARCENTO		13	5.5	7.1	R
298	SOMPLAGO QUOTA		14	5.5	7.0	R
299	SOMPLAGO QUOTA	S	14	5.5	7.0	R
300	SOMPLAGO QUOTA	S	14	5.5	7.0	R
301	SOMPLAGO QUOTA		14	5.5	7.0	R
302	BUIA		14	5.5	7.0	A
303	BUIA	S	14	5.5	7.0	A
304	BUIA		14	5.5	7.0	A
305	BARCIS		51	5.9	7.2	M
306	BARCIS	S	51	5.9	7.2	M
307	BARCIS		51	5.9	7.2	M
308	CODROIPO		45	5.9	7.4	A
309	CODROIPO	S	45	5.9	7.4	A
310	CODROIPO		45	5.9	7.4	A
311	CONEGLIANO		84	5.9	6.5	A
312	CONEGLIANO	S	84	5.9	6.5	A
313	CONEGLIANO		84	5.9	6.5	A
314	FORGARIA-CORNINO		26	5.9	8.1	M
315	FORGARIA-CORNINO	S	26	5.9	8.1	M
316	FORGARIA-CORNINO	S	26	5.9	8.1	M
317	FORGARIA-CORNINO		26	5.9	8.1	M
318	S.ROCCO		26	5.9	8.1	R
319	S.ROCCO	S	26	5.9	8.1	R
320	S.ROCCO		26	5.9	8.1	R
321	TREGNAGO		182	5.9	5.4	M
322	TREGNAGO	S	182	5.9	5.4	M
323	TREGNAGO		182	5.9	5.4	M
324	SOMPLAGO QUOTA	S	22	5.9	8.3	R
325	SOMPLAGO QUOTA	S	22	5.9	8.3	R
326	SOMPLAGO QUOTA	S	22	5.9	8.3	R
327	BUIA		23	5.9	8.3	A
328	BUIA	S	23	5.9	8.3	A
329	BUIA		23	5.9	8.3	A
330	FORGARIA-CORNINO		17	4.4	5.3	M
331	FORGARIA-CORNINO	S	17	4.4	5.3	M
332	FORGARIA-CORNINO	S	17	4.4	5.3	M
333	FORGARIA-CORNINO		17	4.4	5.3	M
334	SOMPLAGO QUOTA		13	4.4	5.6	R

335	SOMPLAGO QUOTA	S	13	4.4	5.6	R
336	SOMPLAGO QUOTA		13	4.4	5.6	R
337	BUIA		13	4.4	5.6	A
338	BUIA	S	13	4.4	5.6	A
339	BUIA		13	4.4	5.6	A
340	CODROIPO		42	6.1	6.6	A
341	CODROIPO	S	42	6.1	6.6	A
342	CODROIPO		42	6.1	6.6	A
343	CONEGLIANO		82	6.1	5.7	A
344	CONEGLIANO	S	82	6.1	5.7	A
345	CONEGLIANO		82	6.1	5.7	A
346	FORGARIA-CORNINO		19	6.1	7.6	M
347	FORGARIA-CORNINO	S	19	6.1	7.6	M
348	FORGARIA-CORNINO		19	6.1	7.6	M
349	S.ROCCO		19	6.1	7.6	R
350	S.ROCCO	S	19	6.1	7.6	R
351	S.ROCCO		19	6.1	7.6	R
352	TREGNAGO		181	6.1	4.5	M
353	TREGNAGO	S	181	6.1	4.5	M
354	TREGNAGO		181	6.1	4.5	M
355	BUIA		15	6.1	7.9	A
356	BUIA	S	15	6.1	7.9	A
357	BUIA		15	6.1	7.9	A
358	FORGARIA-CORNINO		22	4.5	6.2	M
359	FORGARIA-CORNINO	S	22	4.5	6.2	M
360	FORGARIA-CORNINO		22	4.5	6.2	M
361	FORGARIA-CORNINO	S	22	4.5	6.2	M
362	SOMPLAGO QUOTA		19	4.5	6.4	R
363	MOLINIS		22	5.9	7.5	R
364	MOLINIS		22	5.9	7.5	R
365	MOLINIS	S	22	5.9	7.5	R
366	MOLINIS		14	6.1	7.5	R
367	MOLINIS		14	6.1	7.5	R
368	MOLINIS	S	14	6.1	7.5	R
369	MOLINIS		21	6.0	7.5	R
370	MOLINIS		21	6.0	7.5	R
371	MOLINIS	S	21	6.0	7.5	R
372	CORNINO		20	6.1	7.5	M
373	CORNINO		20	6.1	7.5	M
374	CORNINO	S	20	6.1	7.5	M
375	PALOMBINA		6	3.9	5.8	M
376	PALOMBINA	S	6	3.9	5.8	M
377	PALOMBINA		6	3.9	5.8	M
378	PALOMBINA		6	3.7	5.5	M
379	PALOMBINA	S	6	3.7	5.5	M
380	PALOMBINA		6	3.7	5.5	M
381	PALOMBINA		7	4.7	7.0	M
382	PALOMBINA	S	7	4.7	7.0	M
383	PALOMBINA		7	4.7	7.0	M
384	ROCCA		6	4.7	7.0	R
385	ROCCA	S	6	4.7	7.0	R
386	ROCCA		6	4.7	7.0	R
387	PALOMBINA		20	4.0	0.0	M
388	PALOMBINA	S	20	4.0	0.0	M
389	PALOMBINA		20	4.0	0.0	M
390	PALOMBINA	S	20	4.0	0.0	M

391	PALOMBINA		7	4.5	7.0	M
392	PALOMBINA	S	7	4.5	7.0	M
393	PALOMBINA		7	4.5	7.0	M
394	ROCCA		4	4.5	7.0	R
395	ROCCA	S	4	4.5	7.0	R
396	ROCCA		4	4.5	7.0	R
397	PALOMBINA		5	3.5	5.0	M
398	PALOMBINA	S	5	3.5	5.0	M
399	PALOMBINA		5	3.5	5.0	M
400	ROCCA		4	4.0	7.0	R
401	ROCCA	S	4	4.0	7.0	R
402	ROCCA		4	4.0	7.0	R
403	BUIA		19	4.5	6.4	A
404	BUIA	S	19	4.5	6.4	A
405	BUIA		19	4.5	6.4	A
406	SOMPLAGO QUOTA		9	4.4	5.5	R
407	SOMPLAGO QUOTA	S	9	4.4	5.5	R
408	SOMPLAGO QUOTA		9	4.4	5.5	R
409	BARCIS		44	6.0	7.2	M
410	BARCIS	S	44	6.0	7.2	M
411	BARCIS		44	6.0	7.2	M
412	CODROIPO		44	6.0	7.2	A
413	CODROIPO	S	44	6.0	7.2	A
414	CODROIPO		44	6.0	7.2	A
415	CONEGLIANO		81	6.0	6.4	A
416	CONEGLIANO	S	81	6.0	6.4	A
417	CONEGLIANO		81	6.0	6.4	A
418	CORTINA		80	6.0	6.4	R
419	CORTINA	S	80	6.0	6.4	R
420	CORTINA		80	6.0	6.4	R
421	FELTRE		100	6.0	6.1	M
422	FELTRE	S	100	6.0	6.1	M
423	FELTRE		100	6.0	6.1	M
424	FORGARIA-CORNINO		20	6.0	8.3	M
425	FORGARIA-CORNINO	S	20	6.0	8.3	M
426	FORGARIA-CORNINO		20	6.0	8.3	M
427	S.ROCCO		20	6.0	8.3	R
428	S.ROCCO	S	20	6.0	8.3	R
429	S.ROCCO		20	6.0	8.3	R
430	MALCESINE		185	6.0	5.2	M
431	MALCESINE	S	185	6.0	5.2	M
432	MALCESINE		185	6.0	5.2	M
433	TARCENTO		20	6.0	8.3	R
434	TARCENTO	S	20	6.0	8.3	R
435	TARCENTO		20	6.0	8.3	R
436	TREGNAGO		178	6.0	5.3	M
437	TREGNAGO	S	178	6.0	5.3	M
438	TREGNAGO		178	6.0	5.3	M
439	BUIA		18	6.0	8.4	A
440	BUIA	S	18	6.0	8.4	A
441	BUIA		18	6.0	8.4	A
442	TOLMEZZO	S	15	3.4	3.5	M
443	TOLMEZZO	S	15	3.4	3.5	M
444	TOLMEZZO	S	15	3.4	3.5	M
445	FORGARIA-CORNINO		14	4.2	4.6	M
446	FORGARIA-CORNINO	S	14	4.2	4.6	M

447	FORGARIA-CORNINO	14	4.2	4.6	M
448	FORGARIA-CORNINO S	14	0.0	0.0	
449	FORGARIA-CORNINO S	14	0.0	0.0	
450	FORGARIA-CORNINO S	14	0.0	0.0	
451	S.ROCCO	S	14	0.0	0.0
452	S.ROCCO	S	14	0.0	0.0
453	S.ROCCO	S	14	0.0	0.0
454	MULINO	S	14	3.0	0.0
455	MULINO	S	14	3.0	0.0
456	MULINO	S	14	3.0	0.0
457	MULINO	S	14	3.0	0.0
458	MULINO	S	14	3.0	0.0
459	MULINO	S	14	3.0	0.0
460	AL TAVILLA	S	14	3.0	0.0
461	AL TAVILLA	S	14	3.0	0.0
462	AL TAVILLA	S	14	3.0	0.0
463	PANIFICIO	S	14	3.4	0.0
464	PANIFICIO	S	14	3.4	0.0
465	PANIFICIO	S	14	3.4	0.0
466	ORELLI	S	14	0.0	0.0
467	ORELLI	S	14	0.0	0.0
468	ORELLI	S	14	0.0	0.0
469	ORELLI	S	14	0.0	0.0
470	ORELLI	S	14	0.0	0.0
471	ORELLI	S	14	0.0	0.0
472	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
473	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
474	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
475	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
476	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
477	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
478	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
479	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
480	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
481	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
482	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
483	AL TAVILLA	S	14	0.0	0.0
484	ARIENZO		78	6.5	7.4 M
485	ARIENZO	S	78	6.5	7.4 M
486	ARIENZO		78	6.5	7.4 M
487	BAGNOLI-IRPINO		29	6.5	8.8 R
488	BAGNOLI-IRPINO	S	29	6.5	8.8 R
489	BAGNOLI-IRPINO		29	6.5	8.8 R
490	BRIENZA		47	6.5	8.1 A
491	BRIENZA	S	47	6.5	8.1 A
492	BRIENZA		47	6.5	8.1 A
493	MERCATO SAN SEV		49	6.5	8.1 A
494	MERCATO SAN SEV	S	49	6.5	8.1 A
495	MERCATO SAN SEV		49	6.5	8.1 A
496	STURNO		38	6.5	8.5 M
497	STURNO	S	38	6.5	8.5 M
498	STURNO		38	6.5	8.5 M
499	CALITRI	S	27	6.5	8.9 R
500	CALITRI	S	27	6.5	8.9 R
501	CALITRI	S	27	6.5	8.9 R
502	CALITRI	S	31	4.9	0.0 R

503 CALITRI	S	31	4.9	0.0	R
504 CALITRI	S	31	4.9	0.0	R
505 AULETTA		31	6.5	8.7	M
506 AULETTA	S	31	6.5	8.7	M
507 AULETTA		31	6.5	8.7	M
508 RIONERO IN VUL	S	41	6.5	8.4	M
509 RIONERO IN VUL	S	41	6.5	8.4	M
510 RIONERO IN VUL	S	41	6.5	8.4	M
511 BISACCIA	S	34	6.5	8.6	M
512 BISACCIA	S	34	6.5	8.6	M
513 BISACCIA	S	34	6.5	8.6	M
514 BENEVENTO		61	6.5	7.8	M
515 BENEVENTO	S	61	6.5	7.8	M
516 BENEVENTO		61	6.5	7.8	M
517 TORRE DEL GRECO		80	6.5	7.4	R
518 TORRE DEL GRECO	S	80	6.5	7.4	R
519 TORRE DEL GRECO		80	6.5	7.4	R
520 TORRE DEL GRECO	S	82	6.5	0.0	R
521 TORRE DEL GRECO	S	82	6.5	0.0	R
522 TORRE DEL GRECO	S	82	6.5	0.0	R
523 TRICARICO		76	6.5	7.4	M
524 TRICARICO	S	76	6.5	7.4	M
525 TRICARICO		76	6.5	7.4	M
526 GARIGLIANO		136	6.5	6.9	A
527 GARIGLIANO	S	136	6.5	6.9	A
528 GARIGLIANO		136	6.5	6.9	A
529 GARIGLIANO	S	139	6.5	0.0	A
530 GARIGLIANO	S	139	6.5	0.0	A
531 GARIGLIANO	S	139	6.5	0.0	A
532 BOVINO	S	57	6.5	7.8	M
533 BOVINO	S	57	6.5	7.8	M
534 BOVINO	S	57	6.5	7.8	M
535 SAN SEVERO		103	6.5	6.9	M
536 SAN SEVERO	S	103	6.5	6.9	M
537 SAN SEVERO		103	6.5	6.9	M
538 VIESTE		144	6.5	6.4	R
539 VIESTE	S	144	6.5	6.4	R
540 VIESTE		144	6.5	6.4	R
541 VIESTE	S	147	0.0	0.0	R
542 VIESTE	S	147	0.0	0.0	R
543 VIESTE	S	0	0.0	0.0	R
544 SANNICANDRO	S	0	0.0	0.0	
545 SANNICANDRO	S	0	0.0	0.0	
546 SANNICANDRO	S	0	0.0	0.0	
547 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
548 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
549 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
550 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
551 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
552 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
553 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
554 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
555 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
556 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
557 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	
558 S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0	

559	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
560	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
561	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
562	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
563	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
564	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
565	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
566	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
567	S.ANGELO DEI LOM	S	0	0.0	0.0
568	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
569	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
570	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
571	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
572	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
573	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
574	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
575	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
576	CONZA-PIANA	S	0	0.0	0.0
577	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
578	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
579	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
580	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
581	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
582	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
583	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
584	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
585	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
586	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
587	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
588	CONZA-BASE	S	0	0.0	0.0
589	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
590	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
591	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
592	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
593	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
594	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
595	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
596	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
597	CAIRANO 1	S	0	0.0	0.0
598	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
599	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
600	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
601	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
602	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
603	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
604	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
605	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
606	CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0
607	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
608	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
609	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
610	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
611	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
612	CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0
613	CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0
614	CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0

615 CAIRANO 4	S	0 0.0 0.0
616 CAIRANO 4	S	0 0.0 0.0
617 CAIRANO 4	S	0 0.0 0.0
618 CAIRANO 4	S	0 0.0 0.0
619 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
620 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
621 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
622 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
623 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
624 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
625 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
626 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
627 S.ANGELO DEI LOM	S	0 0.0 0.0
628 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
629 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
630 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
631 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
632 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
633 CONZA-BASE	S	0 0.0 0.0
634 CONZA-PIANA	S	0 0.0 0.0
635 CONZA-PIANA	S	0 0.0 0.0
636 CONZA-PIANA	S	0 0.0 0.0
637 CAIRANO 2	S	0 0.0 0.0
638 CAIRANO 2	S	0 0.0 0.0
639 CAIRANO 2	S	0 0.0 0.0
640 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
641 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
642 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
643 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
644 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
645 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
646 CONZA-BASE	S	0 5.0 0.0
647 CONZA-BASE	S	0 5.0 0.0
648 CONZA-BASE	S	0 5.0 0.0
649 CONZA-BASE	S	0 4.0 0.0
650 CONZA-BASE	S	0 4.0 0.0
651 CONZA-BASE	S	0 4.0 0.0
652 CALITRI	S	0 5.0 0.0
653 CALITRI	S	0 5.0 0.0
654 CALITRI	S	0 5.0 0.0
655 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
656 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
657 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
658 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
659 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
660 CONZA-VETTA	S	0 0.0 0.0
661 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
662 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
663 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
664 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
665 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
666 CAIRANO 1	S	0 0.0 0.0
667 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
668 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
669 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0
670 CAIRANO 3	S	0 0.0 0.0

671 CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0	
672 CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0	
673 CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0	
674 CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0	
675 CAIRANO 3	S	0	0.0	0.0	
676 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
677 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
678 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
679 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
680 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
681 CAIRANO 4	S	0	0.0	0.0	
682 S.ANGELO ALTO	S	0	0.0	0.0	
683 S.ANGELO ALTO	S	0	0.0	0.0	
684 S.ANGELO ALTO	S	0	0.0	0.0	
685 S.ANGELO BASE	S	0	0.0	0.0	
686 S.ANGELO BASE	S	0	0.0	0.0	
687 S.ANGELO BASE	S	0	0.0	0.0	
688 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
689 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
690 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
691 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
692 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
693 CAIRANO 2	S	0	0.0	0.0	
694 CAIRANO 2	S	0	4.1	0.0	
695 CAIRANO 2	S	0	4.1	0.0	
696 CAIRANO 2	S	0	4.1	0.0	
697 MERCATO SAN SEV	S	0	0.0	0.0	
698 MERCATO SAN SEV	S	0	0.0	0.0	
699 MERCATO SAN SEV	S	0	0.0	0.0	
700 TORRE DEL GRECO	S	0	0.0	0.0	
701 TORRE DEL GRECO	S	0	0.0	0.0	
702 TORRE DEL GRECO	S	0	0.0	0.0	
703 ARIENZO	S	0	0.0	0.0	
704 ARIENZO	S	0	0.0	0.0	
705 ARIENZO	S	0	0.0	0.0	
706 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
707 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
708 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
709 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
710 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
711 PROCISA NUOVA	S	0	0.0	0.0	
712 EL ABADIA		13	4.2	4.9	A
713 EL ABADIA		13	4.2	4.9	A
714 EL ABADIA		14	5.0	6.0	A
715 EL ABADIA		14	5.0	6.0	A
716 EL ABADIA		31	5.1	5.2	A
717 EL ABADIA		31	5.1	5.2	A
718 EL ABADIA		32	4.9	4.8	A
719 EL ABADIA		32	4.9	4.8	A
720 OULED ABBES		30	4.5	4.3	M
721 OULED ABBES		26	5.0	5.2	M
722 OULED ABBES		26	5.0	5.2	M
723 OULED ABBES		16	5.1	6.0	M
724 OULED ABBES		16	5.1	6.0	M
725 OULED ABBES		31	4.9	4.9	M
726 OULED ABBES		21	4.0	4.0	M

727 KORINTH	S	20	6.7	8.0	A
728 KORINTH		20	6.7	8.0	A
729 KORINTH		20	6.7	8.0	A
730 KORINTH	S	24	6.3	7.0	A
731 KORINTH		24	6.3	7.0	A
732 KORINTH		24	6.3	7.0	A
733 GOLETA		14	5.1	8.0	M
734 GOLETA	S	14	5.1	8.0	M
735 GOLETA		14	5.1	8.0	M
736 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
737 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
738 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
739 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
740 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
741 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
742 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
743 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
744 NORTH HALL	S	13	5.1	8.0	M
745 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
746 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
747 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
748 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
749 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
750 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
751 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
752 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
753 FREITAS BUILDING	S	6	5.1	7.0	M
754 NILAND F.F.		63	6.6	7.7	A
755 NILAND F.F.	S	63	6.6	7.7	A
756 NILAND F.F.		63	6.6	7.7	A
757 WESTMORLAND		48	6.6	8.0	A
758 WESTMORLAND	S	48	6.6	8.0	A
759 WESTMORLAND		48	6.6	8.0	A
760 EL CENTRO		25	6.6	8.5	A
761 EL CENTRO	S	25	6.6	8.5	A
762 EL CENTRO		25	6.6	8.5	A
763 WESTMORLAND		48	6.6	8.0	A
764 WESTMORLAND	S	48	6.6	8.0	A
765 WESTMORLAND		48	6.6	8.0	A
766 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
767 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
768 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
769 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
770 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
771 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
772 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
773 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
774 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
775 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
776 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
777 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
778 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
779 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
780 IMPERIAL COUNTY	S	29	6.6	0.0	A
781 MELOLAND SLAVE	S	15	6.6	8.7	A
782 MELOLAND SLAVE		15	6.6	8.7	A

783	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
784	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
785	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
786	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
787	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
788	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
789	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
790	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
791	MELOLAND	SLAVE		15	6.6	8.7	A
792	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
793	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
794	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A
795	MELOLAND	SLAVE	S	0	6.6	8.7	A

A.II.3 REALISTISCHE INGENIEURSEISMISCHE KENNDATEN AM BEISPIEL DEUTSCHLAND - STELLUNGNAHME ZU EUROCODE Nr. 8

von D. Hosser

1. EINFÜHRUNG

In Abschnitt 14 von EUROCODE 8 [1] Teil I werden allgemeine Grundsätze zur Vorgabe der Erdbebeneinwirkung für die Berechnung der Tragwerke geregelt. Die konkreten Festlegungen sind von der zuständigen nationalen Behörde unter Berücksichtigung der speziellen seismotektonischen Gegebenheiten des Staatsgebietes zu ergänzen.

Im vorliegenden Beitrag wird entsprechend dem derzeitigen Kenntnisstand der Ingenieurseismologie [2] das mögliche Vorgehen bei der Konkretisierung der Festlegungen erläutert. Die erzielten Ergebnisse werden mit den in [1] zur Orientierung enthaltenen Empfehlungen sowie mit bisherigen deutschen Regelungen für übliche Bauwerke [3] und für Kernkraftwerke [4] verglichen.

2. ERDBEBENGEFÄHRDUNG

Die Größe der Erdbebeneinwirkungen hängt von der örtlichen Erdbebengefährdung ab. Diese wird in EC 8 [1] - wie in [3, 4] - durch die Zuordnung zu einer von drei "Erdbebenzonen" charakterisiert. Als Kriterium für die Einteilung in Erdbebenzonen dient die Intensität (nach der MSK-Skala), die in einem mittleren Abstand von weniger als 100 bzw. 200 Jahren überschritten wird.

Eine derartige probabilistische Definition der Intensität setzt eine umfassende Seismizitätsanalyse voraus, die insbesondere auf Informationen über die regionale

- Magnituden-Häufigkeits-Verteilung
- Magnituden-Herdtiefen-Relation
- Intensitätsabnahme mit zunehmender Herdentfernung aufbauen muß.

In [2] wurde eine solche probabilistische Seismizitätsanalyse für das Bundesgebiet von Ahorner/Rosenhauer vorgenommen. Sie führte zu einer probabilistischen Erdbebengefährdungskarte (Bild 1), in der Linien gleicher Erdbebenintensität für eine vorgegebene Überschreitenswahrscheinlichkeit eingetragen sind.

Die Überschreitenswahrscheinlichkeit wurde in [2] in Anlehnung an die Praxis bei Kernkraftwerken zu 1 % in 100 Jahren gewählt, was einer mittleren Wiederkehrperiode von 10.000 Jahren entspricht; die Intensitäten in Bild 1 sind somit 100-mal unwahrscheinlicher, als in EC 8 gefordert. Auf dieser Grundlage ergäbe sich etwa eine Zoneneinteilung entsprechend der Erdbebenzonenkarte in [4]. Demgegenüber würden sich bei Einhaltung der mittleren Wiederkehrperiode von 100 Jahren gemäß EC 8 die Erdbebenzonen gegenüber [4] um mindestens eine Stufe reduzieren.

3. ELASTISCHE ANTWORTSPEKTREN

In Übereinstimmung mit der bisherigen Praxis [3, 4] wird die Erdbebeneinwirkung in EC 8 [1] durch ein normiertes Freifeld-Antwortspektrum und den Regelwert der Bodenbeschleunigung A - als Einhängewert des Spektrums - definiert. Der Regelwert der Bodenbeschleunigung wird den Erdbebenzonen zugeordnet. Auf den ersten Blick fällt auf, daß die in EC 8 empfohlenen Werte für A deutlich über den in [3] vorgeschriebenen Werten liegen und z.T. sogar die im Einzelfall für Kernkraftwerke festgelegten Werte übertreffen. Anders als in [3, 4] ist nicht mehr nur die Bodenbeschleunigung A, sondern die ganze Form des Antwortspektrums von der Art des Baugrundes abhängig.

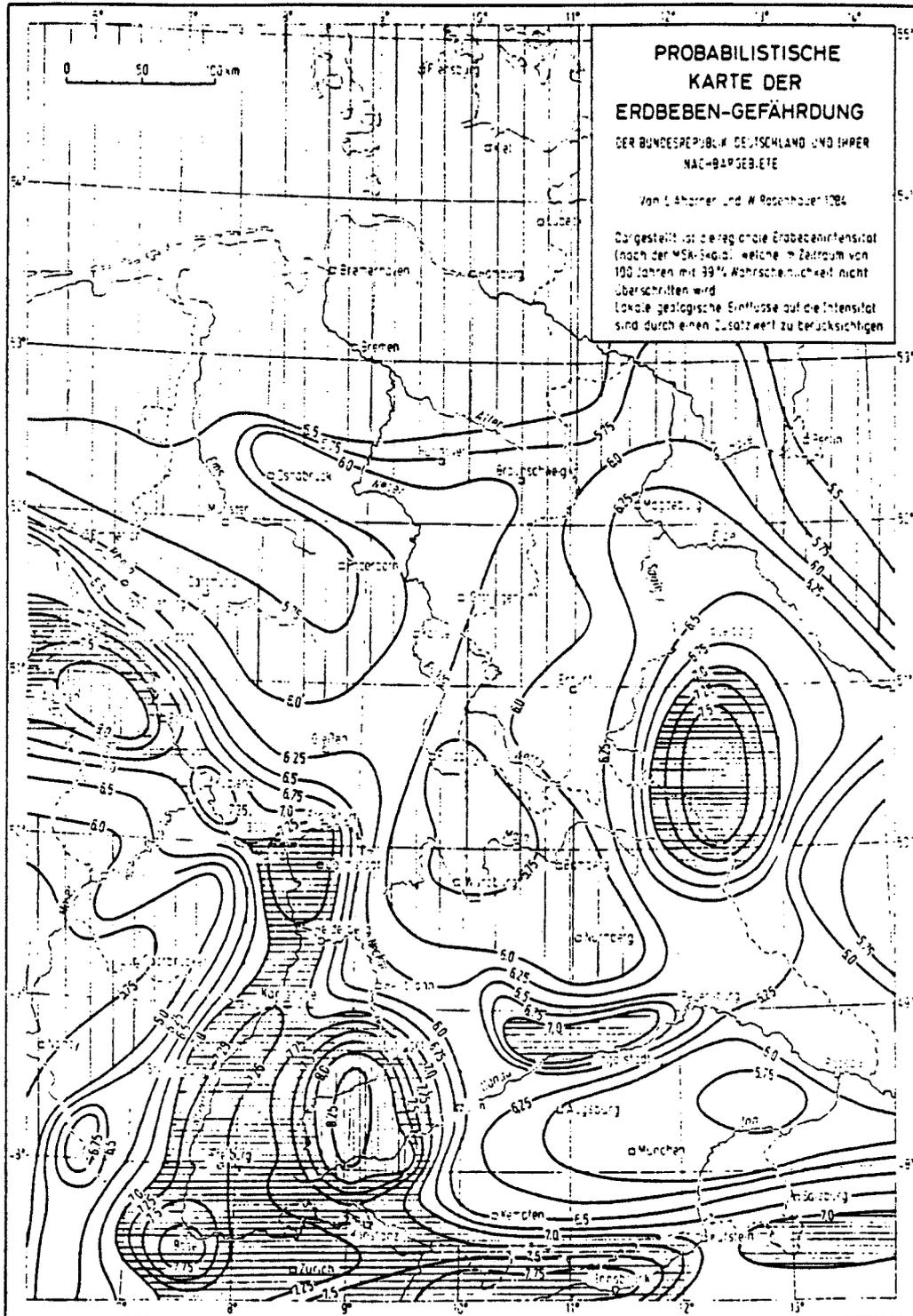


Bild 1 Mögliche Einteilung der Bundesrepublik in Erdbebenzonen

Grundsätzlich wurde in [2] festgestellt, daß die Verwendung von normierten Antwortspektren mit der maximalen Bodenbeschleunigung als Einhängewert nicht mehr ganz dem derzeitigen Kenntnisstand entspricht. In seismisch weniger aktiven Gebieten geht die größte Gefährdung überwiegend von Beben mittlerer Magnitude ($M \approx 5 - 5,5$) in geringerer Entfernung vom Standort ($R < 25$ km) aus. Bei diesem Erdbebenotyp läßt sich ein Zusammenhang zwischen Standortintensität I und maximaler Bodenbeschleunigung A nur mit großen Unsicherheiten angeben, da alle in der Literatur genannten Beziehungen (Bild 2) auf Daten von Standorten mit Herdentfernungen über 25 km basieren.

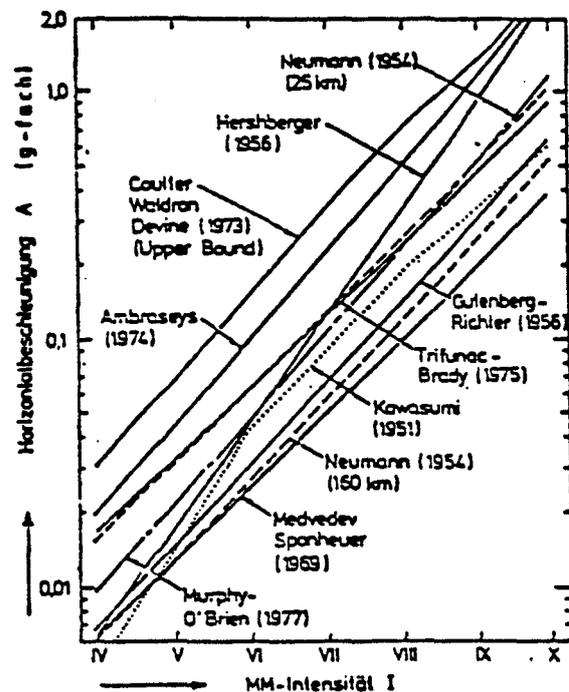


Bild 2 A-I-Beziehungen aus der Literatur

Als Fortschritt gegenüber [3, 4] ist die Erfassung des Baugrundeinflusses bei der Form des Spektrums zu werten. Allerdings bleibt die in [2] beobachtete Abhängigkeit von der Intensität weiterhin unberücksichtigt.

Ordnet man den drei Erdbebenzonen in Anlehnung an [4] folgende Standortintensitäten I zu,

Zone F	$I \geq VIII$
Zone M	$I \geq VII$
Zone B	$I \geq VI$

so ergeben sich aus einer statistischen Auswertung der für deutsche Verhältnisse repräsentativen Strong-motion-Seismogramme italienischer, algerischer, griechischer und amerikanischer Erdbeben beispielsweise die in Bild 3 dargestellten intensitätsabhängigen Freifeld-Beschleunigungsantwortspektren für die mittlere Baugrundklasse B. Diese liegen erheblich unter den nach den Empfehlungen des EC 8 ermittelten Spektren. Sie weisen geringere Spektralampplituden im niedrigen Frequenzbereich auf, und zwar umso deutlicher, je geringer die maßgebenden Magnituden sind. Die größten Abweichungen im Frequenzgehalt treten daher bei den Spektren für die Zone B auf, die beste Übereinstimmung ergibt sich für Zone F.

In gleicher Weise wie für Baugrundklasse B können Freifeld-Antwortspektren auch für die Klassen A (Fels) und C (Lockersedimente) ermittelt werden. Ein Vergleich der für die gleiche Standortintensität I gültigen Spektren unterstreicht den in [1] grundsätzlich zutreffend behandelten Baugrundeinfluß (Bild 4).

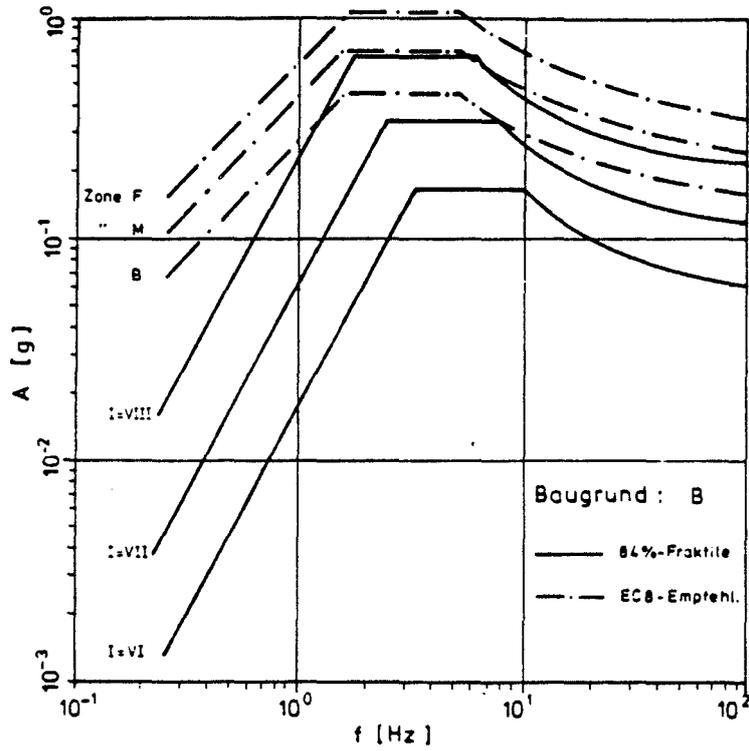


Bild 3 Intensitätsabhängige Freifeld-Antwortspektren (Dämpfung 5 %)

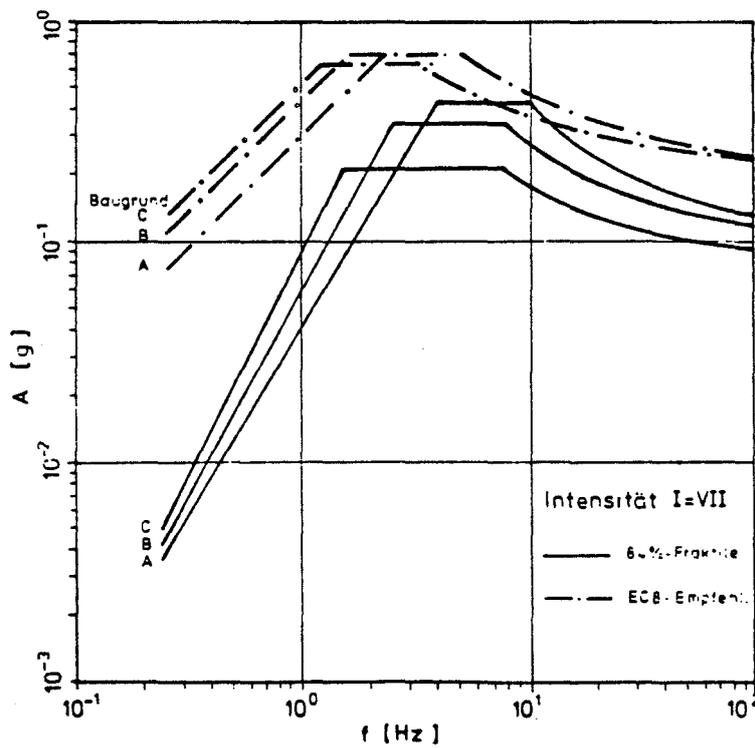


Bild 4 Baugrundabhängige Freifeld-Antwortspektren (Dämpfung 5 %)

Auswertungen der Vertikalkomponenten gemessener Bodenbeschleunigungen zeigen, daß die zugehörigen Antwortspektren zwischen ca. 50 % und ca. 70 % der Antwortspektren der Horizontalbeschleunigungen betragen, je nach Baugrund und Herdentfernung. Somit kann die Ermittlung des Antwortspektrums der Vertikalerregung durch Multiplikation der Spektralampplituden der Horizontalbeschleunigung mit dem Faktor 0,7 (gemäß Abschnitt 14.23 von EC 8) als konservativ angesehen werden.

4. BEMESSUNGSSPEKTREN

Aus den elastischen Beschleunigungsantwortspektren gemäß Abschnitt 3 (Abschnitt 14.2 des EC 8) werden für Tragwerksberechnungen nach der Antwortspektrummethode "Bemessungsspektren" ermittelt (Abschnitt 14.3 des EC 8). Hierbei wird der Einfluß des "postelastischen Tragwerksverhalten" und der (viskosen) Dämpfung im Tragwerk erfaßt. Beide Eigenschaften sind nicht unabhängig von einander. Vielmehr resultiert ein Teil der bereits bei den elastischen Antwortspektren in Rechnung gestellten viskosen Dämpfung (5 % der kritischen Dämpfung) aus nichtlinearem Materialverhalten und der damit verbundenen Energiedissipation. Dies ist zu bedenken, wenn die "Fähigkeit zur Energiedissipation durch Plastizierung" mit einem Verhaltensfaktor q zusätzlich berücksichtigt werden soll.

Um diese Zusammenhänge zu veranschaulichen, wurde für das in Bild 3 gezeichnete Freifeld-Antwortspektrum bei Intensität $I = VII$ (Erdbebenzone M) ein künstlicher Beschleunigungszeitverlauf generiert. Mit diesem Zeitverlauf und einer angenommenen "echten" Dämpfung von 1 % wurden Einmassenschwinger unterschiedlicher Eigenfrequenz mit ideal elasto-plastischen Federkennlinien unterschiedlicher Duktilität berechnet.

Die dynamischen Antworten sind in Bild 5 in Form von inelastischen Antwortspektren geplottet. Durch Vergleich mit dem ebenfalls eingezeichneten elastischen Antwortspektrum mit 5 % Dämpfung lassen sich Verhaltensfaktoren q berechnen; in Bild 5 ist q für Duktilität 2 (übliche Stahlbetontragwerke) und 4 (mehrfach statisch unbestimmte Tragwerke) dargestellt.

Man erkennt, daß eine nennenswerte Abminderung der elastischen Spektren erst bei wirklich duktilen Tragwerken angezeigt ist. Richtig ist, daß im Falle einer Abminderung die Bemessungsspektren im Bereich kurzer Schwingungsdauer (hohe Eigenfrequenzen) angehoben werden müssen, da hier von der Duktilität kein Kredit genommen werden kann.

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Im vorliegenden Beitrag wurde gezeigt, wie nach dem derzeitigen ingenieurseismologischen Kenntnisstand die erforderlichen Vorgaben zur Beschreibung der Erdbebeneinwirkung im Rahmen von EUROCODE.8 erarbeitet werden könnten. Die grundsätzliche Vorgehensweise gemäß EC 8 kann beibehalten werden, wenngleich die Verwendung normierter Antwortspektren und die Skalierung über die maximale Bodenbeschleunigung nicht ganz befriedigen.

Wesentlich erscheint, daß den speziellen seismotektonischen Verhältnissen in der Bundesrepublik hinreichend Rechnung getragen wird. Hierzu gehört eine realistische Festlegung der Erdbebenzonen. Man sollte in etwa bei den nach [3, 4] gewohnten Zonen bleiben; diesen können jedoch die in EC 8 als Richtwerte empfohlenen Intensitäten bei probabilistischer Definition nur mit einer wesentlich größeren Wiederkehrperiode von etwa 10.000 Jahren zugeordnet werden.

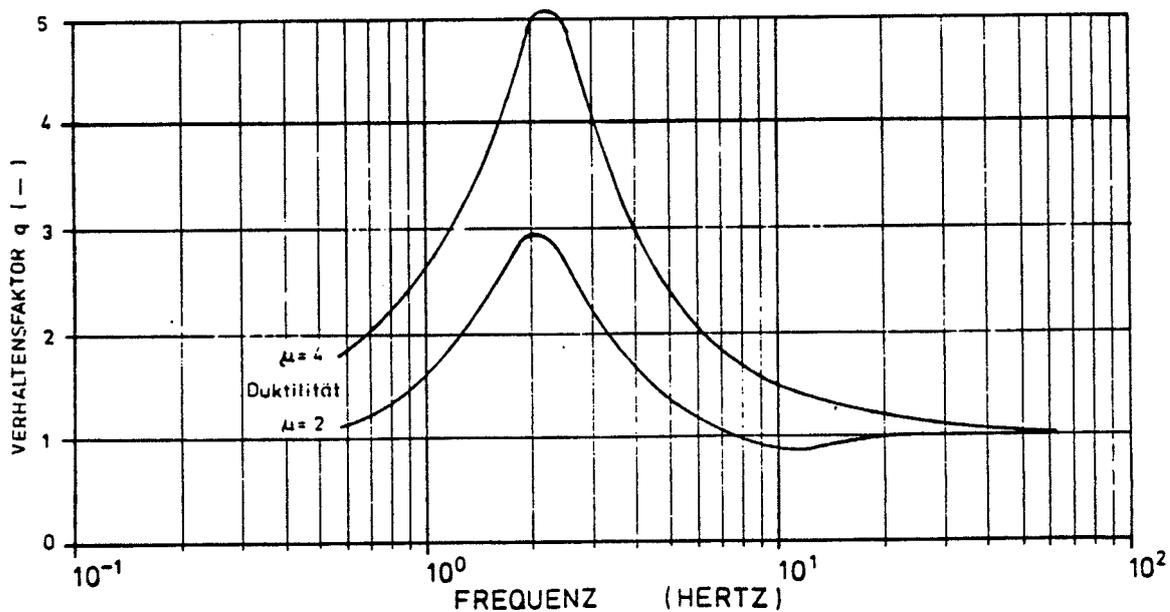
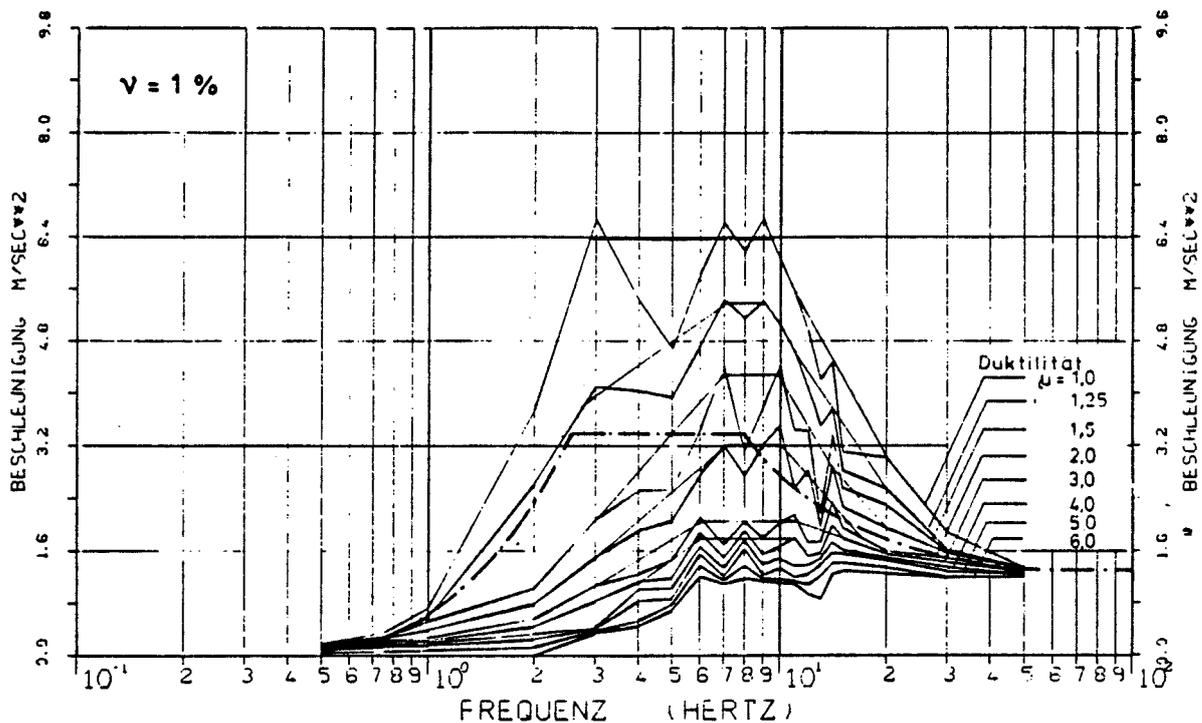


Bild 5 Inelastische Antwortspektren für unterschiedliche Duktilität μ (oben) und Verhaltensfaktor q für $\mu = 2$ und 4 (unten)

Für die Festlegung von elastischen Freifeld-Antwortspektren ist auf Erdbebenregistrierungen zurückzugreifen, die nach den makroseismischen Kenngrößen (Magnitude, Herdentfernung, Herdtiefe) für deutsche Verhältnisse repräsentativ sind. Durch statistische Auswertung lassen sich realistische Antwortspektren der Horizontal- und Vertikalbeschleunigung gewinnen, deren Form nicht nur vom Baugrund, sondern auch von der Intensität abhängt. Für die praktische Anwendung lassen sich diese Spektren - mit entsprechenden Genauigkeitseinbußen - in der Weise vereinfachen und skalieren, wie es in EC 8 vorgesehen ist.

Eine Berücksichtigung des plastischen Arbeitsvermögens der Tragwerke in sogenannten Bemessungsspektren erscheint grundsätzlich sinnvoll. Die Quantifizierung der über die bereits angerechnete Dämpfung hinaus noch verfügbaren Duktilität bereitet derzeit jedoch Schwierigkeiten. Hier sind noch experimentelle und rechnerische Untersuchungen bis zu einer befriedigenden Lösung erforderlich.

LITERATUR

1. Kommission der Europäischen Gemeinschaften: Entwurf von Eurocode Nr. 8 - Gemeinsame einheitliche Regeln für Bauwerke in Erdbebengebieten. Bericht EUR 8850 DE,EN,FR,IT; Brüssel-Luxemburg, 1984
2. Hosser, D. und H. Klein: Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko. Gemeinsamer Abschlußbericht von König und Heunisch, Prof. Ahorner, Prof. Berckhemer und Prof. Schneider im Auftrag des Instituts für Bautechnik. Frankfurt, Dezember 1983
3. DIN 4149 Teil 1 - Bauten in deutschen Erdbebengebieten; Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. Ausgabe April 1981
4. KTA 2201, Teil 1 - Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen; Teil 1: Grundsätze. Fassung 6/75

T E I L I I I

STATISTISCH-ANALYTISCHE METHODEN

REGRESSIONSANALYSEN VON FREIFELDREGISTRIERUNGEN

EMPIRISCH-ANALYTISCHE LASTDEFINITION

Hans H. Klein

Ph. Holzmann AG
Technisches Büro
Frankfurt/Main

5. Regressionsanalysen von Freifeldregistrierungen

5.1 Überblick

Die folgenden Ausführungen stellen eine Weiterentwicklung der in den Jahren 1981 bis 1983 am Institut für Massivbau, Technische Hochschule Darmstadt entstandenen Arbeit [1] dar. Hierbei wurden zum Antwortspektrum alternative Darstellungsformen der Erdbebenerregung gesucht, um Frequenzgehalt, Dauer und Stärke der Bodenbewegung besser beschreiben zu können.

Die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen führten zu einer Beschreibung der Erdbebenerregung durch Leistungsspektren, wobei diese durch die Erregungsparameter

- Energiespektrum $F(\omega)$
zur Beschreibung des Frequenzgehaltes
- Starkbebendauer TTB und
- Beschleunigungsenergie E als Skalierungsmaß

vollständig definiert sind.

Die Vorzüge dieser Lastbeschreibung sind:

- bessere Korrelation des Skalierungsparameters E (anstelle der Maximalbeschleunigung) mit der Intensität I
- einfache Generierung künstlicher Seismogramme
- direkte Gewinnung probabilistischer Aussagen zur Antwort linearer und nichtlinearer Schwinger.

Diese grundsätzlichen Erkenntnisse werden durch die hier vorgenommenen Untersuchungen bestätigt. Die wesentliche Verbesserung liegt in der Vergrößerung der Datenbasis, die die Sicherheit bei der Anwendung der Ergebnisse erhöht.

5.2 Rechenverfahren

Zur mathematischen Formulierung der Abhängigkeiten zwischen den Erdbebenkenngrößen und den Erregungsparametern wird die Regressionsanalyse benutzt.

Nach Einteilung der Registrierungen in die drei Untergrundklassen A, M, R unter Berücksichtigung der Grenzwerte für Magnitude und Herdentfernung werden für diese Stichproben jeweils Kurven der Form

$$y = a + b \cdot x \quad (1) \text{ (für Erregungsdauer und -frequenzgehalt)}$$

bzw.

$$\log y = a + b \cdot x \quad (2) \text{ (für Erregungsstärke)}$$

angepaßt.

Hierbei steht x für die unabhängige Variable I (makroseismische Intensität), die Variable y ist der Erregungsparameter zur Beschreibung von Frequenzgehalt, Dauer und Stärke der Erregung.

Für die statistische Auswertung der Fourierspektren $|A(\omega)|$ werden diese zunächst mit einer Teilung $\Delta f = 0,5$ Hz geglättet. Nach Einteilung in Bodenklasse und Intensitätsstufe $I = 6/7, 7/8, 8/9$ werden für jeden Frequenzschritt zwischen 0,5 und 25 Hz Mittelwert und Standardabweichung der logarithmierten Amplituden einer Stichprobe errechnet. In den Darstellungen entsprechen die Mittelwerte der Logarithmen der 50% - Fraktile.

Die Datenbasis ist identisch mit der in Kap. 3.1 benannten.

5.3. Beschreibung des Frequenzgehaltes

5.3.1 Untersuchte Parameter

Die zur Beschreibung des Frequenzgehaltes der Erregung verwendeten Energiespektren $F(\omega)$ ergeben sich aus den Fourierspektren $|A(\omega)|$ der Bodenbeschleunigung durch

$$\text{Energiespektrum} \quad F(\omega) = |A(\omega)|^2 \quad (3)$$

mit $|A(\omega)|$ = (Betrags-) Fourierspektrum aus dem Beschleunigungszeitverlauf $a(t)$.

Im weiteren sind mit Fourierspektrum immer die betragsmäßigen Fourierspektren der Bodenbeschleunigung gemeint.

Die statistische Auswertung der wie unter 5.2 beschrieben geglätteten Fourierspektren wird auf verschiedenen Wegen vorgenommen.

1. Durch Ermittlung mittlerer Spektren und Anpassung eines Polygonzuges
2. Durch Errechnung der integralen Frequenz-Parameter f_c und δ aus jedem Spektrum mit anschließender Regressionsrechnung
3. Durch Anpassung von Kanai-Tajimi-Modellspektren an die Mittelwertspektren

Zu 1: Es erfolgt zunächst für jede Intensitätsstufe und Bodenklasse die Ermittlung des gemittelten Fourierspektrums. Aus Gründen der besseren Darstellungsmöglichkeit erfolgt anschließend für das Fourierspektrum die Anpassung eines Polygonzuges, bestehend aus 3 Geraden im doppeltlogarithmischen Maßstab.

Anschließend folgen Quadrieren der Amplituden zum Energiespektrum und Normierung auf Energie = 1. Man erhält damit 9 Bemessungs-Energiespektren mit je 4 Wertepaaren F_i, f_i (Amplitude und Frequenz)

Zu 2: Als integrales Maß für den Spektralgehalt der Erregung sind die beiden Kenngrößen

$$\text{Charakteristische Frequenz } f_c \text{ (Hz)} = \frac{1}{2\pi} \cdot \sqrt{\lambda_2 \cdot \lambda_0} \quad (4)$$

$$\text{Bandbreite } \delta (-) = \sqrt{1 - \lambda_1^2 / \lambda_0 \cdot \lambda_2} \quad (5)$$

gebräuchlich.

Hierbei ist λ_i das i-te spektrale Moment der Erregung

$$\lambda_i = \frac{1}{2\pi} \cdot \int_0^{\infty} \omega^i F(\omega) d\omega \quad (6)$$

Der Parameter f_c beschreibt damit den Frequenzschwerpunkt der mit ω^2 gewichteten Spektralwerte, der Bandbreitenparameter δ die Spreizung der Erregung im Frequenzbereich. Die Kenngrößen werden für jede Registrierung bestimmt und dann gemäß Gl. (1) ausgewertet.

Zu 3: Insbesondere zur analytischen Berechnung der Antworten nichtlinearer Schwinger, z.B. nach Wen[2], ist die Beschreibung der Erregung durch ein Kanai-Tajimi-Modellspektrum sinnvoll. Dies folgt der Gleichung

$$F(\omega) = \frac{1 + 4\xi_g^2 \cdot \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2}{\left(1 - \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2\right)^2 + 4\xi_g^2 \cdot \left(\frac{\omega}{\omega_g}\right)^2} \cdot A_0 \quad (7)$$

und beschreibt damit, da A_0 nur als Skalierungsfaktor dient, den Frequenzgehalt mit nur 2 Parametern ω_g , ξ_g .

5.3.2 Ergebnisse der statistischen Untersuchungen

Die Bilder 1 bis 3 zeigen die mittleren Fourierspektren für die Bodenklassen A, M, R und die Intensitätsstufen 6/7 (6,0 ÷ 6,9), 7/8 (7,0 ÷ 7,9), 8/9 (8,0 ÷ 8,9).

Deutlich zu erkennen sind:

- Der Bereich maximaler Amplituden wandert mit steigender Steifigkeit des Bodens zu höheren Frequenzen. Die Überhöhungen sind dabei bei den Bodenklassen A und M ausgeprägter als bei Bodenklasse R, wo sich für die höheren Intensitätsstufen ein Plateaubereich zwischen ca. 1 und 10 Hz ausbildet.
- Mit steigender Intensität verschiebt sich die Frequenz der Maximalamplitude nach unten.

Während der erste Punkt den Einfluß untergrundsbedingter konstruktiver Interferenzen dokumentiert, ist die zweite Feststellung durch die niedrigere Eckfrequenz der Herdspektren bei höherer Intensität (und damit i.d.R. höherer Magnitude) zu erklären.

Weiter sind in die Bilder 1 bis 3 die Polygonzüge eingetragen, die zu den Bemessungs-Energiespektren in Kap. 6.2 führen.

Es ist zu beachten, daß die angepaßten Kurven nur Aussagen über den Frequenzgehalt, nicht die Amplitude beinhalten. Diese sind über die Regressionswerte der Energie E festgelegt.

Die für die Fourierspektren registrierten Trends bestätigen sich in den Regressionsanalysen für f_c und δ :

Es gelten folgende Regressionsgeraden:

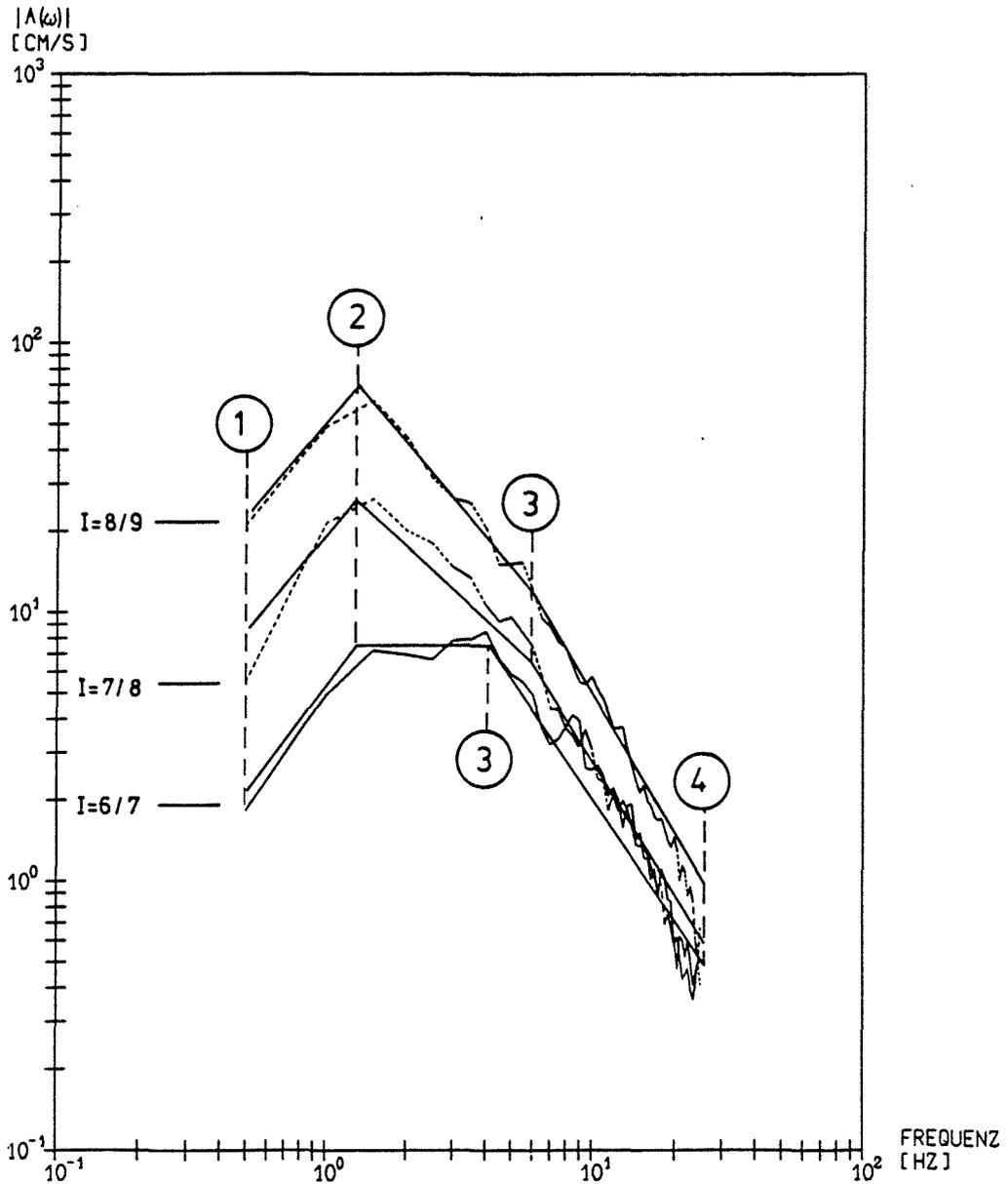
Bodenklasse	Regressionsgerade	→ für I=6.5/I=8.5	SSF (Hz)
A	$f_c = 14.9 - 1.4 \cdot I$	$f_c = 5.8 \quad 3.0$	1.0
M	$f_c = 12.6 - 1.0 \cdot I$	$f_c = 6.1 \quad 4.1$	1.6
R	$f_c = 18.7 - 1.4 \cdot I$	$f_c = 9.6 \quad 6.8$	2.4

Tabelle 1: Regressionsgeraden f_c (Hz) = f(I)



III/7

GEMITTELTE
FÜR BODENKLASSE A FOURIERSPEKTREN DER BODENBESCHLEUNIGUNG



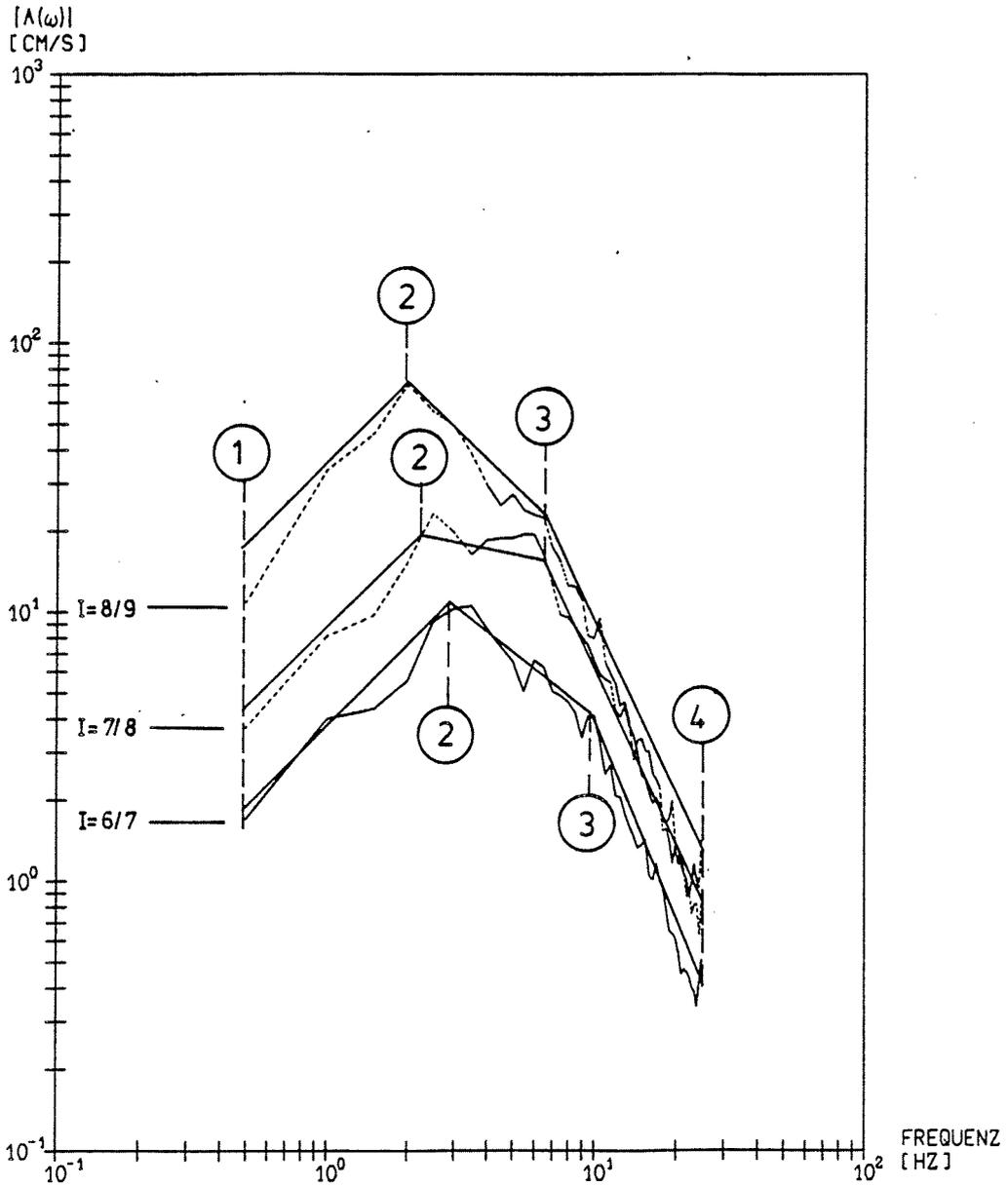
① bis ④ : Stützpunkte der Bemessungsspektren
(s. Kap. 6.2)

BILD 1



III/8

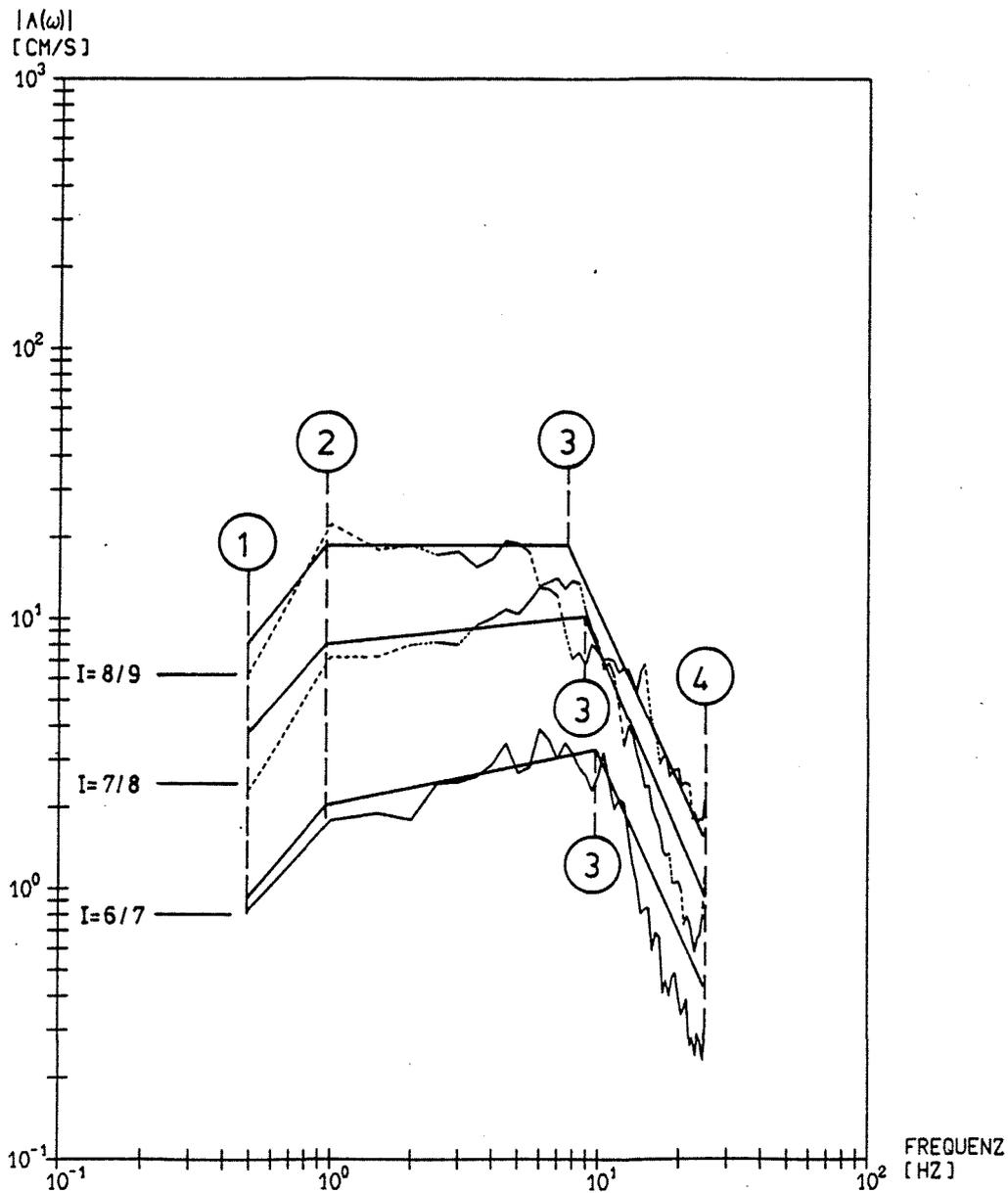
GEMITTELTE
FUER BODENKLASSE M FOURIERSPEKTREN DER BODENBESCHLEUNIGUNG



① bis ④ : Eckfrequenzen der Bemessungsspektren
(s. Kap. 6.2)

III/9

GEMITTELTE FOURIERSPEKTREN DER BODENBESCHLEUNIGUNG
FUER BODENKLASSE R



① bis ④ : Eckfrequenzen der Bemessungsspektren
(s. Kap. 6.2)



BILD 3

Es bestätigen sich hiermit sowohl der Einfluß der Bodenkondition (f_c nimmt mit steigender Bodenfestigkeit zu) als auch der Intensität (f_c nimmt mit zunehmender Intensität ab) auf den Frequenzgehalt.

Beim Vergleich mit den Bildern 1-3 ist zu beachten, daß f_c den Schwerpunkt der quadratisch gewichteten Amplituden beschreibt und damit i.d.R. über der Frequenz mit maximaler Amplitude liegt.

Die Intensitätsabhängigkeit der Bandbreite δ ist nur schwach ausgeprägt. Es können damit bodenspezifische Werte angegeben werden:

Bodenklasse	δ (-)
A	0.62
M	0.53
R	0.49

Tabelle 2: δ als Funktion der Bodenklasse

Der Variationskoeffizient kann zu 0.2 gesetzt werden.

Die Anpassung der Kanai-Tajimi-Spektren an die in den Bildern 1 bis 3 gezeigten Spektren führte zu folgenden Wertepaaren ω_g (rad/s), ξ_g (-):

Bodenklasse	Intensität			Mittelwert
	6/7	7/8	8/9	
A	24/0.4	16/0.5	9/0.35	16/0.42
M	26/0.4	24/0.35	15/0.40	22/0.38
R	48/0.35	36/0.30	36/0.30	40/0.32

Tabelle 3: Kanai-Tajimi-Parameter als Funktion von I und Bodenkondition

Bild 4 zeigt für Bodenklasse A - I = 6/7 Mittelwertspektrum und zugehöriges Kanai-Tajimi-Spektrum.

A 5735/000 860314/2028-0001

P082950000 14.03.86 15:48

T 1 - 8.295

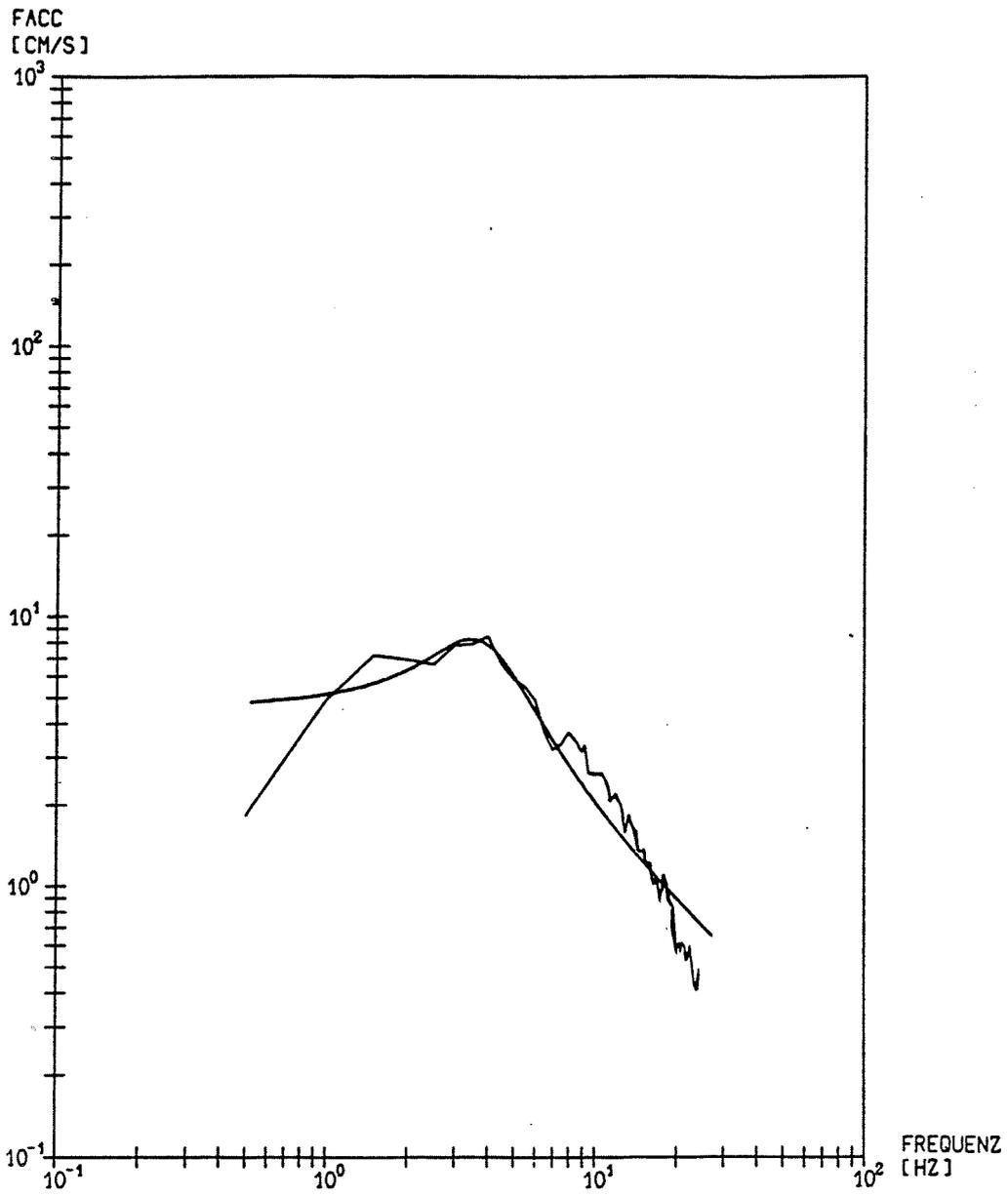


III/11

GEMITTELTE FOURIERSPEKTREN DER BODENBESCHLEUNIGUNG
FUER BODENKLASSE A I = 6/7

UND

KANA1 - FOURIERSPEKTRUM
KENNGROESSEN OMEGA-G, X1-G [RAD/S],[-]: 24.0, 0.40



5.4. Beschreibung der Erregungsdauer

Verwendet wird die auch unter 4.2 benutzte Definition der Starkbebenphase in Anlehnung an Trifunac-Brady.:

$$\text{Starkbebendauer} \quad \text{TTB (s)} = t_E - t_A \quad (8)$$

$$\text{mit} \quad t_A \text{ aus } \int_0^{t_A} a^2(t) dt \stackrel{!}{=} 0,05 \cdot E \quad (9)$$

$$t_E \text{ aus } \int_0^{t_E} a^2(t) dt \stackrel{!}{=} 0,75 \cdot E \quad (10)$$

$$\text{und} \quad E = \int_0^{\infty} a^2(t) dt \quad (\text{m}^2/\text{s}^3) \quad (11)$$

(Beschleunigungsenergie der Erregung)

Die Regressionsanalysen zeigen zwar bodenspezifische Unterschiede, aber keine signifikante Abhängigkeit der Dauer von I. Der Grund liegt in den gegensätzlichen Einflüssen von steigender Magnitude und abnehmender Herdentfernung für Stichproben mit wachsender Intensität.

Es ergaben sich für die einzelnen Stichproben folgende Mittelwerte und Standardabweichungen für TTB(s):

Boden-Klasse	Intensität			Mittelwert	Auslegungs-empfehlung
	6/7	7/8	8/9		
A	4.5±3.7	5.9±2.4	3.5±1.3	4.6	4.6±2.5
M	2.6±1.0	2.7±1.4	2.5±1.3	2.6	2.9±1.5
R	1.1±0.8	1.8±1.3	3.1±1.8	2.0	2.0±1.5

Tabelle 4: Starkbebendauer TTB(s) als Funktion der Intensität und Bodenklasse.

Angefügt sind in den Spalten 5 und 6 die Mittelwerte für die Bodenklassen sowie die Empfehlung für Auslegungszwecke. Letztere unterscheidet sich für Bodenklasse M vom Mittelwert, da dieser Wert unter dem stabilen Regressionswert in [1] liegt und mit 2.5 s für I=8/9 ein atypisches Unterschreiten des Vergleichswertes für Bodenklasse R auftritt.

5.5 Skalierungsparameter für Bemessungsspektren

Wie in der Untersuchung [1] festgestellt wurde, weist der hier verwendete Skalierungsfaktor Beschleunigungsenergie gegenüber der bisher gebräuchlichen Maximalbeschleunigung eine stark verbesserte Korrelation mit der Intensität auf.

Diese Feststellung konnte anhand des erweiterten statistischen Materials erhärtet werden.

Die Beschleunigungsenergie E ist definiert durch Gl. 11

$$E = \int_0^{\infty} a^2(t) dt \quad (\text{m}^2/\text{s}^3)$$

und wurde bereits bei der Definition der Starkbebendauer verwandt. Sie ist proportional zur Arias-Intensität:

$$A I = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a^2(t) dt \quad (\text{m} / \text{s}) \quad (12)$$

mit t_0 = Gesamtdauer der Erregung
 $a(t)$ = Beschleunigungs-Zeitverlauf
 g = Erdbeschleunigung

Die Verwendung der Beschleunigungsenergie zur Skalierung der Energiespektren ist möglich durch

$$E = \int_0^{\infty} |A(\omega)|^2 d\omega = \int_0^{\infty} F(\omega) d\omega \quad (13)$$

Die Auswertung gemäß Gleichung 2 ergibt folgende Regressionskurven $E = f(I)$ für Bodenklassen A, M, R.

Bodenklasse

$$A: E(\text{m}^2/\text{s}^3) = 10^{-5,29+0,664 \cdot I} \quad \text{SSF}(\log) = 0,475 \quad (14.a)$$

$$M: E(\text{m}^2/\text{s}^3) = 10^{-5,42+0,707 \cdot I} \quad \text{SSF}(\log) = 0,419 \quad (14.b)$$

$$R: E(\text{m}^2/\text{s}^3) = 10^{-5,71+0,687 \cdot I} \quad \text{SSF}(\log) = 0,520 \quad (14.c)$$

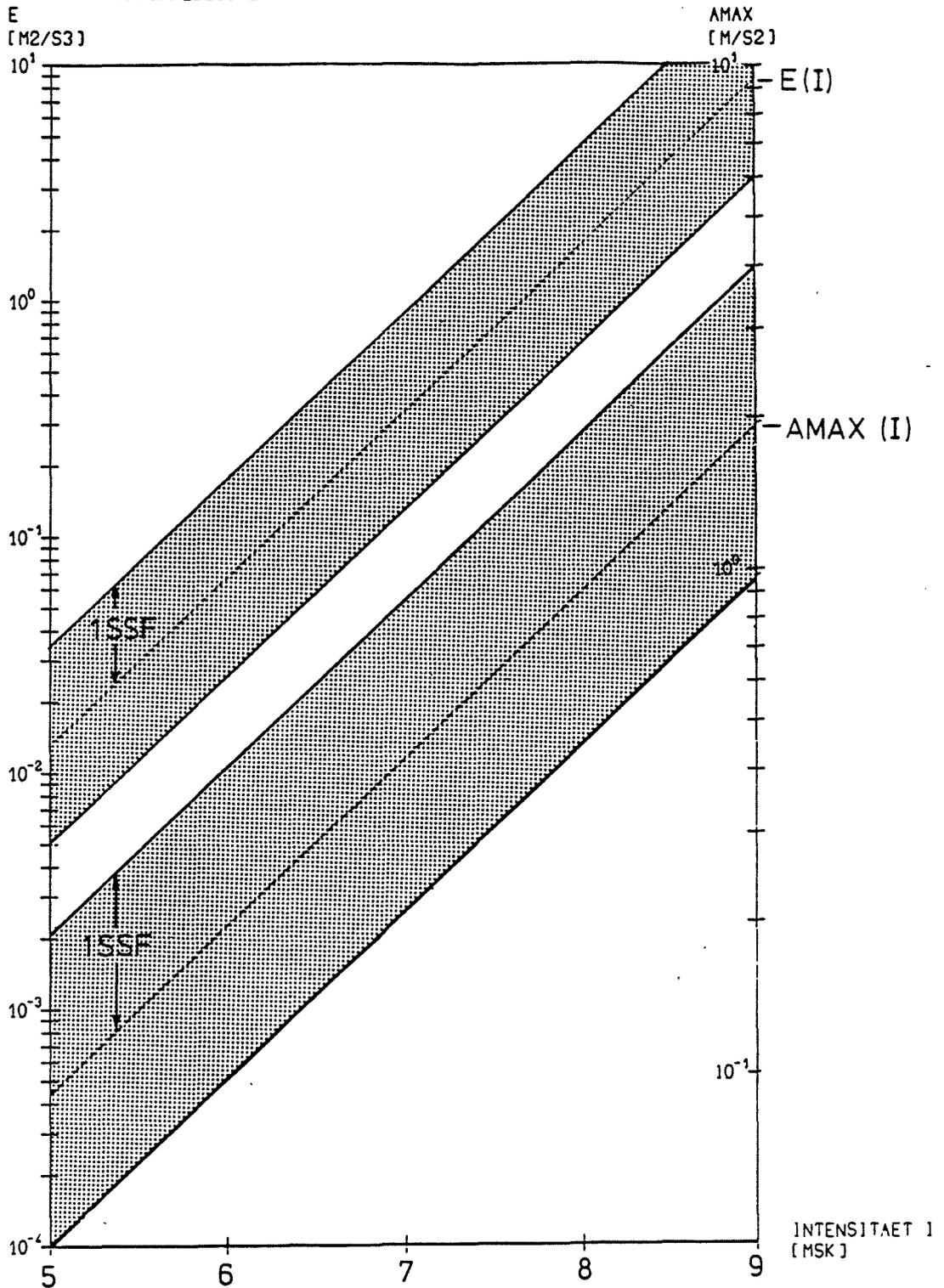
Tabelle 5: Regressionsgeraden $E=f(I)$ für
Bodenklassen A, M, R

Bild 5 zeigt die Regressionsgeraden ± 1 SSF für $E = f(I)$ für Bodenklasse M sowie zum Vergleich für $AMAX = f(I)$ als herkömmlichen Skalierungsfaktor.

Die bessere Korrelation der Beschleunigungsenergie mit I äußert sich dabei in Form eines geringeren Standardschätzfehlers in Relation zur Steigung der Geraden. Diese Feststellung gilt für alle Bodenklassen.

REGRESSIONSGERADE +- 1 SSF
BESCHLEUNIGUNGSENERGIE $E = F(I)$ FUER BODENKONDITION M

UND
REGRESSIONSGERADE +- 1 SSF
MAXIMALBESCHLEUNIGUNGS $AMAX = F(I)$



6. Empirisch-analytische Lastdefinition6.1 Theorie probabilistischer Lastdefinition

Der für die Bauwerksreaktion maßgebende Bereich der Starkbebenphase wird durch ein moduliertes, normalverteiltes Stoßrauschen mit konstanter Varianz beschrieben. Damit ist eine Darstellung durch die einseitige Leistungsspektraldichte in der Form

$$G_X(\omega) = \frac{1}{TTB} \cdot F(\omega) \quad (15)$$

möglich.

Streng genommen gilt diese Bezeichnung nur für stationäre Prozesse und $TTB \rightarrow \infty$

Die Skalierung erfolgt nach Gl. 13 über

$$E \stackrel{!}{=} \int_0^{\infty} F(\omega) d\omega$$

Damit wird die Varianz der Erregung zu

$$\sigma_X^2 = \frac{E}{TTB} = \frac{1}{TTB} \cdot \int_0^{\infty} a^2(t) dt = \int_0^{\infty} G_X(\omega) d\omega \quad (16)$$

und damit

$$\sigma_X^2(t) = \begin{cases} 0 & \text{für } t < t_A \\ \text{const} & t_A \leq t \leq t_E \\ 0 & t > t_E \end{cases} \quad (17)$$

Die Bodenbewegung ist damit durch die Angabe einer zeitinvarianten Leistungsspektraldichtefunktion und der Starkbebendauer vollständig definiert.

Für stationäre Anregung kann für lineare Schwinger die Leistungsspektraldichte $G_Y(\omega)$ der Antwort $y(t)$ errechnet werden mit

$$G_Y(\omega) = |H(\omega)|^2 \cdot G_X(\omega) \quad (18)$$

und die Antwortvarianz

$$\sigma_Y^2 = \int_0^{\infty} G_Y(\omega) d\omega \quad (19)$$

mit der Übertragungsfunktion $|H(\omega)|$

$$|H(\omega)|^2 = \frac{1}{(\omega_n^2 - \omega^2)^2 + 4\xi^2 \omega_n^2 \omega^2} \quad (20)$$

Den Spitzenwert mit Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit p während der Dauer s berechnet man zu

$$Y_{s,p} = \sigma_Y \cdot r_{s,p} \quad (21)$$

$$\text{mit } r_{s,p} = \sqrt{2 \cdot \ln(2n \cdot (1 - e^{-\delta_e \cdot \sqrt{\pi \cdot \ln(2n)}))})} \quad (22)$$

$$\text{und } n = \frac{\Omega_Y \cdot s}{2\pi} \cdot (-\ln p)^{-1} \quad (23)$$

$\delta_e = \delta_Y^{1,2}$, $\Omega_Y = 2\pi \cdot f_Y$ werden analog Gleichung 19 aus $G_Y(\omega)$ errechnet.

Für instationäre Erregung können die obigen Formeln weiterverwendet werden, wenn sie entsprechend den Vorschlägen von Vanmarcke [3] modifiziert werden.

Hierzu werden eine zeitabhängige Dämpfungsfunktion $\xi(t)$ und eine äquivalent-stationäre Dauer s_0 eingeführt.
Mit

$$\xi(t) = \frac{\xi}{1 - e^{-2\xi\omega_n t}} \quad (24)$$

wird die Übertragungsfunktion $|H(\omega)|$ eine Funktion der Zeit und ebenso δ_e , Ω_y und σ_y .
Die äquivalent-stationäre Dauer s_0 ist mit

$$s_0 = s \cdot e^{-2(m-1)} \quad (25)$$

definiert. Hierbei gilt

$$m = \sigma_y^2(s) / \sigma_y^2\left(\frac{s}{2}\right) \quad (26)$$

wobei $\sigma_y(s)$ und $\sigma_y\left(\frac{s}{2}\right)$ unter Ansatz von $\xi(s)$ und $\xi\left(\frac{s}{2}\right)$ gewonnen werden.

Für nichtlineare Schwinger, die der Gleichung

$$m \cdot \ddot{x} + c \cdot \dot{x} + q(x,t) = -m \cdot \ddot{x}_g \quad (27)$$

mit $q(x,t) = \alpha \cdot k \cdot x + (1-\alpha) \cdot k \cdot z(x,t)$ folgen, wird die Ermittlung der Antwort nach Wen [2] durch äquivalente Linearisierung vorgenommen.

6.2 Bemessungs-Energiespektren

Für Auslegungszwecke werden nachstehend für die 3 Boden- und Intensitätsklassen die Eckpunkte der Bemessungs-Energiespektren aufgeführt.

Sie sind normiert auf $E = \int_{0,5\text{Hz}}^{25\text{Hz}} F(\omega) df = 1$

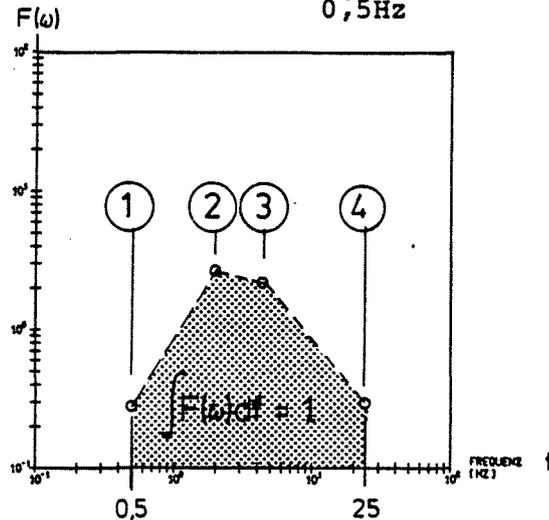


Bild 6: Prinzipdarstellung der Bemessungs-Energiespektren

Punkt :		①	②	③	④
Bodenklasse/I		f(Hz) F(ω) (m ² /s ²)x10 ⁴	f(Hz) F(ω) (m ² /s ²)x10 ⁴	f(Hz)F(ω) (m ² /s ²)x10 ⁴	f(Hz) F(ω) (m ² /s ²)x10 ⁴
A	6/7	0,5 170	1,3 1980	4,0 1980	25,0 8.8
	7/8	680	6100	6,0 680	3.2
	8/9	0,5 880	1,3 6220	6,0 310	25,0 1.6
M	6/7	0,5 75	3,0 2570	7,0 1150	25,0 3.6
	7/8	90	2,3 2510	885	3.2
	8/9	0,5 235	2,0 4210	7,0 530	25,0 1.4
R	6/7	0,5 80	1,0 405	10,0 1040	25,0 16.2
	7/8	150	674	9,0 1050	8.6
	8/9	0,5 205	1,0 1050	8,0 1050	25,0 6.6

Tabelle 6: Eckpunkte der normierten Bemessungs-Energiespektren

6.3 Generierung künstlicher Zeitverläufe

Hierbei wird wie folgt vorgegangen:

1. Ermittlung der Eingangsgrößen Intensität und Bodenklasse
2. Wahl des zu Intensität und Bodenklasse zugehörigen Bemessungs-Energiespektrums nach Kap. 6.2, Tab. 6
3. Generierung eines stationären Zufallsprozesses, der die in 2. festgelegten spektralen Eigenschaften besitzt.
4. Multiplikation des stationären Prozesses mit der Einhüllenden, deren Gesamtlänge

$$T_{ges} (s) = 3,15 \cdot TTB \quad (28)$$

beträgt, wobei TTB gemäß Kap. 5.4, Tab. 4 bodenabhängig angesetzt wird.

5. Multiplikation des künstlichen Verlaufes $a(t)$ mit dem Skalierungsfaktor M aus

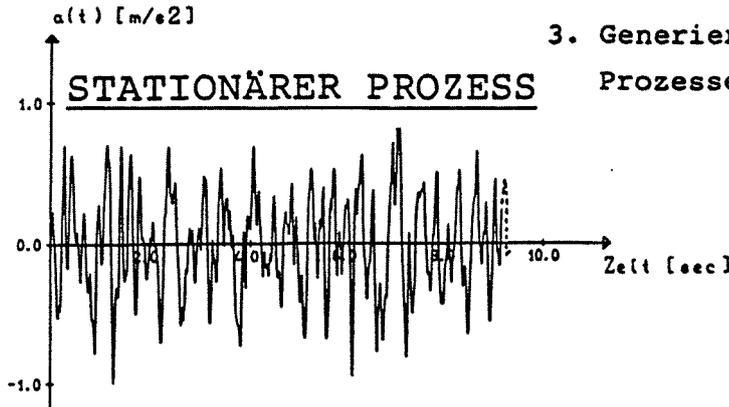
$$M^2 = \frac{E}{\int_0^{T_{ges}} a^2(t) dt} \quad (29)$$

mit E (M^2/S^3) entsprechend den Repressionskurven nach Kap. 5.5, Gl. 14.a - 14.c

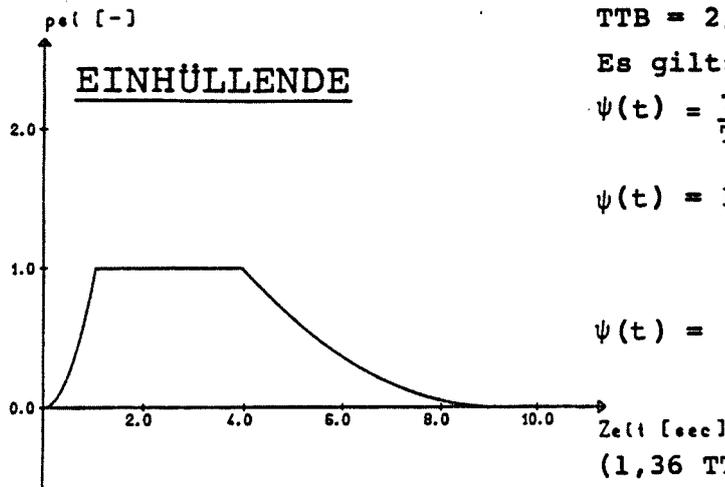
Das Vorgehen wird an folgendem Beispiel erläutert:

1. Intensität I = 8,5, Bodenklasse M
2. Bemessungsspektren nach Kap. 6.2, Tab. 6

	f(Hz)	0.5	2.0	7.0	25.0	
Energiespektrum	F(ω)	235	4210	530	1.4	(cm^2/s^2)
Daraus mit $ A(\omega) = \sqrt{F(\omega)}$						das Fourierspektrum:
Fourierspektrum	A(ω)	15.3	64.9	23.0	1.2	(cm/s)



3. Generierung eines stationären Prozesses mit Zufallsphase



4.1 Erstellung der Einhüllenden

$\psi(t)$ berechnen mit

$TTB = 2,9 \text{ sec}$ (aus Tab.4)

Es gilt:

$$\psi(t) = \frac{7,72}{TTB^2} \cdot t^2 \quad (0 \leq t \leq 0,36 \text{ TTB})$$

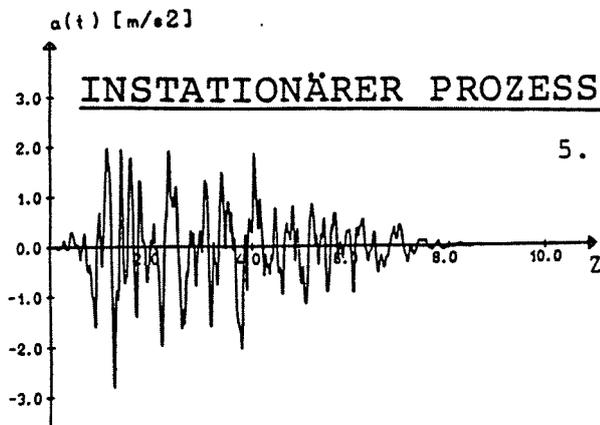
$$\psi(t) = 1 \quad (0,36 \text{ TTB} \leq t \leq 1,36 \text{ TTB})$$

$$\psi(t) = \frac{0,313}{TTB^2} \cdot (3,15 \text{ TTB} - t)^2$$

für

$$(1,36 \text{ TTB} \leq t \leq 3,15 \text{ TTB})$$

4.2 Multiplikation des stationären Prozesses mit der Einhüllenden



5. Soll-Energie nach Gl. 14.b:

$$E (\text{m}^2/\text{s}^3) = 10^{-5.42 + 0.707 \cdot 8.5}$$

$$= 3.89 \text{ m}^2/\text{s}^3$$

aus num.Integration:

$$\int_0^{T_{\text{ges}}} a^2(t) dt = 0.49 \text{ m}^2/\text{s}^3$$

$$\rightarrow M = \sqrt{3.89/0.49} = \underline{2.82}$$

Bilder 6.1a bis c:

Schritte zur Generierung künstlicher Zeitverläufe

6.4 Empfindlichkeitsuntersuchungen

Zur Prüfung der Empfindlichkeit der Ergebnisse gegen Veränderungen des statistischen Materials wurden die Regressionsanalysen zusätzlich unter Einbeziehung von Stichproben mit der Intensität $I = 5.0 - 5.9$ durchgeführt.

Es wurden folgende Konstellationen untersucht:

$I = 5 - 5.9$, Bodenklassen A-M-R, $MWA \geq 4.0$, $EPD \leq 60$ KM.

Für die Parameter TTB, f_c , δ ergeben sich folgende Mittelwerte:

Bodenklasse	Stichprobenumfang	TTB(s) $\pm 1\sigma$	f_c (Hz) $\pm 1\sigma$	$\delta(-)$ $\pm 1\sigma$
A	4	2.1 \pm 1.4	6.9 \pm 0.5	0.51 \pm 0.04
M	56	2.1 \pm 1.1	6.2 \pm 2.0	0.47 \pm 0.07
R	22	1.3 \pm 0.7	9.1 \pm 2.3	0.49 \pm 0.07

Tabelle 7: Erregungsparameter für $I=5/6$

Die Ergebnisse stimmen mit den Aussagen der Tabellen 2, 4 sowie den Gleichungen aus Tabelle 1 befriedigend überein.

Die Regressionsgeraden für die Erregungsenergie zeigten sich für die Bodenklassen A und M nahezu unverändert, während die Steigung der Geraden für Bodenklasse R deutlich steiler wird (Faktor 1,3).

Der Grund liegt im sehr geringen Energiegehalt der Aufzeichnungen am Standort Somplago, die in der Klasse $I = 5-5.9$ klar dominieren. Es handelt sich hierbei um Aufzeichnungen aus einem Felsstollen in bis 200 m Tiefe ohne jegliche Resonanzüberhöhung.

6.5 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen

Es werden untersucht:

- probabilistische Mittelwert-Antwortspektren für 5 % Dämpfung im Vergleich mit der Studie "Erbeben-Bemessungsspektren für schweizerische Kernanlagen" (HSK-Spektren) [4]
- Kanai-Tajimi-Parameter im Vergleich zu den Ergebnissen von Lin
- künstlich generierte Zeitverläufe im Vergleich zu US-RG. 1.60-kompatiblen Verläufen.

Die Bilder 7 - 9 zeigen die auf der Basis der Bemessungs-Energiespektren errechneten 50 % Antwort-Pseudobeschleunigungsspektren für 5 % Dämpfung.

Eingetragen sind die HSK-Bemessungsspektren für Fels (im Vergleich zu Bodenklasse R) und für Alluvium (im Vergleich zu Bodenklassen M und A).

Es ist zu beachten, daß die HSK-Spektren über die Maximalbeschleunigung skaliert werden und damit intensitätsunabhängig sind. Ferner entspricht die HSK-Bodenklasse Alluvium der Bodenklasse M dieser Untersuchung (Registrierungen auf Lockergestein wie z.B. Buia wurden für die Schweiz nicht untersucht).

Für die Bodenklasse M zeigt sich die beste Übereinstimmung der Antwortspektren, während das für Bodenklasse R von HSK postulierte Plateau zwischen 3 und 10 Hz im Rahmen dieser Untersuchung nicht verifiziert werden konnte.

Die Unterschiede für Bodenklasse A sind beträchtlich; die in dieser Untersuchung gezeigte Überhöhung der Amplituden im Bereich zwischen 1 bis 3 Hz ist für Lockergesteinstandorte offensichtlich typisch und unterscheidet die Spektren deutlich von denen der Bodenklasse M (Alluvium der HSK-Studie).

Lin ermittelte in seiner Arbeit [5] unter anderem Mittelwerte für die Kanai-Tajimi-Parameter ω_g , ξ_g als Funktion der Bodenklassen Rock, Stiff soil und deep soil aus amerikanischen Aufzeichnungen. Die Gegenüberstellung mit den Ergebnissen dieser Untersuchung ist Tabelle 8 zu entnehmen.

	Soft soil (A)		Stiff soil (M)		Rock (R)	
Lin	19	0.47	21	0.40	25	0.43
nach Kap. 5.3.2: Mittelwerte	16	0.42	22	0.38	40	0.32

Tabelle 8: Vergleich der Kanai-Tajimi-Parameter

Die Angaben stimmen für die Bodenklassen A und M gut überein, während für Bodenklasse R Lin einen deutlich geringeren Hochfrequenzgehalt ausweist. Der Grund dürfte in der mittleren Herdentfernung von 37 km der von ihm verwendeten Registrierungen liegen (im Vergleich zu 17 km bei dieser Untersuchung), wodurch Absorptionserscheinungen den gerade bei Fels-Standorten ausgeprägten Hochfrequenzgehalt bereits stark reduzieren.

Der Vergleich des in Kap. 6.3 ermittelten künstlichen Zeitverlaufes für $I = 8,5$ - Bodenklasse M mit dem amerikanischen spektrumkompatiblen SSE 2 zeigt deutlich die Notwendigkeit eine sinnvollen Beschränkung von Starkbebendauer und Erregungsenergie auf für die BRD realistischen Werte. Bei Skalierung auf Maximalbeschleunigung = 1 beträgt die Erregungsenergie des US-Zeitverlaufes das 5-fache des nach Kap. 6.3 generierten Bebens. Das daraus resultierende unrealistische rechnerische Beanspruchungsniveau gerade nichtlinearer Strukturen ist offensichtlich.

Bild 10 zeigt den Vergleich der beiden Zeitverläufe.



III/25

PROBABILISTISCHE PSEUDOBEACHEUNIGUNG - ANTWORTSPEKTREN
AUS BEMESSUNGSSPEKTREN - BODENKL. A

— HSK - Spektrum für Bodenklasse Alluvium (normiert)

Probabilistische AWS: Starkbebendauer TTB nach Tab. 4
Energie nach Gl. 14.a
Bemessungsspektrum nach Tab. 6

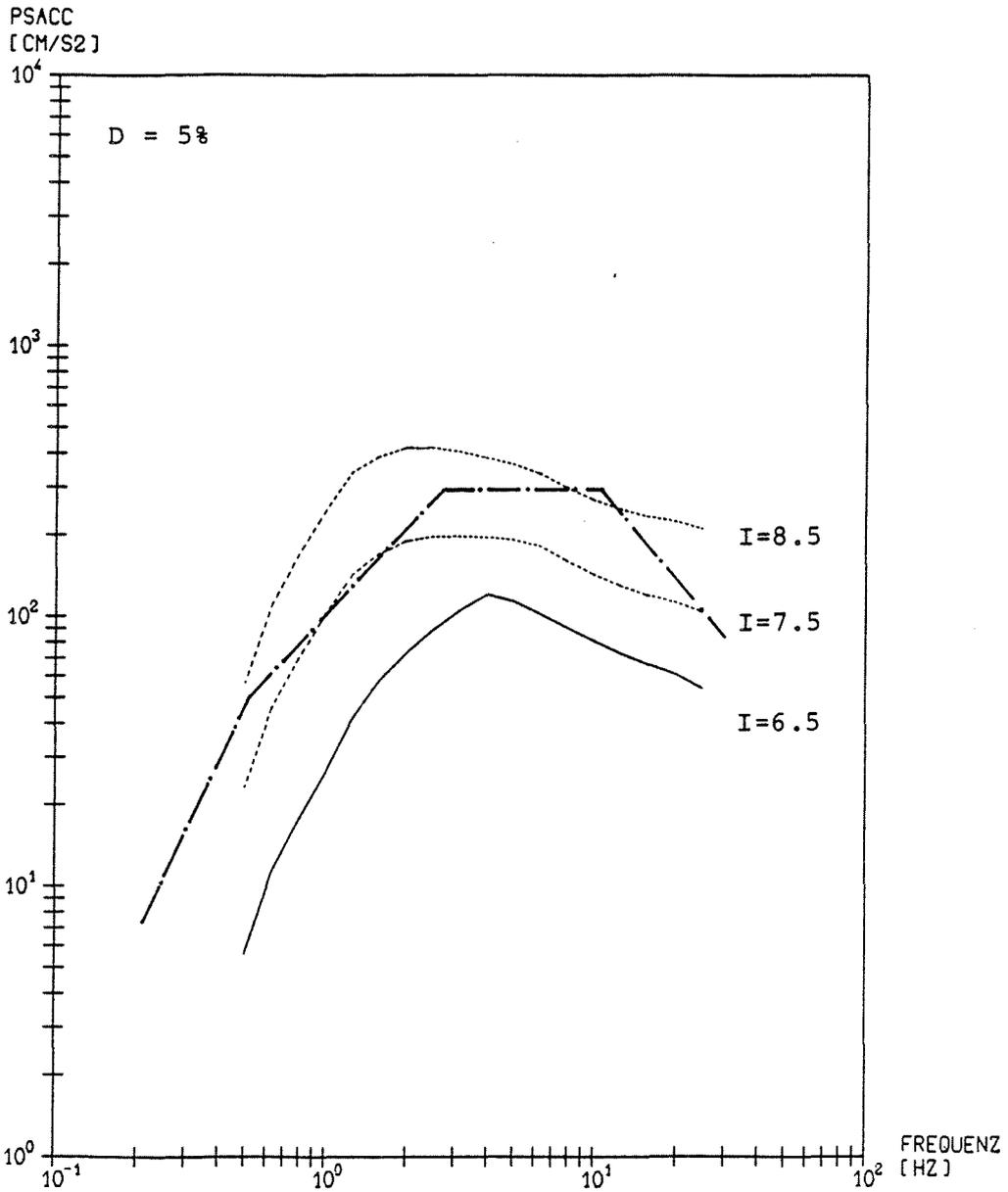


BILD 7

A 5735/000 860421/2009-000:

P082950000 21.04.86 11:01

T 1 - 8.295

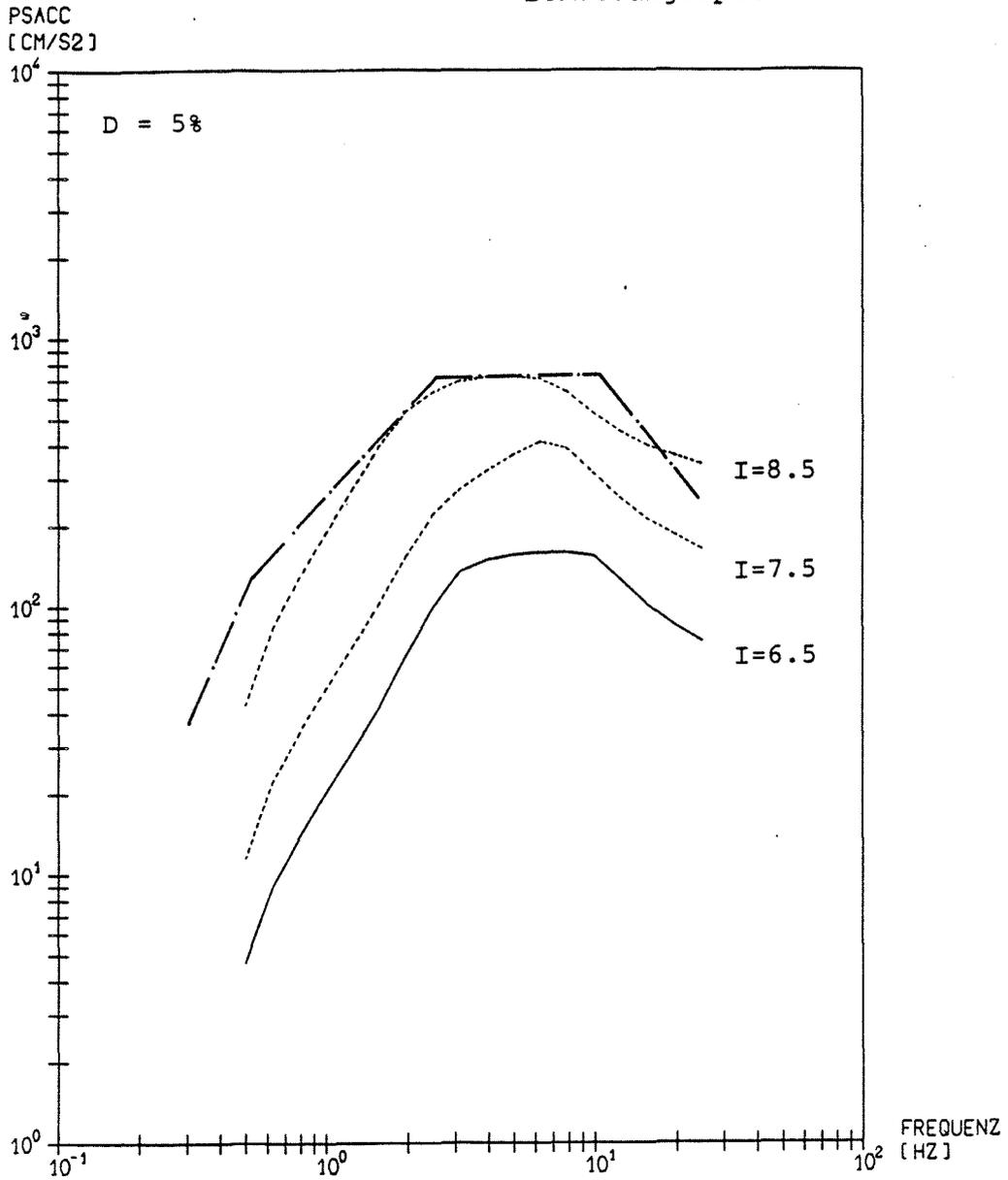


III/26

PROBABILISTISCHE PSEUDOBESCHLEUNIGUNG - ANTWORTSPEKTREN
AUS BEMESSUNGSSPEKTREN - BODENKL. M

— HSK - Spektrum für Bodenklasse Alluvium (normiert)

Probabilistische AWS: Starkbebendauer TTb nach Tab. 4
Energie nach Gl. 14.b
Bemessungsspektren nach Tab. 6





III/27

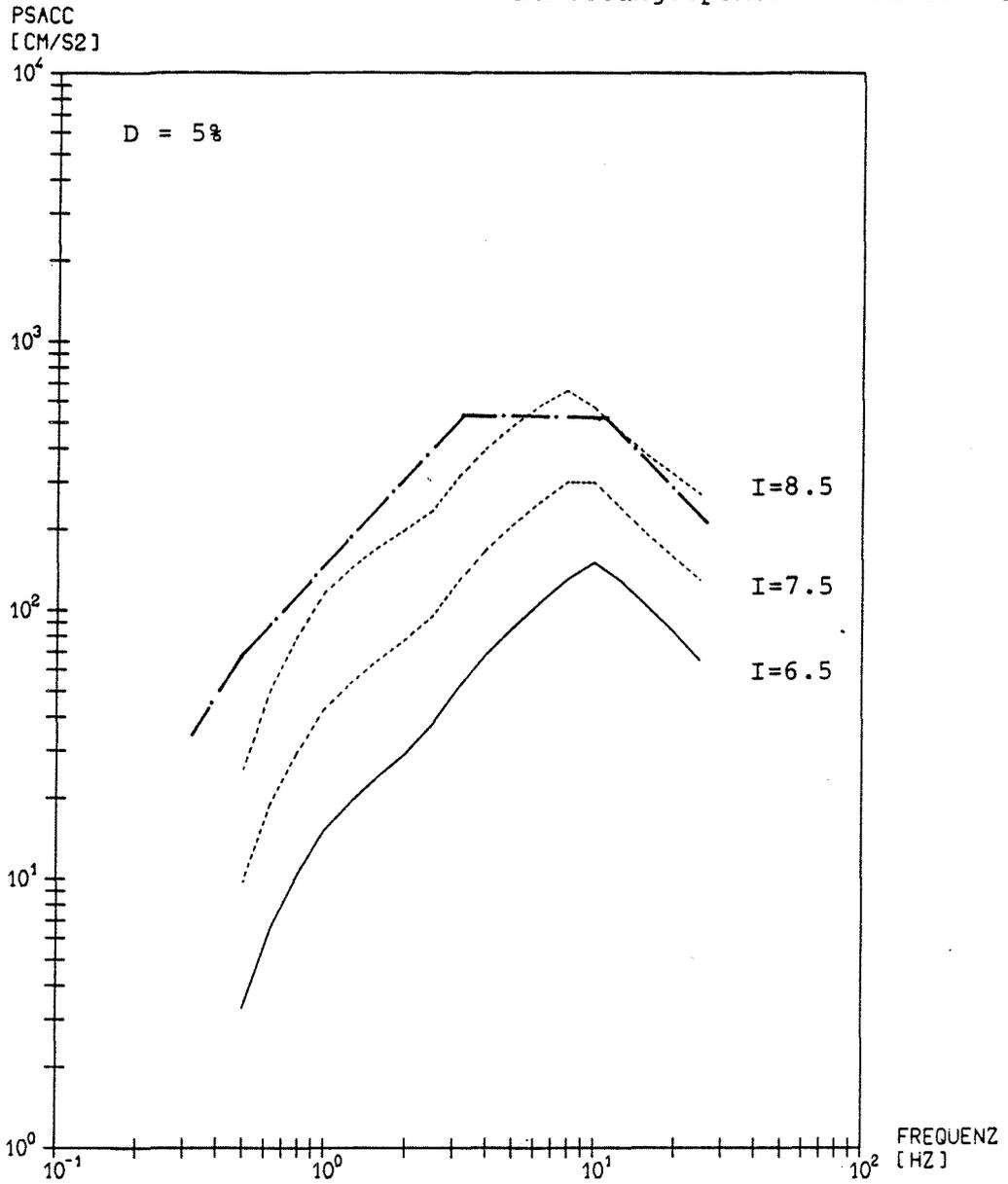
PROBABILISTISCHE PSEUDOBESCHLEUNIGUNG - ANTWORTSPEKTREN
AUS BEMESSUNGSSPEKTREN - BODENKL. R

— HSK - Spektrum für Bodenklasse Fels (normiert)

Probabilistische AWS: Starkbebendauer nach Tab. 4

Energie nach Gl. 14.c

Bemessungsspektren nach Tab. 6



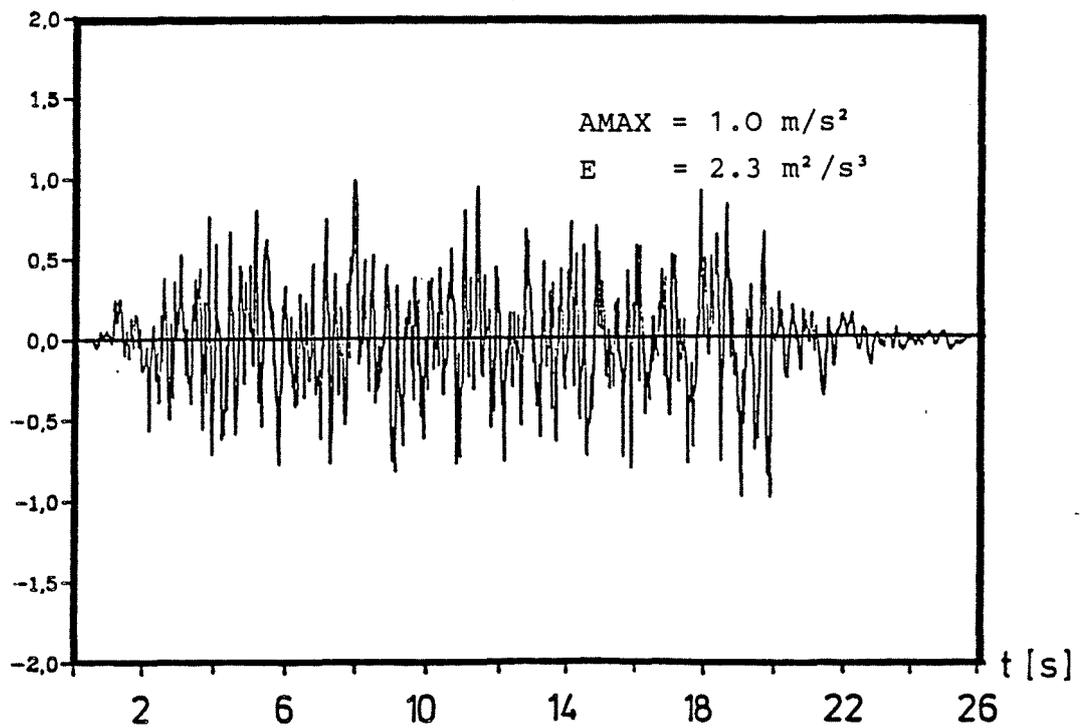
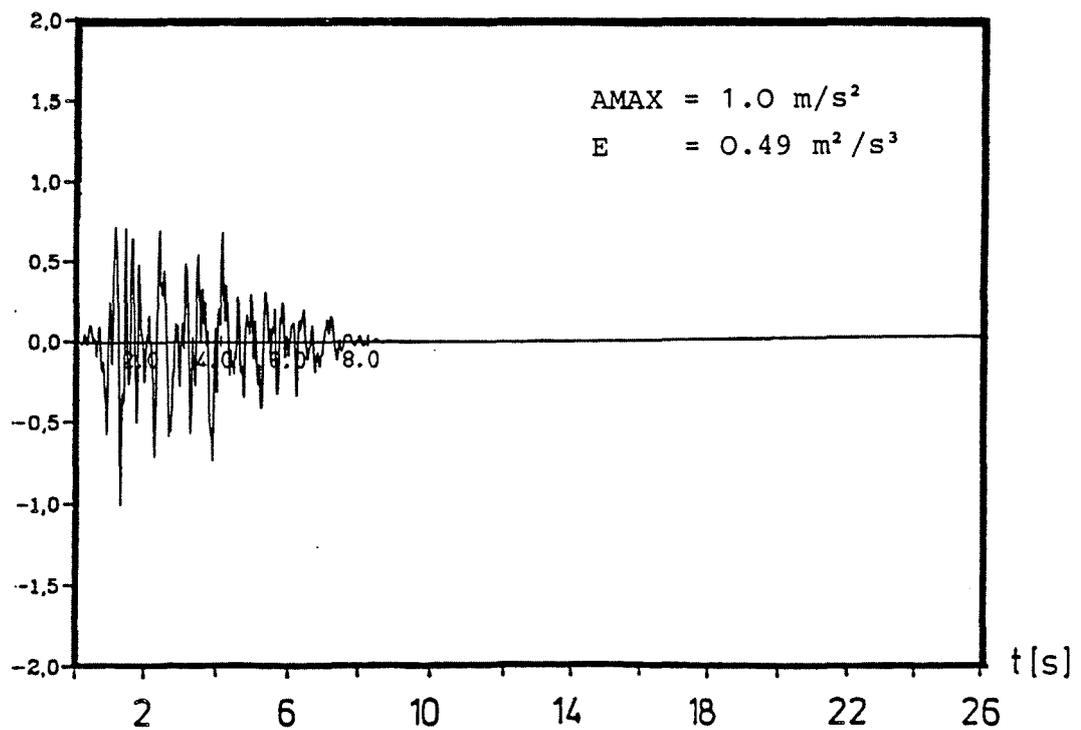
$a(t) \text{ [m/s}^2\text{]}$

 $a(t) \text{ [m/s}^2\text{]}$


Bild 10: Vergleich des US-R.G.1.60-kompatiblen SSE 2
 mit dem unter Kap. 6.3 generierten ZV (I=8.5, M)
 Für Vergleichszwecke normiert auf $AMAX = 1.0 \text{ m/s}^2$

ANHANG III

A.III.1 LITERATUR

- [1] Klein, H.-H. und König, G.: Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben "Kenngrößen zur Beschreibung der Erdbebeneinwirkung", Darmstadt, März 1984

- [2] Baber, T.T./Wen, Y.K.: Stochastic Equivalent Linearization for Hysteretic, Degrading Multistory Structures, Report No. UILU-ENG-80-2001, University of Illinois, 1980

- [3] Vanmarcke, E.H.: Structural Response to Earthquakes. In: Lomnitz, C./Rosenblueth, E.: Seismic Risk and Engineering Decision, Amsterdam: Elsevier 1976

- [4] Basler & Hofmann, Ingenieure und Planer AG: Abschlußbericht der Studie "Erdbeben-Bemessungsspektren für schweizerische Kernanlagen" im Auftrage des Schweiz. Bundesamtes für Energiewirtschaft, Basel 1984

- [5] Lin, J.S./Tyan, J.Y.: Equivalent Stationary Motion and Average Response Spectra, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 14, No. 2, p. 267-279, 1986

T E I L I V

ANALYTISCHE METHODEN

SYNTHETISCHE SPEKTREN UND ZEITVERLÄUFE

ANALYTISCHE ERMITTLUNG DER FREIFELDERREGUNG

Götz Schneider
Thomas Kunze
Horst Langer
Frank Scherbaum

Institut für Geophysik
Universität Stuttgart

7. Synthetische Spektren und Zeitverläufe

7.1 Grundkonzept und Vorgehensweise

7.1.1 Einführung

Die Modellierung der Schadenswirkung durch Erdbebenwellen erfordert sowohl eine geeignete Beschreibung des Herdvorgangs als auch eine angemessene Berücksichtigung des Ausbreitungsmediums. Ziel der Synthese von Erdbebenzeitverläufen ist es, Eingangssignale für die Berechnung von Gebäudeantworten zu gewinnen. Die hier vorgestellte Methode zur Gewinnung synthetischer Zeitverläufe in der Beschleunigung bezieht sich auf SH-Wellen.

Die Beschreibung des Herdvorgangs kann durch Ansatz einer sich auf der Herdfläche ausbreitenden Dislokation bzw. einer Spannungsrelaxation im Erdbebenherd geschehen (kinematische und dynamische Herdmodelle). Es wird zunächst eine ungestörte Bruchausbreitung angenommen. Die Herdfunktion in der Beschleunigung läßt sich nach diesen Modellen einfach durch zweimaliges Differenzieren des Verschiebungsimpulses nach der Zeit erhalten. Konstante Bedingungen der Wellenausbreitung vorausgesetzt ergeben sich theoretisch voll deterministisch bestimmte Akzelerogramme. Tatsächlich jedoch zeigen die Beschleunigungsseismogramme vielfach einen sehr unruhigen Verlauf. (Hanks u. McGuire, 1981). Man kann folgern, daß der hochfrequente Spektralanteil, der für die Beschleunigungen bestimmend ist, quasi den stochastischen Anteil des Herdvorgangs darstellt. Die Bruchausbreitung verläuft also nicht glatt, sondern ist mehr oder weniger zufälligen Störungen unterworfen. Als Ursache für solche Störungen werden Inhomogenitäten angeführt, die zu einer unterschiedlichen Aufspannung bzw. Scherfestigkeitsverteilung der am Herdvorgang beteiligten Partien führt. Sind solche Heterogenitäten groß genug, so kann man ihre Wirkung bereits in den Verschiebungs- und Geschwindigkeitsseismogrammen erkennen. Man spricht dann von "komplexen Erdbeben", die sich aus mehreren Subherden aufbauen. Unter Umständen ist es möglich, für solche Subherde gesonderte Punktherdbestimmungen und Herdlösungen vorzunehmen (z. B. Wyss u. Brune, 1967, Brüstle, 1985). Kleinräumige Unregelmäßigkeiten auf der Herdfläche sind deterministisch nicht mehr erfaßbar, wirken sich jedoch auf die Akzelerogramme durch die Anreicherung an hohen Frequenzen erkennbar aus.

Bei seiner Ausbreitung erfährt das seismische Signal Veränderungen : durch Absorption, Reflexion und Brechung. Insbesondere der Einfluß des oberflächennah anstehenden Materials führt zu lokal unterschiedlichen Schadensbildern, wie sie z. B. in Albstadt beim Albbeben von 3. Sept. 1978 (vgl. Hiller, 1985) zu beobachten waren. In den makroseismischen Karten weisen immer wieder zu beobachtende "Intensitätsinseln" auf den Einfluß des Standorts bei der Wirkung von Erdbeben hin. Die Rolle des Ausbreitungsmediums ist in letzter Zeit auch durch Beobachtungen an Mikroerdbeben deutlich geworden. Die Form der Spektren und Seismogramme von Albbeben kleiner Magnitude wird offenbar maßgeblich durch die sedimentären Deckschichten bestimmt (vgl. Scherbaum, 1982, Langer, 1986).

Durch Verknüpfung von stochastischer Simulation der Herdfunktion und Wirkung des Ausbreitungsmediums können Zeitserien gewonnen werden, die eine Abschätzung der seismischen Lasten am jeweiligen Standort erlauben. Die Kennzeichnung dieser Lasten kann durch die Parameter Maximal- und RMS-Beschleunigung sowie die Signaldauer erfolgen. Ein weiteres Kriterium liefert die Methode der sog. "Antwortspektren". Sie ermöglicht eine quantitativ erfaßbare Beschreibung der Wirkung von Erdbeben auf Gebäude und erlaubt Aussagen über den Frequenzbereich, in welchem bevorzugt Schäden zu erwarten sind.

7.1.2 Methodik

A) Stochastische Beschreibung der Herdfunktion

In vielen Fällen zeigen Erbebenspektren der Beschleunigungsdichte innerhalb eines bestimmten Frequenzbereichs konstante Spektralwerte. Bei einer deterministischen Betrachtungsweise würde dies auf einen bandgepaßten Dirac-Impuls hinweisen. Hanks (1979) betrachtet die Spektren der Beschleunigungsdichte jedoch als bandgepaßte, weiße Rauschspektren. Die Herdfunktion würde sich so als Schwarm von Beschleunigungsimpulsen im Fernfeld des Erdbebenherdes darstellen.

Bei der Simulation des Herdprozesses als Rauschvorgang wird die Form des Amplitudenspektrums deterministisch durch das Herdmodell sowie eine Frequenzbegrenzung nach oben festgelegt. Damit definiert man ein Bandpaßfilter mit zwei

Eckfrequenzen f_0 und f_{max} . Die Phasenbeziehung ist durch den Rauschvorgang gegeben (vgl. Boore, 1983), der quasi den stochastischen Anteil der Simulation darstellt. Ausgangspunkt für die Simulation ist zunächst die Erzeugung gaußverteilter Zufallszahlen mit dem Mittelwert 0. Das Anschwellen und Abklingen des Signals während des Herdvorgangs wird durch Multiplikation der Zufallsfolge mit einer Fensterfunktion modelliert. Nach Filterung mit dem oben angeführten Bandpaß und Rücktransformation in den Zeitbereich erhält man einen Zeitverlauf in der Beschleunigung. Er entspricht in seinen spektralen Parametern dem gewählten Herdmodell, gleichzeitig trägt er dem stochastischen Charakter der beobachteten Akzelerogramme Rechnung.

B) Standortabhängige Simulation von Akzelerogrammen

Bei den Einflüssen des Ausbreitungsmediums spielen in vielen Fällen die sedimentären Deckschichten eine Hauptrolle, weil an deren Schichtgrenzen ausgeprägte Impedanzgegensätze auftreten. Je nach Dicke und Geschwindigkeit der Schichten werden bestimmte Frequenzen besonders stark angehoben, andere dagegen unterdrückt. Durch theoretische Spektren und Seismogramme für realistische geologische Modelle konnte gezeigt werden, wie sich die Signalform durch die Deckschichten verändert. Scherbaum (1986) erhält aus der Inversion von Nahbebenseismogrammen des Herdgebiets Schwäbische Alb Schichtmodelle, die gut mit den geologischen Verhältnissen in Einklang stehen.

Bei der standortabhängigen Simulation dient der stochastisch nach Boore (1983) erzeugte Zeitverlauf als Quellfunktion. Die Beschreibung der Untergrundeinflüsse erfolgt durch Haskell'sche Schicht - Matrizen (Haskell 1960). Mit Hilfe eines "ray - tracing" - Verfahrens werden durch Anwendung des Snellius - Gesetzes die Strahlverläufe bestimmt. Während Haskell nur reelle Schermoduln betrachtet, sich also auf den ungedämpften Fall beschränkt, wird hier die anelastische Dämpfung durch Ansatz komplexer Schermoduln berücksichtigt.

C) Antwortspektren

Die Methode der Antwortspektren bietet eine einfache Möglichkeit, Aussagen über die in einem Gebäude zu erwartenden

Belastungen zu machen. Das Gebäude wird dabei durch einen Einmassenschwinger mit einer bestimmten Eigenfrequenz und Dämpfung dargestellt. Häufige Dämpfungswerte sind von 1%, 2%, 5% und 10%. Die Rechenvorschrift lautet

"Berechne die Antwort des Einmassenschwingers auf die Eingangszeitserie und nehme den Maximalwert der Antwort."

Als Eingangszeitserie dienen Beschleunigungszeitverläufe, in unserem Fall synthetische Akzelerogramme. Mit dem "Duhamel" - Integral

$$u(t) = \int_T^{\infty} \omega_n (1-\beta)^{1/2} * a(\tau) \exp(-\omega_n \beta (t-\tau)) * \sin(\omega_n (1-\beta^2)^{1/2} * (t-\tau)) d\tau \quad (7-1)$$

$u(t)$ = Verschiebungsantwort des Einmassenschwingers
 $a(\tau)$ = Eingangssignal (Beschleunigung)
 β = % krit. Dämpfung
 ω_n = Eigenfrequenz
 T = Länge des Zeitfensters
 τ = zeitlicher Abstand zwischen Antwort und Eingangssignal

kann die Verschiebungsantwort des Einmassenschwingers zu jedem Zeitpunkt t berechnet werden. Die Berechnung mit dem Duhamel-Integral kostet jedoch sehr viel Rechenzeit, daher werden in der Praxis rekursive Filteralgorithmen bevorzugt. Sie erfordern allerdings die Verwendung hoher Digitalisierungsfrequenzen bei der Simulation.

Da nur der Maximalwert der Antwort betrachtet wird, ergibt sich pro Eigenfrequenz nur ein Wert. Ein "Antwortspektrum" erhält man, wenn die Maximalantworten von Schwingern mit unterschiedlicher Eigenfrequenz betrachtet werden. Aus dem Duhamel-Integral nach Gl. (7-1) bzw. den Filterverfahren erhält man zunächst die Verschiebungsantwort. Leitet man die Verschiebungsantwort nach der Zeit ab, so erhält man die Geschwindigkeits- und Beschleunigungsantwort. In der Praxis jedoch werden aus Zeitersparnisgründen sog. "Pseudo-Geschwindigkeits-" bzw. "Pseudo-Beschleunigungs-Antwortspektrern" gerechnet, die sich durch einfaches Multiplizieren des Verschiebungs- Antwortspektrums mit ω bzw. ω^2 ergeben.

D) Näherungen

Das hier vorgeschlagene Verfahren enthält einige Näherungen bezüglich Herdvorgang und Beschreibung der Untergrundseinflüsse.

1. Herdspektrum: Mit der stochastischen Simulation der Quellfunktion ist man auf eine bestimmte Form des Herdspektrums festgelegt. Das hier zugrunde liegende Herdspektrum wird in der Verschiebungsdichte beschrieben durch: Plateauwert, eine Eckfrequenz, einen Hochfrequenzabfall proportional ω^{-2} . Das gewählte Herdmodell muß in seinen spektralen Parametern der hier vorgegebenen Form entsprechen.
2. Fernfeldannahme: Bei der Herleitung der Spektren wird von der Annahme ausgegangen, daß der Standort sich im Fernfeld des Erdbebenherdes befinde, also einige Wellenlängen vom Hypozentrum entfernt. Im Fall der Beschleunigungen, die vor allem vom kurzwelligen Teil des Spektrums bestimmt werden, ist die Fernfeldannahme meist in guter Näherung erfüllt.
3. Ebene Wellen, horizontale Schichtung: Die Anwendung der Haskell'schen Schichtmatrizen setzt ebene Wellen, also ausreichende Herdentfernungen und horizontale Lagerung voraus. Die Näherung mit horizontaler Schichtlagerung ist in vielen Fällen gut erfüllt. Besonders problematisch hinsichtlich der Modellierung von Zeitverläufen sind Talfüllungen, da die Schichtlagerung vielfach nicht mehr horizontal ist..
4. SH-Wellen: Wie eingangs erwähnt, sollen mit diesem Verfahren SH-Seismogramme simuliert werden. Bei Ab- bzw. Aufschiebungsbeben mit steil stehender Herdfläche sowie flach einfallender Welle sind vertikal polarisierte S-Wellen stärker vertreten als horizontal polarisierte.
5. Lineares Verhalten des Ausbreitungsmediums: Bei der Berechnung der Übertragungsfunktion wird davon ausgegangen, daß die Dämpfung nicht von der Amplitude der Bodenverschiebung abhängt. Dies ist wenigstens bis zu Deformationsraten von einigen 10^{-4} annähernd erfüllt (vgl. Joyner et al., 1981). Bei den Maximalbeben, wie sie in Mitteleuropa nördlich der Alpen zu erwarten sind, ist die Annahme linearen Verhaltens des Untergrundes gerechtfertigt.

7.2 Herdparameter und Herdspektren

7.2.1 Herdparameter

Ausgangspunkt bei einer Betrachtung der zu erwartenden seismischen Gefährdung durch den Lastfall Erdbeben ist die Aktivitätskurve einer seismisch aktiven Region. Diese nach Beobachtungsdaten erstellte Grenzwertkurve gibt das maximale seismische Energiepotential pro Tiefenintervall wieder. Ihr Verlauf ab der Kristallinoberkante wird im wesentlichen vom Betrag der Spannungsrate und des Temperaturgradienten bestimmt.

Im weitgehend miteinander gekoppelten System Unter- und Oberkruste wird die Deformationsgeschwindigkeit der duktileren Unterkruste als elastische Spannungsrate in das wesentlich kältere und sprödere Material der Oberkruste übertragen. Aufgrund dieser Anregung aus den tieferen Lithosphärenbereichen nehmen die tektonischen Spannungen in Form eines vertikalen Gradienten gegen flachere Krustenabschnitte kontinuierlich ab. Der als geothermische Tiefenstufe umschriebene Temperaturanstieg von im Mittel etwa $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ bewirkt dagegen ein mit der Tiefe zunehmend plastischeres Verhalten der Gesteine, d. h. ein Gesteinskörper reagiert auf Langzeitbelastung vermehrt durch Kriechprozesse. Ab einer bestimmten Tiefe ist daher zu erwarten, daß die elastische Aufspannung der Gesteinsvolumina durch Spannungsrelaxation kompensiert wird. Die Einflußgrößen Temperatur und Spannungsrate bestimmen demnach in einer Art gegenläufigem Wechselspiel den Tiefenabschnitt erhöhter seismischer Kompetenz in der Erdkruste. Kurven der Tiefenhäufigkeitsverteilung von Erdbeben sowie Herdtiefenschnitte im mitteleuropäischen Erdbebengebiet zeigen, daß die seismische Aktivität hier im wesentlichen auf die obersten 20 km der Erdkruste beschränkt ist (vgl. Ahorner 1983, Bonjer et al. 1984 u. Gilg 1980).

Innerhalb dieses Bereiches ist daher bei zunehmender Tiefe mit größenordnungsmäßig stärkeren Maximalereignissen zu rechnen. Dieser Trend erfährt jedoch in solchen Tiefen eine schlagartige Umkehr, wo die rheologischen und geochemischen Randbedingungen keine größere Ansammlung elastischer Scherdeformationen erlaubt (vgl. auch Meissner & Strehlau 1982).

Da gewöhnlich der Betrag der vom Erdbebenherd abgestrahlten seismischen Wellenenergie logarithmisch in Form

einer Magnituden-Definition angegeben wird, stellt man bei der Aktivitätskurve die Größenordnung des zu erwartenden Maximalereignisses durch die Oberflächenwellenmagnitude ML dar. Für den Prozeß der Synthese künstlicher SH-Zeitverläufe sind somit aus der Aktivitätskurve erste wichtige Eingangsparameter wie Herdtiefe h und Oberflächenwellenmagnitude ML abzulesen.

Daneben soll bei einer seismischen Gefährdungsanalyse eine genaue Kenntnis der den seismischen Herdprozeß beschreibenden geometrischen und physikalischen Herdparameter stehen. Die wichtigste Größe zu einer quantitativen Beschreibung des Erdbebenvorganges ist das seismische Herdmoment M_s . Sein Betrag verhält sich den statischen Herdparametern proportional und gehorcht folgender Definitionsgleichung:

$$M_s = G A d \quad (7-2)$$

M_s = seismisches Herdmoment in Nm
 A = Herdfläche in m^2
 G = Schermodul in N/m^2
 d = mittlere Herddislokation in m

Die mittlere Herddislokation beschreibt nach Betrag und Richtung den relativen Versatz der am seismischen Herdprozeß beteiligten Gesteinspartien.

Die Herdfläche ist generell nur Teil einer großräumigen tektonischen Trennfuge zwischen zwei benachbarten Krustenblöcken. Auf ihr spielen sich bei einem Erdbeben Dislokationen mit hoher Geschwindigkeit ab. Die geometrische Form der Herdfläche kann dabei je nach Modellvorstellung entweder als rechteckig oder kreisförmig angenommen werden:

$$A = l \cdot w \quad \text{in } m^2 \quad (\text{rechteckiger Herd: } l = 2w)$$

$$A = \pi r^2 \quad \text{in } m^2 \quad (\text{kreisförmiger Herd})$$

l = Herdlängserstreckung in m
 w = Herdtiefenerstreckung in m
 r = Herdradius in m

Felduntersuchungen an größeren Ereignissen mit direkt abmeßbarer Herddislokation und Herdlängserstreckung (Hanks & Wyss, 1972) sowie theoretische Überlegungen (Berckhemer, 1962) haben gezeigt, daß mit zunehmend räumlicher Ausdehnung eines Bebens die Oberflächenwellenmagnitude wächst.

Nach Geller (1976) bestehen zwischen dem Logarithmus der Herdfläche und dem Herdmoment einerseits sowie der Oberflächenwellenmagnitude andererseits folgende empirische Zusammenhänge:

$$\log A. = 2/3 ML - 2.28 \quad (7-3)$$

$$\log M. = ML + 11.89 \quad (7-4)$$

A. = Herdfläche in km²

M. = Herdmoment in Nm

Auswertungen langperiodischer Registrierungen größerer mitteleuropäischer Erdbeben (ML > 4.5) haben ergeben, daß Beziehung (7-4) auch für diese Ereignisse Geltung hat (Kunze, 1986).

Hanks & Kanamori (1979) leiten aus dem seismischen Herdmoment die Definition der Moment-Magnitude ab, um die bei den klassischen Magnituden - Definitionen durch Sättigungseffekte auftretenden oberen Grenzwerte zu vermeiden.

Zwischen Herdmoment, seismischer Energie und Moment-Magnitude bestehen folgende Beziehungen (vgl. auch Kanamori 1977):

$$M = 2/3 \log M. - 10.7 \quad (7-5)$$

$$\log E.. = 1.5 M + 4.8 \quad (7-6)$$

M. = seismisches Herdmoment in dyne cm

E.. = abgestrahlte seismische Energie in J

M = Moment-Magnitude

Weitere bedeutende Herdparameter vor allem zur Beschreibung der Herddynamik ist der globale Spannungsabbau Δp . (engl. stress-drop) und die Bruchgeschwindigkeit $v_{r..}$. Der globale Spannungsabbau erfaßt die Spannungsdifferenz, um die beim seismischen Herdprozeß langfristig akkumulierte elastische Spannungen auf die verbleibenden Restspannungen reduziert werden. Er steht mit der mittleren Herddislokation und den Herddimensionen in folgendem Zusammenhang (Kanamori & Anderson, 1975):

$$\Delta p. = C G \frac{d.}{x} \quad \text{in N/m}^2 \quad (7-7)$$

wobei C einen Faktor darstellt, der je nach Geometrie des Herdmodells unterschiedliche Werte annehmen kann:

$$\begin{aligned} \text{unilateraler Rechteckherd } C &= 2/\pi \\ \text{kreisförmiger Herd } C &= 7\pi/16 \end{aligned}$$

G = Schermodul in N/m^2

d_0 = mittlere Herddislokation in m

x = Herdradius r_0 bzw. Herdtiefenerstreckung w_0 .

Die Bruchgeschwindigkeit v_b gibt die Geschwindigkeit an, mit der sich die Bruchfront längs der Herdfläche ausbreitet. Messungen seismischer Impulse haben ergeben, daß ihr mittlerer Betrag mit $v_b = 0.7 \dots 0.8 v_0$ anzugeben ist (Mansinha, 1964, Schick, 1968)

7.2.2 Herdmechanik

Im mitteleuropäischen Herdgebiet herrschen eindeutig seismische Horizontalverschiebungen entlang steilstehender Herdflächen vor. Diesen Typ der seismischen Dislokation beobachtet man im Oberrheingraben und seinen Randgebieten, so auf der westlichen Schwäbischen Alb (Schneider, 1968), in den Vogesen (Haessler & Hoang Trong, 1985) sowie in der Brabanter-Erdbebenzone entlang des Nordrandes der Rheinischen Masse (Ahorner et al. 1972). Im Zentralbereich der Rheinischen Masse erstreckt sich dagegen eine NW-SE streichende Erdbebenzone, deren Ereignisse den Charakter einer Abschiebung entlang flach einfallender Herdflächen aufweisen (Ahorner et al. 1983).

Die Orientierung der Herdfläche bezüglich der Erdoberfläche hat erheblichen Einfluß auf das Abstrahlmuster der seismischen Energie und somit Konsequenzen für das Schadensbild eines Ereignisses. So wird z. B. bei einem Beben auf einer flach einfallenden Herdfläche die seismische Energie verlustfrei gegen die Erdoberfläche abgegeben, während bei einer Horizontalverschiebung auf einer vertikal orientierten Herdfläche ein bedeutender Teil der Energie in das Erdinnere abgestrahlt wird.

Bei Annahme des Herdes als Punktquelle ist die Abstrahlcharakteristik für SH-Wellen nach folgender Beziehung zu berechnen:

$$R(\theta_., \phi_.) = \cos 2\theta_. \sin \phi_.$$
 (7-8)

$\theta_.$ = horizontaler Abstrahlwinkel in Grad

$\phi_.$ = vertikaler Abstrahlwinkel in Grad

Für die Synthese künstlicher SH-Beschleunigungszeitverläufe werden nach der Aktivitätskurve Modellerdbeben so ausgewählt, daß sie hinsichtlich ihrer Herdtiefenlage und Größenordnung wichtige mitteleuropäische Schadenbeben aus diesem Jahrhundert möglichst realitätsnah nachbilden (s. Tab. 7. I).

7.2.3 Herdspektren

Aus den in Kapiteln 7.2.1 und 7.2.2 eingeführten Herdparametern lassen sich synthetische Herdspektren von SH-Impulsen im Fernfeld, d.h. einige Wellenlängen von der Quelle entfernt, berechnen.

Das seismische Herdspektrum in der Verschiebung $\underline{u}(f)$ ist in Anlehnung an die Systemtheorie wie ein Tiefpaß-Filter zu beschreiben und läßt sich im wesentlichen durch drei Spektralparameter charakterisieren.

A) Das niederfrequente Plateau $\underline{u}_.(f)$:

Im Bereich niedriger Frequenzen zeigt das Herdspektrum in der Verschiebung einen weitgehend waagerechten Verlauf. Sein Niveau wird von den statischen Herdparametern und somit vor allem durch das Herdmoment bestimmt. Ordinatenwert des niederfrequenten Plateaus und seismisches Herdmoment sind nach Brune (1970) durch folgende Beziehung miteinander verknüpft:

$$\underline{u}_.(f) = \frac{M_0}{4 \pi \rho v_s^3} R(\theta_., \phi_.) \text{ in m s} \quad (7-9)$$

M_0 = Herdmoment in Nm

ρ = Dichte in kg/m^3

v_s = SH-Wellengeschwindigkeit in m/s

s = Hypozentralentfernung in m

$\theta_.$ = horizontaler Abstrahlwinkel in Grad

$\phi_.$ = vertikaler Abstrahlwinkel in Grad

B) Hochfrequenter Abfall $(f/f_c)^{-\gamma}$:

Gegen höhere Frequenzen fällt das seismische Herdspektrum asymptotisch mit $1/f^\gamma$ ($\gamma = 1, 2, 3, \dots$) ab (z.B. Aki 1967).

Rein deterministisch ist die Frage, ob ein quadratischer oder anderweitiger Abfall vorliegt, davon abhängig, bei welcher zeitlichen Ableitung des seismischen Impulses Unstetigkeitsstellen auftreten (vgl. z.B. Bracewell 1965). Bei einer stochastischen Interpretation der hochfrequenten starken Bodenbewegung wird das Spektrum im wesentlichen von der Anzahl und Orientierung der einzelnen Subherde entlang der Herdfläche und ihrer Scherfestigkeitsdifferenzen untereinander bestimmt. So ist bei zunehmender Heterogenität des Bruchvorganges nach Boore u. Joyner (1978) mit einer deutlichen Anhebung der spektralen Amplituden im Hochfrequenzbereich zu rechnen. Hanks (1979) kann nachweisen, daß der flachste Verlauf des Hochfrequenzabfalls mit $1/f^2$ erfolgt.

C) Eckfrequenz f_c :

Schnittpunkt beider zuvor beschriebener asymptotischer Verläufe ist die Eckfrequenz f_c . Sie ist ein Maß für die endliche Ausdehnung des Herdes und verhält sich den Herdabmessungen invers proportional. Als "Herdeigenfrequenz" ist sie die Frequenz maximaler spektraler Energieabstrahlung.

Ihre Lage im Spektrum hängt rein deterministisch von folgenden Einflußgrößen ab:

--- Bruchausbreitungsgeschwindigkeit v_r :

Bei vom Mittelwert abweichenden höheren Bruchgeschwindigkeiten v_r kommt es zu einer Verschiebung der Eckfrequenzen gegen höhere Frequenzbereiche. In Analogie zum sichtbaren Licht spricht man dann von "blauen" Beben; werden sie dagegen durch langsame Bruchausbreitung zu niedrigeren Frequenzen hin verschoben von "roten" Beben (Duda u. Nuttli 1974).

--- Abstrahlwinkel:

Abgesehen von den Einflüssen des Herdes und des Ausbreitungsmediums zeigt die Lage der Eckfrequenz im Spektrum darüber hinaus eine strenge Abhängigkeit von der räumlichen Orientierung des Beobachters zum Vektor der Bruchausbreitung. So werden z.B. bei einseitigen Brüchen in Richtung der Bruchausbreitung Spektren mit wesentlich höheren Amplitudendichten im Hochfrequenzbereich abgestrahlt als gegenüber bruchabgewandten Azimutbereichen. Diese durch den Doppler-Effekt bedingte Richtungsabhängigkeit des Spektralverlaufes wird in der Seismologie als "Direktivität" bezeichnet und durch die von Ben-Menahem (1962) eingeführte "Direktivitätsfunktion" quantitativ erfaßt. Durch diesen

Effekt kann es bei streng unilateralen Brüchen an unterschiedlichen Beobachtungspunkten zu erheblichen Differenzen der Spitzenwerte seismologischer Zeitfunktionen kommen. So wurde z. B. während des Livermoore-Valley-Erdbebens 1980 in Kalifornien in Richtung der Bruchausbreitung um den Faktor 10 höhere Maximalbeschleunigungen gemessen als bei bruchabgewandten Azimutbereichen (Boatwright u. Boore 1982).

--- Herdgeometrie:

Je nach Modellvorstellung über die Geometrie des Herdes markieren entweder ein oder zwei Eckfrequenzen den Übergangsbereich zwischen niederfrequentem Plateau und Hochfrequenzabfall. Im Spannungsrelaxationsmodell nach Brune (1970) mit einer als kreisförmig angenommenen Herdfläche wird die Herdausdehnung allein durch den Herdradius r , bestimmt. Im Herdspektrum erscheint demnach nur eine Eckfrequenz, die mit dem Herdradius in folgendem Zusammenhang steht:

$$f_c = \frac{2.34 v_s}{2\pi r} \quad \text{in Hz} \quad (7-10)$$

f_c = Eckfrequenz in Hz
 r = Herdradius in m
 v_s = Scherwellengeschwindigkeit in m/s

Sato u. Hirasawa (1973) geben bei einem als kreisförmig angenommenen Herd für die Eckfrequenz eines SH-Impulses eine Beziehung an, die eine Abhängigkeit der Eckfrequenz von der Bruchgeschwindigkeit bei gemittelten Abstrahlwinkeln beschreibt. Der entsprechende Ausdruck lautet:

$$f_c = \frac{C v_s}{2\pi r} \quad \text{in Hz} \quad (7-11)$$

r = Herdradius in m
 v_s = Scherwellengeschwindigkeit in m/s
 C = Skalierungsfaktor in Abhängigkeit von v_r/v_s .

Bei einem unilateralen Bruchablauf wird die Herdausdehnung durch die Herdlängerstreckung l , und die Herdtiefenerstreckung w , festgelegt. Herdspektren eines Bruchvorganges mit derartigen geometrischen Randbedingungen besitzen zwei deutlich voneinander getrennte Eckfrequenzen. Die Spektren zeigen darüber hinaus zwischen beiden Eckfrequenzen einen f^{-1} proportionalen Abfall. Kasahara (1981) gibt für die erste Eckfrequenz f_c , eine Beziehung an, die neben der Abhängigkeit

der Eckfrequenz von der Herdlängserstreckung auch die von der Bruchgeschwindigkeit und vom Abstrahlwinkel θ miteerfaßt. Savage (1972) kommt bei seinen Betrachtungen über einen bilateralen Rechteckherd zu einer zweiten, der Herdtiefenerstreckung invers proportionalen Eckfrequenz. Im einzelnen lauten die Beziehungen wie folgt:

$$f_{c1} = \frac{2 v_s}{2\pi l_s \cdot ((v_{t_s}/v_s - \cos\theta))} \quad \text{in Hz} \quad (7-12)$$

$$f_{c2} = \frac{4.6 v_s}{2\pi w_s} \quad \text{in Hz} \quad (7-13)$$

- l_s = Herdlängserstreckung in m
- w_s = Herdtiefenerstreckung in m
- f_{c1} = erste Eckfrequenz in Hz
- f_{c2} = zweite Eckfrequenz in Hz
- v_s = Scherwellengeschwindigkeit in m/s
- v_{t_s} = Bruchgeschwindigkeit in m/s
- θ = Abstrahlwinkel in Grad

Multipliziert man Herdspektren in der Verschiebung mit $(2\pi f)^2$, gewinnt man die entsprechenden Spektren in der Beschleunigung $a(f)$. Ihre Verläufe zeigen im niederfrequenten Bereich einen quadratischen Anstieg und für Frequenzen größer als die Eckfrequenz f_c einen konstanten Wert a_s . Bei Spektren gemessener Beschleunigungszeitverläufe beobachtet man jenseits einer Maximalfrequenz f_{max} einen ausgeprägten Abfall gegen sehr hohe Frequenzen (Hanks, 1982). Diese Form von Beschleunigungsspektren läßt sich als Bandpaß mit gleichverteilten Amplitudendichten bzw. weißem Spektralverlauf zwischen Herdeck- und Maximalfrequenz charakterisieren.

Hanks u. McGuire (1981) behandeln daher die entsprechenden Zeitfunktionen nach der Theorie stochastischer Signale als einen bandbegrenzten, weißen Rauschvorgang endlicher Dauer mit gaußverteilten Amplituden. Hanks (1979) und Hanks u. McGuire (1981) berechnen aus dem Beschleunigungsspektrum des Brune'schen Herdmodells die Effektivbeschleunigung a_{eff} und leiten daraus die Spitzenbeschleunigung a_{max} ab. Nach dem Theorem von Parseval ist

$$\int_0^T a(t)^2 dt = 1/(2\pi) \int_{f_s}^{f_{max}} a(f)^2 df \quad (7-14)$$

Herdeck- und Maximalfrequenz begrenzen das Frequenzband dabei näherungsweise rechteckig. Für die Effektivbeschleunigung einer gaußverteilten Amplitudenverteilung vom Mittelwert Null gilt somit:

$$a_{r.e.} = \left[(1/T) \int_0^T a(t)^2 dt \right]^{1/2} \quad \text{in m/s}^2 \quad (7-15)$$

T = Herddauer in s (= 1/f_c)

a = Beschleunigungsamplitude in m/s²

Bei Anwendung des Brune'schen Herdmodells ist die Effektivbeschleunigung anzuschreiben als:

$$a_{r.e.} = \frac{R(\theta_0, \phi_0) 4 \pi^2 \Delta p_0}{106 \rho s} 2 (f_{max}/f_c)^{1/2} \quad (7.16)$$

f_c = Herdeckfrequenz in Hz

f_{max} = Maximalfrequenz in Hz

ρ = Dichte kg/m³

s = Hypozentralentfernung in m

Δ p₀ = globaler Spannungsabfall in N/m²

θ₀ = vertikaler Abstrahlwinkel in Grad

φ₀ = horizontaler Abstrahlwinkel in Grad

Ausgehend von der Effektivbeschleunigung a_{r.e.} ist mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit der Wert der Spitzenbeschleunigung zu bestimmen. Bei der Zufallszeitserie 'Akzelerogramm' mit gaußverteilten Amplituden vom Mittelwert Null ist sein Betrag durch folgenden Ausdruck gegeben (vgl. Hanks u. McGuire 1981, Vanmarcke u. Lai 1980):

$$a_{max} = a_{r.e.} \left[2 \ln (2f_{max}/f_c) \right]^{1/2} \quad \text{in m/s}^2 \quad (7-16)$$

Mit dieser Näherung haben Hanks & McGuire (1981) die Beziehung zwischen Effektiv- und Maximalbeschleunigung bei kalifornischen Beben befriedigend beschreiben können. Allerdings lassen sich bei dieser Betrachtungsweise die Einflüsse von Lockergesteinen nicht mit einbeziehen (vgl. Boore u. Joyner, 1984). Daher ist es notwendig, einen stochastischen Freifeld-Herdzeitverlauf zu generieren, der den zuvor genannten Beziehungen genügt. Ausgangspunkt ist das zuvor beschriebene Beschleunigungsspektrum, in welches über das seismische Herdmoment die Größenordnung des Ereignisses und über die Hypozentralentfernung seine Herdtiefe eingeht.

Nach Boore (1983) ist z. B. ein an der Kristallinoberkante vorliegendes Beschleunigungsspektrum durch folgenden Ausdruck anzuschreiben:

$$\underline{a}(f) = a_0 S(f, f_c) P(f, f_{max}) \exp(-\alpha s) \quad \text{in m/s} \quad (7-17)$$

Bei diesem als "Herdbandpaß" charakterisierten Ausdruck handelt es sich um den durch physikalische Parameter determinierten Anteil eines komplexen Herdspektrums, welches als Eingangsgröße in dem Prozeß der Berechnung von synthetischen SH-Zeitverläufe Verwendung findet. Benutzt wird ein relativ einfaches Herdspektrum in der Verschiebung mit einer Eckfrequenz und einem quadratischen Abfall für Frequenzen größer als die Eckfrequenz. Als Eingangsparameter zur Quantifizierung des Herdes benötigt man lediglich das seismische Herdmoment und die Eckfrequenz eines z. B. kreisförmigen Herdes (vgl. Gleichn. 7-10 u. 7-11).

In Gleich. 7-17 beschreibt der erste Ausdruck den Einfluß der Quelle, der zweite modelliert einen Tiefpaß-Filter mit variabler Maximalfrequenz und Filtersteilheit, während der dritte die frequenzabhängige Absorption innerhalb des kristallinen Ausbreitungsmediums erfaßt. Die einzelnen Faktoren haben darin folgende Bedeutung:

$$\begin{aligned} a_0 &= (2\pi f_c^2) \underline{u}_0 \quad \text{in m/s} \quad (\text{vgl. Gl. 7-9}) \\ S(f, f_c) &= (1 + (f_c/f)^2)^{-2} \\ P(f, f_{max}) &= (1 + (f/f_{max})^{2b})^{-1/2} \\ \alpha &= \pi f / Q v_s \end{aligned}$$

- f_c = Eckfrequenz in Hz
- f_{max} = Maximalfrequenz in Hz
- b = Steilheit des Tiefpaßfilters dl
- Q = Qualitätsfaktor dl
- s = Hypozentralentfernung
- α = Absorptionskoeffizient in m^{-1}
- v_s = Schwerwellengeschwindigkeit in m/s
- θ = horizontaler Abstrahlwinkel in Grad
- ϕ = vertikaler Abstrahlwinkel in Grad

ModellereignisReferenzereignis:

$M = 4.5; M_o = 6.3E15 \text{ Nm}$

$z_o = 4000 \text{ m};$

$s_o = 5657 \text{ m}$

$A_o = 2.4 \cdot 10^6 \text{ m}^2$

Rechteckherd: $l_o = 2200 \text{ m}$

$w_o = 1100 \text{ m}$

zirkularer Herd: $r_o = 880 \text{ m}$

Liège 08. 11. 1983

$ML = 4.4; M_o = 1.6E16 \text{ Nm}$

$h_o = 6 + 2 \text{ km}$

$M = 5.0; M_o = 3.5E16 \text{ Nm}$

$z_o = 5500 \text{ m}$

$s_o = 7780 \text{ m}$

$A_o = 7.2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$

Rechteckherd: $l_o = 3800 \text{ m}$

$w_o = 1900 \text{ m}$

zirkularer Herd: 1500 m

Albstadt 03. September 1978

$ML = 5.0; M_o = 5.4E16 \text{ Nm (TURNOVSKY, 1981)}$

$h_o = 6.5 \text{ km}$

$M = 5.5; M_o = 2.0E17$

$z_o = 7000 \text{ m}$

$s_o = 9900 \text{ m}$

$A_o = 21 \cdot 10^6 \text{ m}^2$

Rechteckherd: $l_o = 6500 \text{ m}$

$w_o = 3250 \text{ m}$

zirkularer Herd: $r_o = 2600 \text{ m}$

Oberschwaben 27. Juni 1935

$ML = 5.41; M_o = 1.4E17 \text{ Nm}$

$h_o = 8.5 - 9.5 \text{ km}$

Albstadt 28. Mai 1943

$ML = 5.1; M_o = 1.2E17 \text{ Nm}$

$h_o = 8 \text{ km}$

Tab. 7.1: Gegenüberstellung von Herdparametern der Modell- und der Referenzereignisse.

7.3 Ausbreitungsparameter und Übertragungsfunktion

Das seismische Signal erfährt auf seinem Weg zur Erdoberfläche eine Reihe charakteristischer Veränderungen. In der direkten Umgebung des Erdbebenherdes kommt es zunächst zu einer sehr starken Amplitudenabnahme proportional zu $1/s^2$ - dem Quadrat des Kehrwerts des Laufweges. Diesen Bereich des Wellenfeldes, der bis in Entfernungen von einigen Wellenlängen zum Erdbebenherd dominiert, bezeichnet man als Nahfeld. In größeren Entfernungen - also im Fernfeld - dominiert dann der Teil des Wellenfeldes, für den die Amplitudenabnahme proportional zu $1/s$, also dem Kehrwert des Laufweges erfolgt. In einem ideal elastischen, homogenen Vollraum wäre diese Art der frequenzunabhängigen Abschwächung, die sogenannte geometrische Amplitudenabnahme, die einzige Art der Signalveränderung.

Aufgrund der dissipativen Eigenschaften des Untergrundes kommt es jedoch außerdem zu einer frequenzabhängigen Dämpfung, die durch ein exponentielles Abnahmegesetz der Form:

$$e^{-\alpha s}$$

$$\alpha = \text{Absorptionskoeffizient} \\ = \pi f / v Q$$

$$f = \text{Frequenz}$$

$$v = \text{Phasengeschwindigkeit der Welle}$$

$$Q = \text{Qualitätsfaktor der Absorption}$$

beschrieben wird. Diese Art der Signalveränderung läßt sich durch ein gewöhnliches Tiefpaßfilter beschreiben.

Die auffallendste Signalveränderung entlang des Wellenweges erfolgt meistens in den oberflächennahen Abschnitten des Ausbreitungsmediums. Hier führt häufig eine ausgeprägte Schichtung des meist sedimentären Untergrundes zu einer stark frequenzabhängigen Filterung des Erdbebensignals. Es kommt zu konstruktiven und destruktiven Interferenzen und damit zur Anhebung bestimmter Signalanteile bzw. zur Abschwächung anderer. Für eine einzelne schallweiche Schicht über einem schallharten Halbraum tritt die Amplitudenüberhöhung bei den Wellenlängen auf, die gleich dem Vierfachen einer effektiven Schichtmächtigkeit bzw. einem ungeradzahligen Bruchteil davon sind ($\lambda/4$ Verstärkung).

Das vollständige Übertragungsverhalten einer Schicht läßt sich durch eine sogenannte Propagatormatrix beschreiben, die

für den Fall von SH-Wellen eine 2×2 -, für P-SV-Wellen eine 4×4 -Matrix darstellt. Der höhere Rang der Matrix im zweiten Fall erklärt sich daraus, daß bei der Ausbreitung von P-SV-Wellen an jeder Schichtgrenze außer reflektierten und gebrochenen Wellenfeldanteilen konvertierte Signalanteile auftreten. Die Beschreibung des Übertragungsverhaltens eines horizontal geschichteten Mediums erfolgt nun über die Verknüpfung der Einzelschichtmatrizen. Die kontrollierenden Schichtparameter der i -ten Schicht sind dabei die Schichtdicke d_i , die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen v_i , v_{pi} und die Dichte ρ_i .

Neben den genannten Einflüssen treten außerdem in vielen Fällen noch eine Reihe von Effekten auf, die sich einer deterministischen Simulation entziehen. Hierzu zählen beispielsweise die aus der Reflexionsseismik bekannte Tiefpaßfilterung durch Feinschichtung sowie verschiedenartige Streuvorgänge an Heterogenitäten.

Die Ausbreitungsverhältnisse für die das Schadensbild im Epizentralgebiet dominierenden SH-Wellen lassen sich vereinfachend durch die Effekte wie geometrische Amplitudenabnahme, frequenzabhängige Absorption und Ausbreitung in einem horizontal geschichteten Medium simulieren (Scherbaum 1982, Langer 1986). Die Übertragungsfunktion eines geschichteten Mediums läßt sich dabei nach Haskell (1960) berechnen.

Eine Schwierigkeit im Zusammenhang mit der quantitativen Simulation stellt die Berücksichtigung der Absorption dar. Der Ansatz der Übertragungsfunktion eines Dämpfungsfilters vom Typ $e^{-\alpha \cdot \omega / v}$ als Übertragungsfunktion, wie er bei der Inversion von Q Verwendung findet, wobei s , v , Q jeweils die über den gesamten Wellenweg gemittelten Parameter sind, führt zu einer Verletzung der Kausalitätsbedingung. Dies hat für die Inversion des Qualitätsfaktors aus gemessenen Daten keine Bedeutung, führt aber in der Simulation dazu, daß die Impulsantwort des korrespondierenden Schichtpaketes schon zu Zeiten Energie enthält, die vor der Signallaufzeit für die direkte Welle liegen. Außerdem werden durch die Verwendung eines mittleren Dämpfungsfilters die verschiedenen multiplen Reflexionen nicht in realistischer Weise bedämpft. Um die Kausalitätsbedingung zu erfüllen, müssen Real- und Imaginärteil der Übertragungsfunktion den Kramers-Krönig-Beziehungen genügen, d. h. ein Hilbert-Transformationspaar sein. Dies läßt sich beispielsweise durch die Verwendung eines Futterman-Dämpfungsoperators (Futterman, 1962) erreichen.

Um die Bedämpfung der multiplen Reflexionen in realistischer Weise zu gewährleisten, wird vielfach der Ansatz einer komplexen Wellenzahl in der Propagatormatrix dem oben genannten Ansatz vorgezogen (z. B. König und Heunisch 1983). Allerdings erfolgt auch hier eine Verletzung der Kausalitätsbedingung, solange nicht explizit für die Einhaltung der Kramers-Krönig-Beziehungen gesorgt wird.

In den Abb. 7.1 bis 7.3 sind für das Standardmodell der Station Jun (Jungingen) die Konsequenzen der verschiedenen Absorptionsansätze demonstriert. In Abb. 7.1 wurde das Absorptionsfilter für die gemittelten Schichtparameter unter Berücksichtigung der Kausalitätsbedingung berechnet (Typ I). Abb. 7.2 zeigt die Impulsantwort und Übertragungsfunktion für die gleichen Schichtparameter diesmal nach dem Ansatz von König und Heunisch (1983), wobei nicht explizit für die Einhaltung der Kausalitätsbedingung gesorgt wird (Typ II). Der dritte Ansatz erfolgte über den Ansatz einer komplexen Wellenzahl für jede einzelne Schicht (Typ III, Abb. 7.3). Die einzelnen Ansätze ergeben deutlich sichtbare Unterschiede in den korrespondierenden Impulsantworten und Übertragungsfunktionen.

Gemessen am Grad der Realitätsnähe sind die Ausbreitungsverhältnisse mit dem Typ III sicherlich am besten simuliert. Während bei Typ I die Verwendung der gemittelten Absorptionsparameter für das gesamte Schichtpaket aufgrund der ungenügenden Bedämpfung der Mehrfachreflexionen zu einer vergleichsweise langen Signaldauer führt, sind die Unterschiede in der Übertragungsfunktion vergleichsweise gering. Die gravierendsten Differenzen in der Übertragungsfunktion treten im Vergleich zu dem Ansatz nach König und Heunisch (1983) auf, da hier durch die Akausalität alle 'scharfen' Einsätze verschliffen und damit der Hochfrequenzanteil des Signals in unrealistischer Weise abgedämpft wird, was zu beträchtlichen Amplitudenunterschieden in der Übertragungsfunktion führt. Die Signaldauer ist bei diesem Ansatz allerdings vergleichsweise wenig verändert.

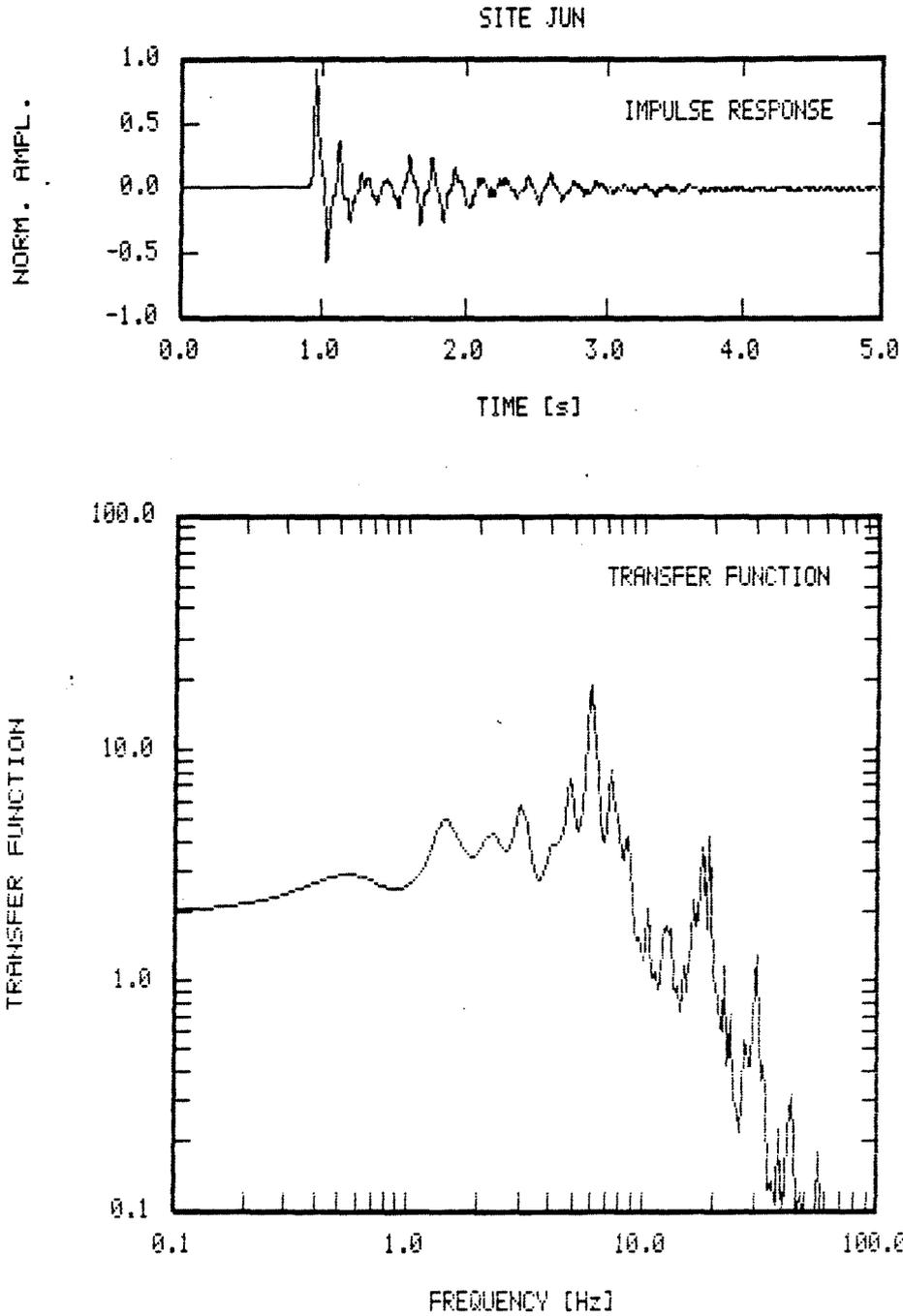


Abb. 7.1 Impulsantwort und Übertragungsfunktion für das Standardmodell der Station Jun unter Berücksichtigung gemittelter Absorptionsparameter für den geschichteten Teil des Ausbreitungsmediums und kausaler Ausbreitung (Typ I).

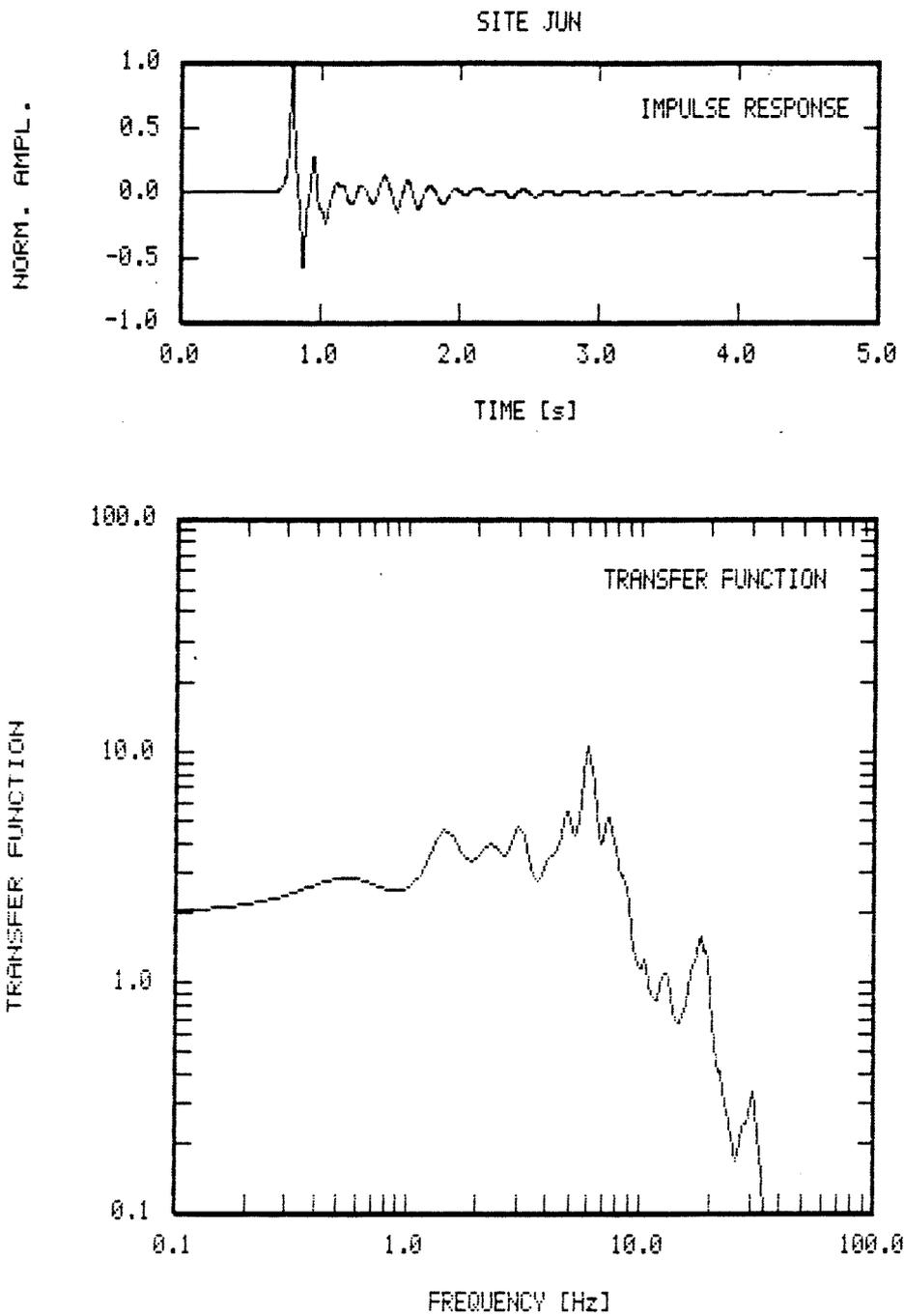


Abb. 7.2 Impulsantwort und Übertragungsfunktion für das Standardmodell der Station Jun unter Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter für jede einzelne Schicht und akausaler Ausbreitung (Typ II).

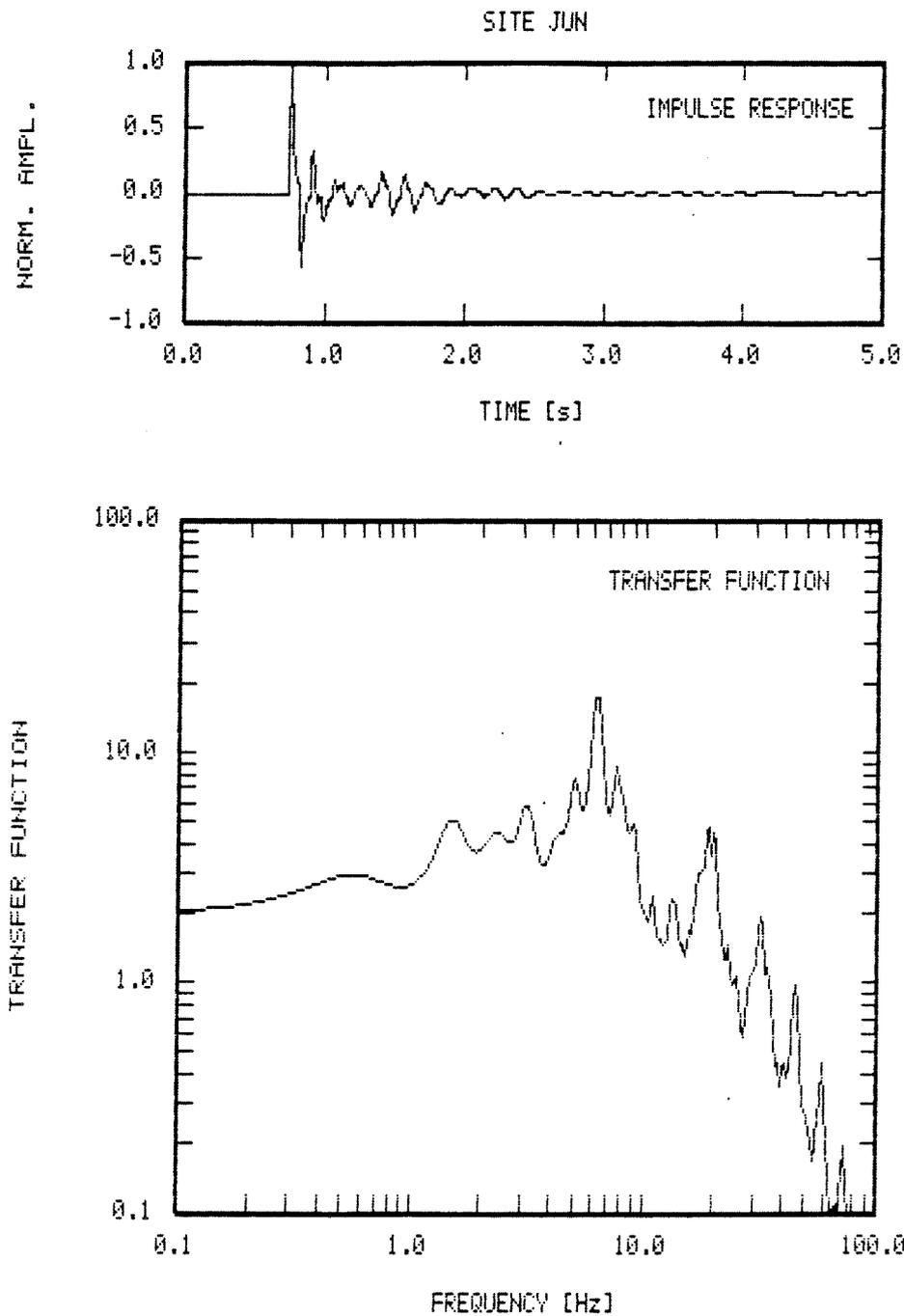


Abb. 7.3 Impulsantwort und Übertragungsfunktion für das Standardmodell der Station Jun unter Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter für jede einzelne Schicht und kausaler Ausbreitung (Typ III).

7.4 Freifelderregung und ingenieurseismologische Eingangsgrößen

7.4.1 Freifelderregung

Unter Freifelderregung sei ein seismischer Signalverlauf verstanden, der keine Einflüsse von Gebäuden und anderen technischen Einrichtungen enthält. Das gedachte Aufnehmersystem soll sich an der Erdoberfläche befinden.

7.4.2 Kinematische Bewegungsgrößen

Welche kinematische Bewegungsgröße - Bodenverschiebung, Bodengeschwindigkeit oder Bodenbeschleunigung - zur quantitativen Darstellung einer zu erwartenden seismischen Bodenbewegung verwendet wird, hängt von der Art des Bauwerks ab. In den meisten Fällen werden Eingangsgrößen für den seismischen Lastfall in Form der Beschleunigung verlangt. Da im Epizentralgebiet die Tiefpaßwirkung des Ausbreitungsmediums wegen der kurzen Entfernungen zum Herd gering ist, enthält das seismische Signal noch relativ starke Spektralkomponenten hoher Frequenz ($f > 10 \text{ Hz}$). Um eine Störung der Aufzeichnung durch parasitäre Eigenfrequenzen im Seismometer zu vermeiden, kommen als Nahfeld-Instrument (strong-motion-seismograph) nur hoch abgestimmte Beschleunigungsaufnehmer in Frage. Die Aufzeichnungen solcher Systeme können zwar zur Bodengeschwindigkeit bzw. Bodenverschiebung integriert werden, was aber vor allem bei zweimaliger Integration mit numerischen Schwierigkeiten verbunden ist. In der folgenden Tabelle sind die Symbole der kinematischen Bewegungsgrößen, die bei der Beschreibung seismischer Signale Verwendung finden, zusammengefaßt.

Kinematische Bewegungsgrößen zur Beschreibung seismischer Signale.

Bodenverschiebung (in m):

$$u = (u_x, u_y, u_z) = (u_{EW}, u_{NS}, u_z)$$

$$u = (u_x^2 + u_y^2 + u_z^2)^{1/2}$$

$$u_h = (u_x^2 + u_y^2)^{1/2}$$

Bodengeschwindigkeit (in m/s):

$$v = (v_x, v_y, v_z) = (v_{EW}, v_{NS}, v_z)$$

$$v = (v_x^2, v_y^2, v_z^2)^{1/2}$$

$$v_h = (v_x^2 + v_y^2)^{1/2}$$

vgl. DIN 4150: $v = v_R$ ("resultierende Schwinggeschwindigkeit" in mm/s).

Bodenbeschleunigung (in m/s^2):

$$a = (a_x, a_y, a_z) = (a_{EW}, a_{NS}, a_z)$$

$$a = (a_x^2 + a_y^2 + a_z^2)^{1/2}$$

$$a_h = (a_x^2 + a_y^2)^{1/2}$$

Häufig wird das Verhältnis a_z/a_h als Eingangsgröße verlangt.

7.4.3 Spitzenwerte der Freifelderregung.

Spitzenwerte der seismischen Bodenbewegung werden direkt als Eingangsgrößen für Ersatzlastverfahren oder als Skalierungsfaktoren bei Berechnungen im Zeitbereich und bei der Modalanalyse (Einhängewert des Antwortspektrums) verwendet. Im Nahfeld gemessene Amplituden der Bodenbeschleunigung sind in den letzten Jahrzehnten mit verschiedenen Größen des Systems "Herdvorgang - Ausbreitungsmedium - Auswirkung bei Gebäuden" korreliert worden:

- Magnituden
- Magnituden und Herdentfernung
- Untergrundsverhältnisse: Bodenklassen
(wie fest, mittelfest, locker)
- oder seismischen Impedanzen (Dichte * S-Wellengeschwindigkeit)
- makroseismische Intensität

Als eine der aktuellsten Arbeiten dieser Richtung sei die von Joyner & Boore (1981) genannt. Um den Einfluß von Zufälligkeiten bei der Festlegung von Spitzenwerten der Bodenbeschleunigung zu reduzieren, werden zunächst Werte der

effektiven Bodenbeschleunigung berechnet (McGuire & Hanks, 1980):

$$a_{e,s} = (2 \pi)^2 \underline{u}_s f_c^3 \sqrt{\frac{Q_s v_s}{f_c \pi s}} \quad \text{in m/s}^2 \quad (7-18)$$

\underline{u}_s = spektrale Amplitudendichte der seismischen Bodenverschiebung, in der Entfernung s zum Herd (m/Hz).
 f_c = Herdeckfrequenz in Hz; Q_s = Qualitätsgröße der Absorption für S-Wellen (dl); v_s = S-Wellengeschwindigkeit in m/s.

Der Maximalwert der Bodenbeschleunigung läßt sich nach den gleichen Autoren mit Hilfe der folgenden Beziehung (7-16) abschätzen:

$$a_{max} = a_{e,s} \left[2 \ln (2 f_{max} / f_c) \right]^{1/2} \quad \text{in m/s}^2 \quad (7-16)$$

f_{max} ist eine obere Grenze des Spektrums seismischer Signale, die durch nicht näher identifizierbare und auch in Rechenmodellen nicht berücksichtigte Effekte des Herd- wie auch des Ausbreitungsprozesses bedingt ist.

7.4.4 Starkbebendauer

Die zeitliche Ausdehnung einer seismometrischen Registrierung wird vom Herdprozeß, dem Ausbreitungsvorgang und auch vom Aufzeichnungssystem beeinflusst. In der Ingenieurseismologie beschränkt man sich auf die Betrachtung von S - Wellen und von geführten Wellen (Love- und Rayleigh-Wellen), deren Amplitude zu technisch relevanten Bewegungen eines Bauwerks führen können. Während es über den Beginn der aus direkten S-Wellen, Reflexionen unterschiedlicher Art und geführten Wellen bestehenden "Sg"-Phase kaum Meinungsunterschiede gibt, da die direkte Welle entsprechend ihrem relativ hohem Gehalt an hochfrequenten Signalkomponenten scharf einsetzt, zeigt die Anzahl an Definitionen, welche den Schluß des zu berücksichtigenden Signalbereichs festlegen sollen, die Unsicherheit bei einer solchen Auswertung auf. Als Beispiele seien hier nur die Unterschreitung eines Wertes in der Beschleunigung oder die Überschreitung eines Betrages im Energiesummenverlauf des Signals als Kriterien genannt. Wie bei den Spitzenwerten der Bodenbeschleunigung hat es auch bei der Starkbebendauer nicht an Versuchen gefehlt, diese für die Beurteilung einer seismischen Gefährdung sehr wesentliche Größe mit Parametern zur Beschreibung des Herdvorganges, des Ausbreitungsmediums und der Auswirkung eines Bebens auf

Gebäude in Beziehung zu setzen. Es zeigt sich dabei, daß die Starkbebendauer bei technisch relevanten Ereignissen mit der Magnitude anwächst. Geht man vom Herdprozeß aus, so ist die Dauer der direkten S-Welle der Herdbruchdauer vergleichbar. Nach Boatwright (1980) erreicht die Starkbebendauer etwa den zweifachen Betrag der Herdbruchdauer. Stopp-Phasen und eine Verlängerung durch Ausbreitungseffekte bewirken eine Verlängerung gegenüber der Ausbreitungszeit des Scherbruchs auf der Herdfläche.

7.4.5 Herdnahe Zeitverläufe

Für Berechnungen, bei denen der Zeitverlauf der seismischen Bodenbewegung als Fremdfunktion einer Schwingungsgleichung eingesetzt wird, ist es notwendig, Auswahlkriterien zu finden, durch die der seismotektonischen Situation ebenso Rechnung getragen wird wie den Untergrundsverhältnissen am jeweiligen Standort. Als wichtigste Merkmale für die Anwendung von Zeitfunktionen, die ortsfremd registriert worden sind, kann man betrachten:

Magnitude-Herdtiefe

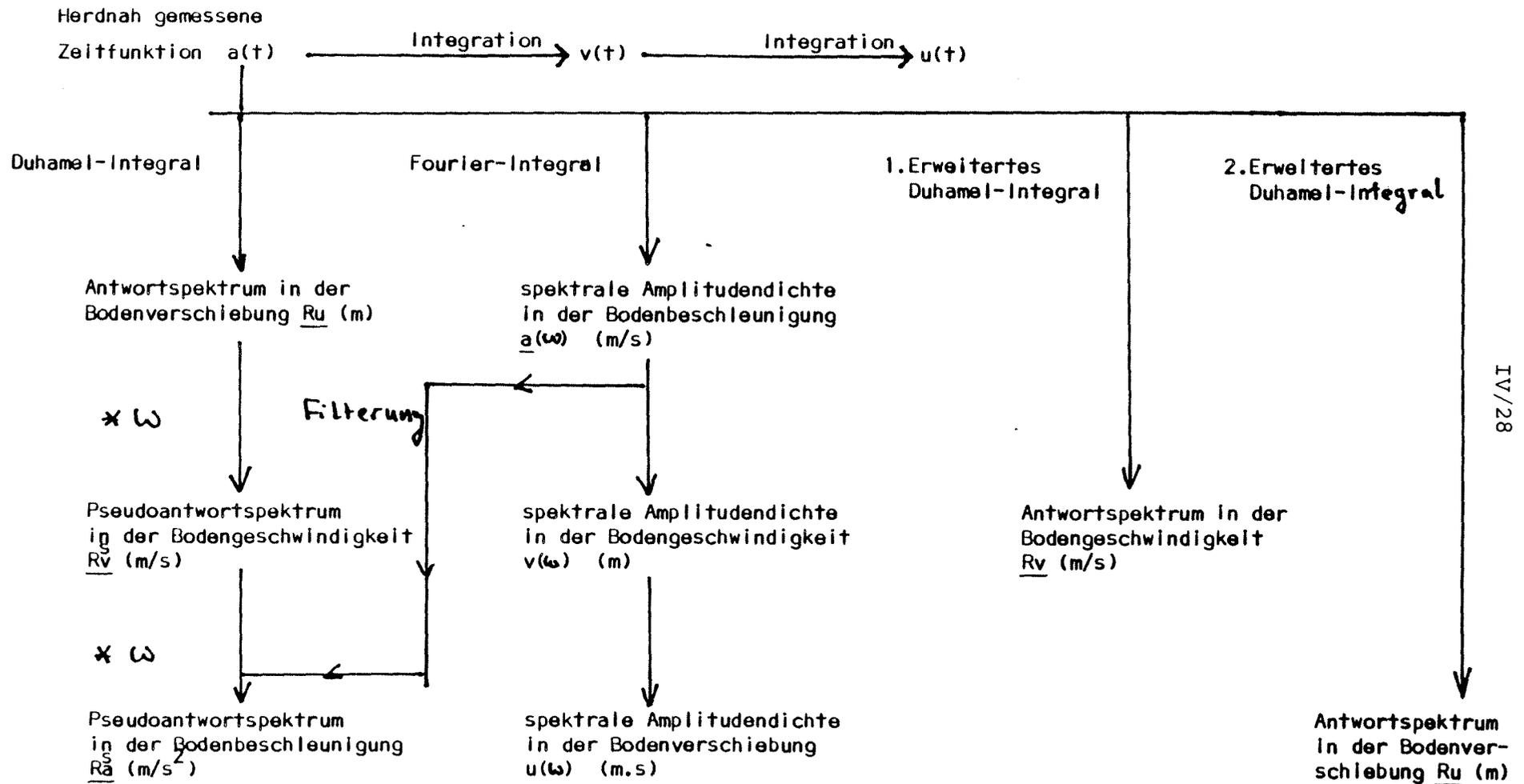
Herdentfernung

Untergrundsverhältnisse, insbesondere die Struktur der oberflächennahen Schicht

Aus diesen Größen läßt sich das Fenster Amplitude * Starkbebendauer als weiteres Auswahlkriterium abschätzen.

7.4.6 Spektrale Verfahren

Spektrale Methoden sind einmal für die systemtheoretische Behandlung seismischer Lastannahmen von großer Bedeutung. Analyse und Synthese von Seismogrammen unter dem Gesichtspunkt der Aufgliederung in die drei Bereiche Herd, Ausbreitungsmedium und Empfänger sind dabei an erster Stelle zu nennen. Für die Entwicklung synthetischer Zeitfunktionen wird entsprechend dem zu erwartenden Herdvorgang und in Anpassung an die gegebenen Ausbreitungsbedingungen ein synthetisches Kristallin- oder auch Freifeldspektrum entwickelt, das dann durch statistische Variation von Herd- und Übertragungsparametern in statistisch ausreichender Vielfalt generiert werden kann. Auch im Anwendungsbereich spielt ein spektrales Verfahren, nämlich die Darstellung eines seismischen Zeitverlaufs als Antwortspektrum eine wichtige Rolle. Die in statistisch gesicherter Form ausgewählten oder generierten Zeitverläufe werden in Antwortspektren transformiert. Jeder verwendete Verlauf kann so als Realisierung eines Zufallsprozesses betrachtet werden. Aus der Schar der betrachteten Spektralverläufe lassen sich dann Mittelwertverläufe ebenso ableiten wie Verläufe, die sich um $\pm 1\sigma$, $\pm 2\sigma$ vom Mittelwert unterscheiden. Ein direkter Übergang von einem Fourierspektrum zu einem Antwortspektrum über entsprechende Filterfunktionen ist ebenfalls möglich. Einen Überblick über die verschiedenen Eingangsgrößen bei seismischen Lastannahmen soll Abb. 7.4 vermitteln.



7.5 Bandbreite der Eingangsparameter

7.5.1 Herdparameter

Die Erdbebentätigkeit Mitteleuropas kann auf ein recht einheitlich ausgerichtetes Spannungssystem zurückgeführt werden (Ahorner et al., 1983). Ausdruck davon sind die für alle mitteleuropäischen Herdgebiete bisher beobachteten Herdflächenlösungen und Maximalmagnituden von $M < 6$. Je nach Temperatur-Tiefenprofil wird die seismische Aktivität auf ein flacheres oder auf ein tiefer reichendes Stockwerk der oberen Erdkruste ($\Delta z = 0 \dots 20$ km) verteilt. Die Magnitude bzw. das seismische Herdmoment bestimmen das Niveau des niederfrequenten Teils des Herdspektrums. Übernimmt man Spektren bzw. Zeitfunktionen für Beben mit einer Magnitude $M > 6$, so erhält man für Frequenzen unterhalb 1 Hz systematisch größere Amplitudenwerte als sie irgendeiner Situation in Mitteleuropa entsprechen. Auf die Extremwerte der Magnituden mitteleuropäischer Beben und auf den Einfluß zufälliger Abweichungen, welche das niederfrequente Niveau des Spektrums angehen, wird im Anhang zu Abschnitt 7.5 eingegangen. Trotz der Einheitlichkeit des rezenten tektonischen Beanspruchungsplans lassen sich auch innerhalb der Bundesrepublik Deutschland hinsichtlich der Reaktion auf die tektonische Spannungsbelastung deutliche Unterschiede erkennen, die sich im Vorherrschen bestimmter herdkinematischer Bewegungsformen ausdrücken. Es lassen sich dabei sehr deutlich drei herdkinematische Provinzen unterscheiden (Ahorner, 1985):

a. Im Norden die Brabanter Horizontalverschiebungszone. Etwa E-W streichende Horizontalverschiebungen sind die wichtigste Bewegungsform bei den größeren instrumentell beobachteten Erdbeben, die zum größten Teil auf belgischem Territorium stattgefunden haben. Die Zone setzt sich aber sehr deutlich in den Aachener Raum hinein fort.

b. Im Nieder- und Mittelrheingebiet dominieren dagegen Beben mit Abschiebungscharakter (Ahorner et al., 1983; Ahorner, 1985).

c. Die Beben des Oberrheingrabens und seiner Randgebiete finden vorzugsweise als etwa Nord-Süd verlaufende Horizontalverschiebungen oder als Nordost-Südwest streichende Horizontalverschiebungen statt, die in etwa Ost-West verlaufenden Scherzonen angeordnet sind. Man unterscheidet bei den herdkinematischen Bewegungsformen drei Grundtypen:

Überschiebung: T
 Horizontalverschiebung: H
 Abschiebung : V

Geht man von sonst gleichen Parametern des Herdprozesses aus, so hat allein die herdkinematische Bewegungsform wichtige Konsequenzen für die seismische Belastung. So bewirkt die unterschiedliche Zuordnung der Auflast im tektonischen Hauptspannungssystem bei den drei genannten Bewegungsformen unterschiedliche Amplituden in der abgestrahlten Bodenbeschleunigung (McGarr, 1984):

$$a_T : a_H : a_V = 4.2 : 1.6 : 1$$

Die unterschiedliche Orientierung der Herdfläche bei den drei Grundformen der Herdkinematik hat zur Folge, daß sich der Bereich maximaler Einstrahlung oder maximaler makroseismischer Intensität auf verschieden große Flächen verteilt:

$$A_T(I_0) : A_H(I_0) : A_V(I_0) = 1 : 2 : 1$$

Wie man sieht, stellt die seismische Überschiebung den Fall höchster Belastung dar. Hinzu kommt noch, daß Überschiebungen stets im flachsten Krustenbereich auftreten, wenn es sich um kontinentale Herdgebiete handelt. Die bisher für Mitteleuropa gesammelten instrumentellen Daten über Erdbeben und das bisher durch Messungen festgestellte Niveau der deviatorischen tektonischen Spannungen zeigen, daß bei größeren Beben vorzugsweise mit Horizontal- und Abschiebungen zu rechnen ist (Greiner & Lohr, 1980). Während sich in breitbandig gemessenen Signalen der seismischen Bodenverschiebung vor allem das seismische Herdmoment als Flächeninhalt des Signals und der Mittelwert der Herdbruchgeschwindigkeit (Verhältnis Dauer zu Höhe des Signals) ausdrückt, ist es bei dem gleichen Signal, in der Bodenbeschleunigung aufgezeichnet, vor allem die Heterogenität des Herdprozesses, die sich im Signalverlauf bestimmend bemerkbar macht. Unterschiedliche Scherfestigkeit des Materials auf der Herdfläche, Unregelmäßigkeiten in der Oberflächenform der sich berührenden Gesteinspakete können für eine entsprechende Rauigkeit des Signals in der Bodenverschiebung sorgen. Daraus entwickeln sich, wenn man das gleiche Signal in der Beschleunigung betrachtet, beherrschende Signalanteile. Diese Unterschiede können nur durch eine ausreichende Varianz der Hochfrequenzanteile am Signal berücksichtigt werden. Die Einhüllende eines solchen Zeitverlaufs wird von den "Niederfrequenz"-Parametern des Herdvorgangs bestimmt. Im Frequenzbereich grenzt man zunächst

das Spektrum seismischer Signale durch eine oder mehrere Eckfrequenzen gegen niedere Frequenzen hin ab, während ein "f_{max}" von etwa 15 Hz als obere Grenze des seismischen Bandpasses betrachtet wird (Boore, 1983). In der Eckfrequenz des seismischen Herdspektrums drückt sich die Endlichkeit des Herdvorganges in Zeit und Raum aus. Schwankungen sind hier bei gleich großem Moment auf Unterschiede im Mittelwert der Herdbruchgeschwindigkeit zurückzuführen. Mit wachsender Herdbruchgeschwindigkeit verschiebt sich die Eckfrequenz zu höheren Werten. So kommt es bei gleich großem Moment zu Unterschieden in der Ausbildung des hochfrequenten Spektralniveaus. In Abhängigkeit von der mittleren Herdbruchgeschwindigkeit ändert sich nicht nur die Amplitude, sondern auch die Dauer der abgestrahlten seismischen Signale. Geht man von Boatwright (1980) aus, so erhält man für die Starkbebendauer:

$$\Delta t_{max} = 2 \Delta t = 2 l / v_r$$

$$\Delta t = \text{Dauer des Herdbruchvorgangs (s)}$$

$$l = \text{Herdlänge (m)}$$

$$v_r = \text{Mittelwert der Herdbruchgeschwindigkeit (m/s)}$$

Zu einem der stärksten Erdbeben Mitteleuropas gehört das Ereignis vom 16. November 1911 auf der westlichen Schwäbischen Alb. Es hatte eine Herdlänge von etwa 6 km. Es wird folgender Schwankungsbereich im Mittelwert der Herdbruchgeschwindigkeit angenommen:

$$\Delta v_r = 0.5 \dots 0.9 v_s$$

$$v_s = \text{Scherwellengeschwindigkeit (m/s)}$$

$$v_s = \text{Mittelwert für obere Erdkruste} = 3.4 \text{ km/s}$$

$$\Delta v_r = 1.7 \dots 3.1 \text{ km/s}$$

$$\Delta t_{max} = 3.9 \dots 7.1 \text{ s}$$

Man kann also davon ausgehen, daß eine Starkbebendauer von 10 s in der Bundesrepublik Deutschland nicht erreicht wird. Verfolgt man in gleicher Entfernung zum Herd die Veränderung der Signalform mit dem Abstrahlwinkel, so beobachtet man eine starke systematische Veränderung in Amplitude und Dauer der abgestrahlten Signale, die durch den Doppler-Effekt, der mit

der Bruchausbreitung im Herd verbunden ist, erzeugt wird. Die Unterschiede in Dauer bzw. Amplitude erreichen zwischen den extremsten Punkten (Bruchrichtung und Bruchgegenrichtung) einen Faktor von zehn (Boatwright & Boore, 1982). Da die relative Lage zwischen Beobachter und Herdfläche künftiger Beben als unbekannt zu betrachten ist, muß hier eine Entscheidung zwischen Mittelwert und Extremwerten getroffen werden. Beobachtungen an Beben in Südwestdeutschland zeigen, daß bei stärkeren Ereignissen die Abstrahlung der S-Wellen einem nach Süden verlaufenden unilateralen Bruch entspricht. In der gleichen Richtung nimmt auch das tektonische Spannungsniveau mit Annäherung an die Alpen deutlich zu. Die Richtung maximaler Scherspannung im regionalen Beanspruchungsplan und das Vorherrschen bestimmter herdkinematischer Bewegungsformen zeigen also deutliche systematische Einflüsse. Durch die Festlegung einer Tiefenverteilung maximaler Magnituden und Herdmomente wird die Einhüllende der zu erwartenden größten seismischen Signale festgelegt (vgl. Abb. 7.5). Variationen sind aus der Wirkung der Herdkinematik und der Herddynamik zu erwarten.

7.5.2 Ausbreitungsmedium

Veränderungen des geologisch-geophysikalischen Schichtmodells in seinen geometrischen und physikalischen Eigenschaften (Mächtigkeit der Schichten, Wellenausbreitungsgeschwindigkeit, Dichte, Qualitätsfaktor der Absorption) haben mit Ausnahme oberflächennaher Schichten niedriger Impedanz nur einen sehr begrenzten Einfluß auf Form und Niveau eines Spektralverlaufs für technisch relevante Ereignisse. Scherbaum (1982) geht von folgender Streubreite der Parameter des Modells für ein seismisches Ausbreitungsmedium aus:

Schichtmächtigkeit:	10 %
Wellengeschwindigkeit:	2 %
Qualitätsfaktor	
der Absorption:	50 %
Herdtiefe:	15 %

Als Extremwert für die $\pm 1\sigma$ - Abweichung erhält er bei $f = 10$ Hz etwa 40 %; der Verlauf der peak-hold-Kurve erreicht hier eine Abweichung vom Maximalwert um 100 %. Der Einfluß des Ausbreitungsmediums wird aber dann sehr deutlich, wenn der geologische Untergrund aus Schichten niedriger Impedanz, aus Lockersedimenten besteht, wie das in Tälern, Becken und Gräben der Fall ist. Bei Auflagen in einer Größenordnung der Mächtigkeit von 10 m und Scherwellengeschwindigkeiten von einigen hundert Metern/Sekunde kommt es im Frequenzbereich bei 10 Hz zu Überhöhungen um Faktoren zwischen 4 und 10. Dagegen

ergeben sich bei tiefgründigen Auflagen aus Lockersedimenten (Mächtigkeit einige hundert Meter) entsprechende Überhöhungen bei Werten um 1 Hz. Die Werte liegen allerdings mehr am unteren Ende des genannten Bereichs der Überhöhungsfaktoren, da die mittlere Geschwindigkeit der Lockersedimente mit der Tiefe deutlich zunimmt. Die Frequenzen bei 10 Hz erfahren dagegen bei tiefgründigen Lockersediment-Schichten eine deutliche Abnahme mit Faktoren in der Übertragungsfunktion, die kleiner als eins sind. Es ist ein offensichtlicher Mangel an allen bisherigen Normen wie auch Normen-Rahmen-Vorschlägen (DIN 4149 bzw. EC8 oder ISO), daß der wesentlichste Einfluß des geologischen Untergrundes unberücksichtigt bleibt.

7.5.3 Seismogramm-Merkmale

Betrachtet man einen Bereich in der Moment-Magnitude von $M = 5.5 \dots 6.0$ als Maximalwerte für zukünftige mitteleuropäische Ereignisse, so ergeben sich als Maximalbeschleunigungen (Mittelwertverlauf) nach Joyner & Boore (1981):

$$a_n = 0.5 \dots 3 \text{ m/s}^2$$

Der Wert von 0.5 m/s^2 wird dabei als Untergrenze für den Beginn von Schadenswirkungen bei einem Beben angesehen. Dieser Wert entspricht einer makroseismischen Intensität von $I = 5$, bei der an einem Gebäude, das sich baulich in einem einwandfreien Zustand befindet, keine Schäden zu erwarten sind. In der folgenden Aufstellung werden für das Gebiet der Bundesrepublik drei Magnitudenklassen unterschieden, die erfahrungsgemäß zu technischen Auswirkungen führen. Dabei ist entsprechend der Aktivitätskurve der oberste Wert der Magnitudenklasse der größten, der unterste Wert der geringsten Herdtiefe zuzuordnen.

Magnitudenklassen:

M	=	5.0 ± 0.9	4.0 ± 0.9	3.0 ± 0.9
Herdlänge				
l. (km):		2...10	0.5...4	0.5...2
l. (km):		6	2.25	1.25
Mittlere Herdbruchgeschwindigkeit				
v_r . (km/s):		2.72	2.72	2.72 ¹⁾

 1 Mittelwert der Scherbruchgeschwindigkeit von $0.8 v_s$, $v_s = 3.4 \text{ km/s}$ (Mansinha, 1964).

Herdbruchdauer

$1/v_{r.}$ (s):	2.2	0.83	0.46
Δt_{max} (s):	4.4	1.7	0.9

Vorschlag für Norm:

Δt_{max} (s):	4	2	1
-----------------------	---	---	---

(Mittelwert für jeweiliges Magnitudenintervall)

7.5.4 Makroseismik

Den drei vorher genannten Magnitudenklassen werden Wertebereiche der makroseismischen Intensität gegenübergestellt:

M :	5.0 ± 0.9	4.0 ± 0.9	3.0 ± 0.9
I.:	7-8	6-7; 7	6

Ereignisklassen nach EC 8:

	F	M	B
Erdbebenzonen nach DIN 4149:	4+3	2+1	0

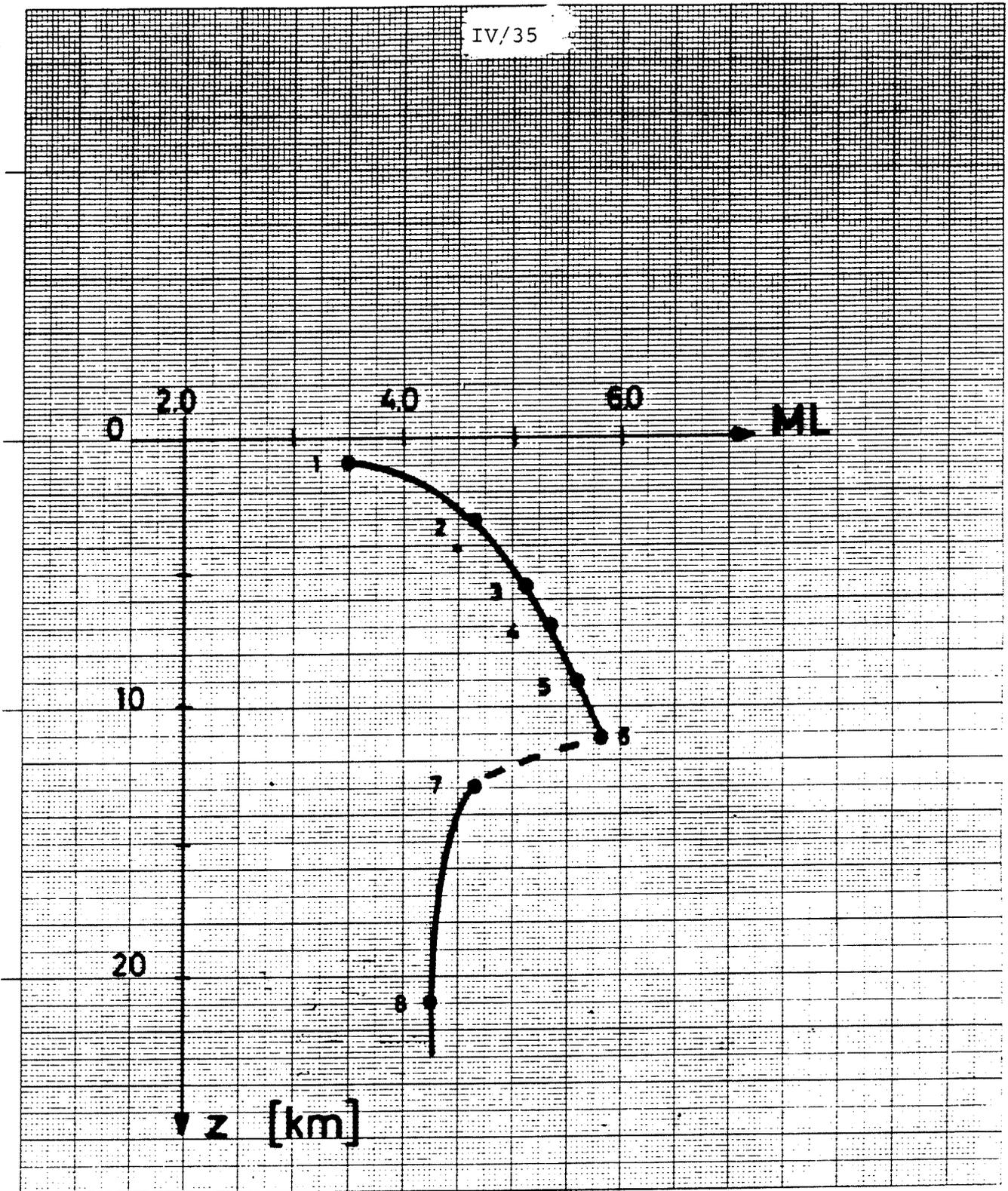


Abb. 7.5: Aktivitätskurve für die Bundesrepublik Deutschland und benachbarte Gebiete.

8.1 Simulation der Freifelderregung I: Oberkante Kristallin

Die Freifelderregung in der Beschleunigung an der Oberkante Kristallin wird für verschiedene Modellerdbeben simuliert. Diese unterscheiden sich in Moment und Herdtiefenlage, wobei das Moment mit der Herdtiefe wächst. Es soll hierbei untersucht werden, wie sich tiefere, energiereiche Herde und flache, energieärmere Herde in ihrer ingenieurseismologischen Wirksamkeit ohne die Tiepaßfilterung eines Sedimentpaketes voneinander unterscheiden.

Eine Kontrolle der simulierten SH-Akzelerogramme erfolgt über eine Energiebetrachtung. Um den Energiegehalt der synthetischen Akzelerogramme zu berechnen, werden diese integriert, anschließend die gewonnenen Geschwindigkeitsverläufe $v(t)$ quadriert. Geht man von ebenen harmonischen Wellen aus, so ist bei Berücksichtigung der geometrischen Amplitudenabnahme die vom Herd abgegebene seismische Wellenenergie durch folgenden Ausdruck gegeben:

$$E = \frac{(1+(1/q)) \pi s^2 v_s \rho}{R(\theta_s, \phi_s)^2} \int v^2(t) dt \quad \text{in J} \quad (8.1)$$

s = Hypozentralentfernung in m
 v_s = Scherwellengeschwindigkeit in m/s
 ρ = Dichte in kg/m^3
 $v(t)$ = Bodenschwinggeschwindigkeit in m/s
 q = Verhältnis von S- zu P-Wellenenergie; $q = 20$
 (nach Boatwright u. Fletcher 1984)
 $R(\theta_s, \phi_s)$ = Abstrahlcharakteristik

Die so aus den simulierten Akzelerogrammen errechneten Energiebeträge werden mit den Energiewerten der Energie-Magnituden-Beziehung nach Glchg. (7-6) miteinander verglichen. Für jedes Modell werden insgesamt $n = 50$ Simulationen berechnet, aus denen anschließend ingenieurseismologisch relevante Parameter bestimmt werden.

Ihre Mittelwerte und Standardabweichungen werden in Tab. 8. I, ihre jeweiligen Spitzenwerte (peak-hold) in Tab. 8. II zusammengefaßt. Die Abb. 8.1 - 8.3 zeigen elastische Antwortspektren in der Beschleunigung der jeweiligen Ereignisse für einen kristallinen Untergrund. Zu erkennen ist, daß stärkere Ereignisse im niederfrequenten Bereich deutlich über den jeweils schwächeren Ereignissen liegen. Hier macht sich sowohl der Einfluß des Herdmomentes als auch die relativ

geringe frequenzabhängige Absorption bemerkbar. Für Frequenzen größer $f = 10$ Hz sind nennenswerte Unterschiede kaum zu beobachten, da hier die frequenzabhängige Absorption entlang des Ausbreitungsweges einen dominierenden Einfluß ausübt.

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 9899 \text{ m}$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 7778 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 5657 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	1.79 ± 0.20	1.54 ± 0.22	1.43 ± 0.20
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	0.57 ± 0.03	$0.52 - 0.04$	0.53 ± 0.04
$v_{\max}(\text{m/s}^2)$	0.10 ± 0.02	0.06 ± 0.01	0.04 ± 0.007
$v_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	0.04 ± 0.008	$0.02 - 0.005$	$0.02 - 0.004$
strong-motion Dauer (s)	2.36 ± 0.17	1.35 ± 0.12	0.72 ± 0.10

Tab. 8.I Oberkante Kristallin Freifelderregung: Mittelwerte der ingenieurseismologischen Parameter mit Standardabweichung.

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 9899 \text{ m}$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 7778 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 5657 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	2.29	2.00	1.91
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	0.66	0.61	0.64
$v_{\max}(\text{m/s})$	0.15	0.08	0.06
$v_{\text{rms}}(\text{m/s})$	0.05	0.04	0.03
strong-motion Dauer (s)	2.68	1.65	0.93

Tab. 8.II Oberkante Kristallin Freifelderregung: peak-hold-Werte der ingenieurseismologischen Parameter.

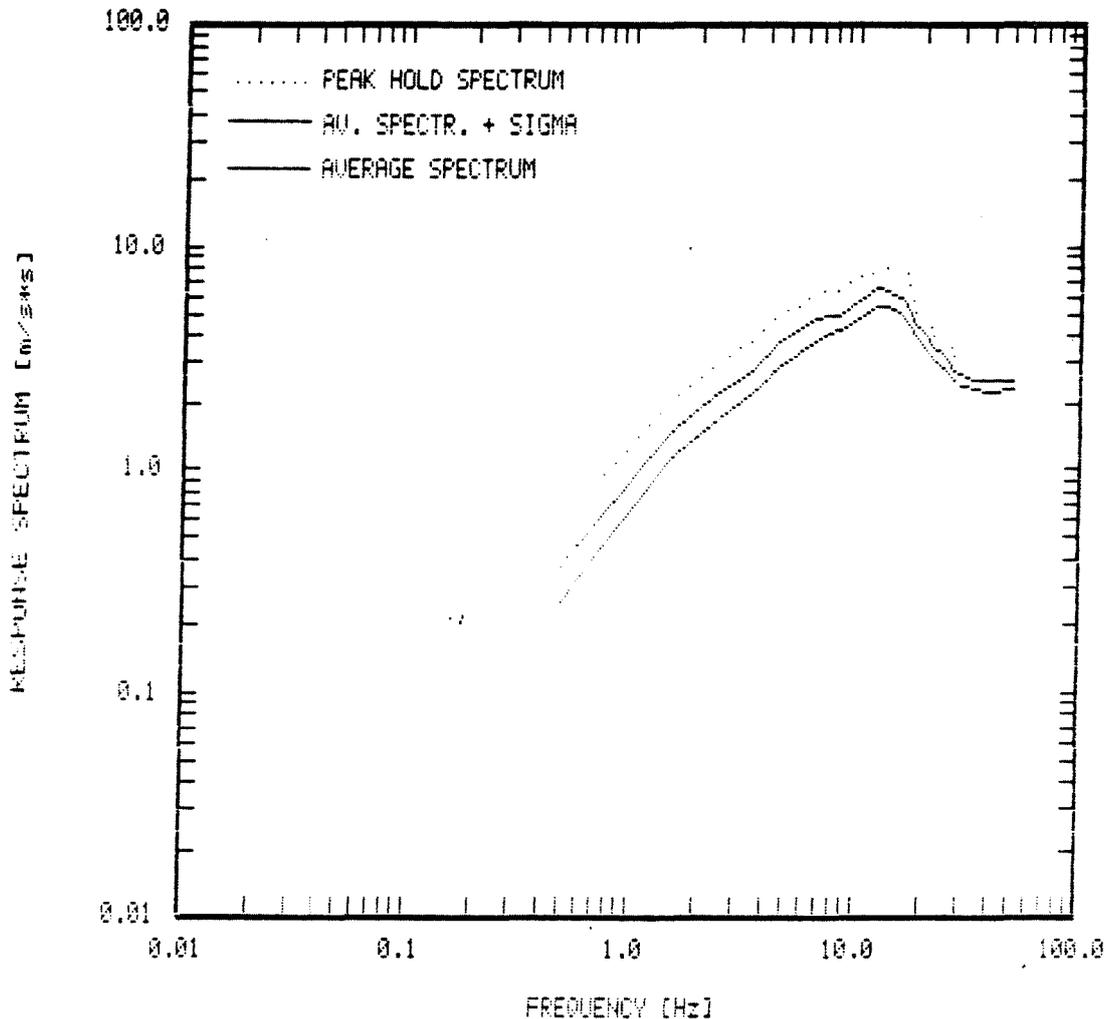


Abb. 8.1 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante Kristallin ($n=50$ Simulationen)

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 2.0E17$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.4$ Hz
 Energie $E_{c0} = 2.0E13$ J (nach Gleichg. 8.1)
 Energie $E_{s0} = 1.6E13$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 9899$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Kristalliner Halbraum mit kausaler Ausbreitung

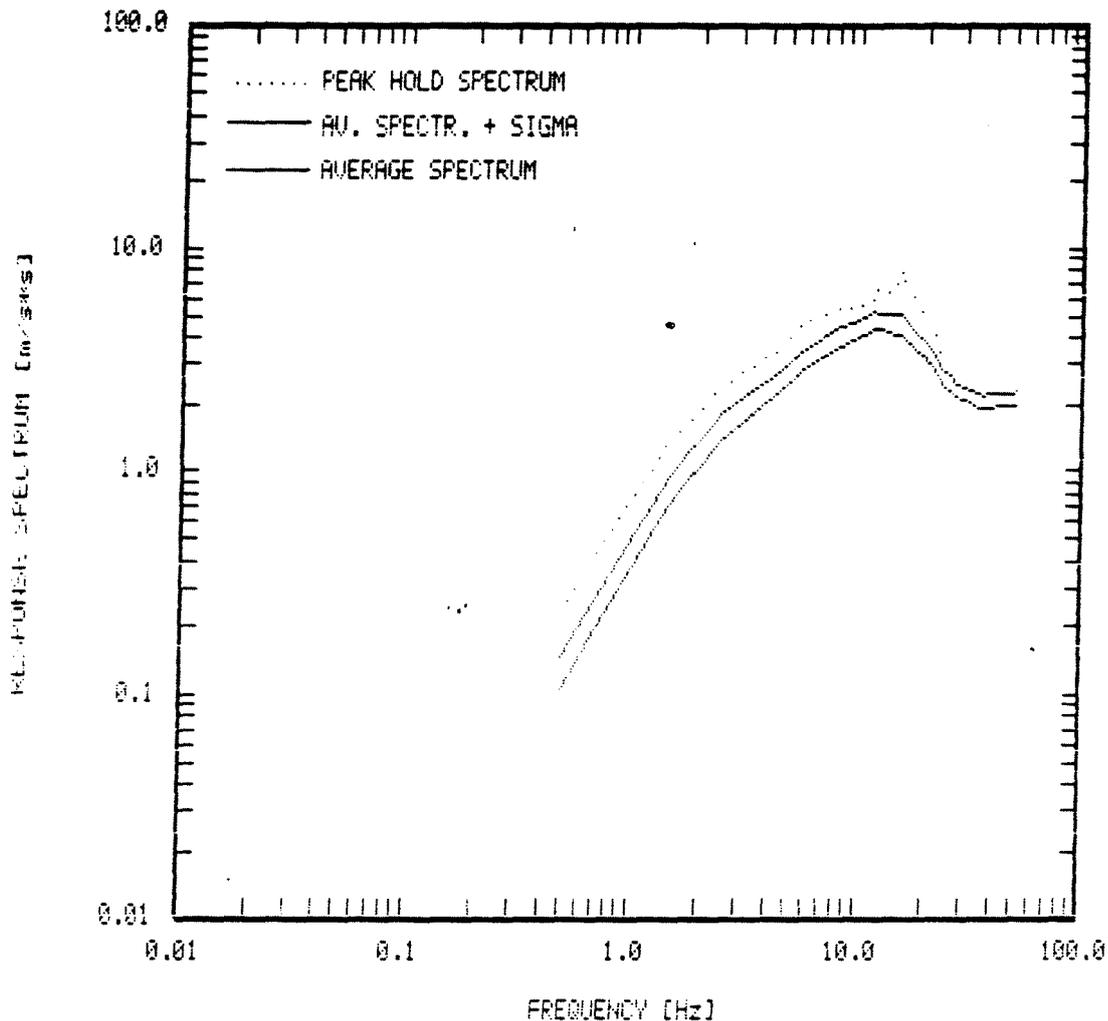


Abb. 8.2 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante Kristallin ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 3.5E16$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.71$ Hz
 Energie $E_{s_0} = 3.4E12$ J (nach Glchg. 8.1)
 Energie $E_{s_0} = 1.9E12$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 7778$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Kristalliner Halbraum mit kausaler Ausbreitung.

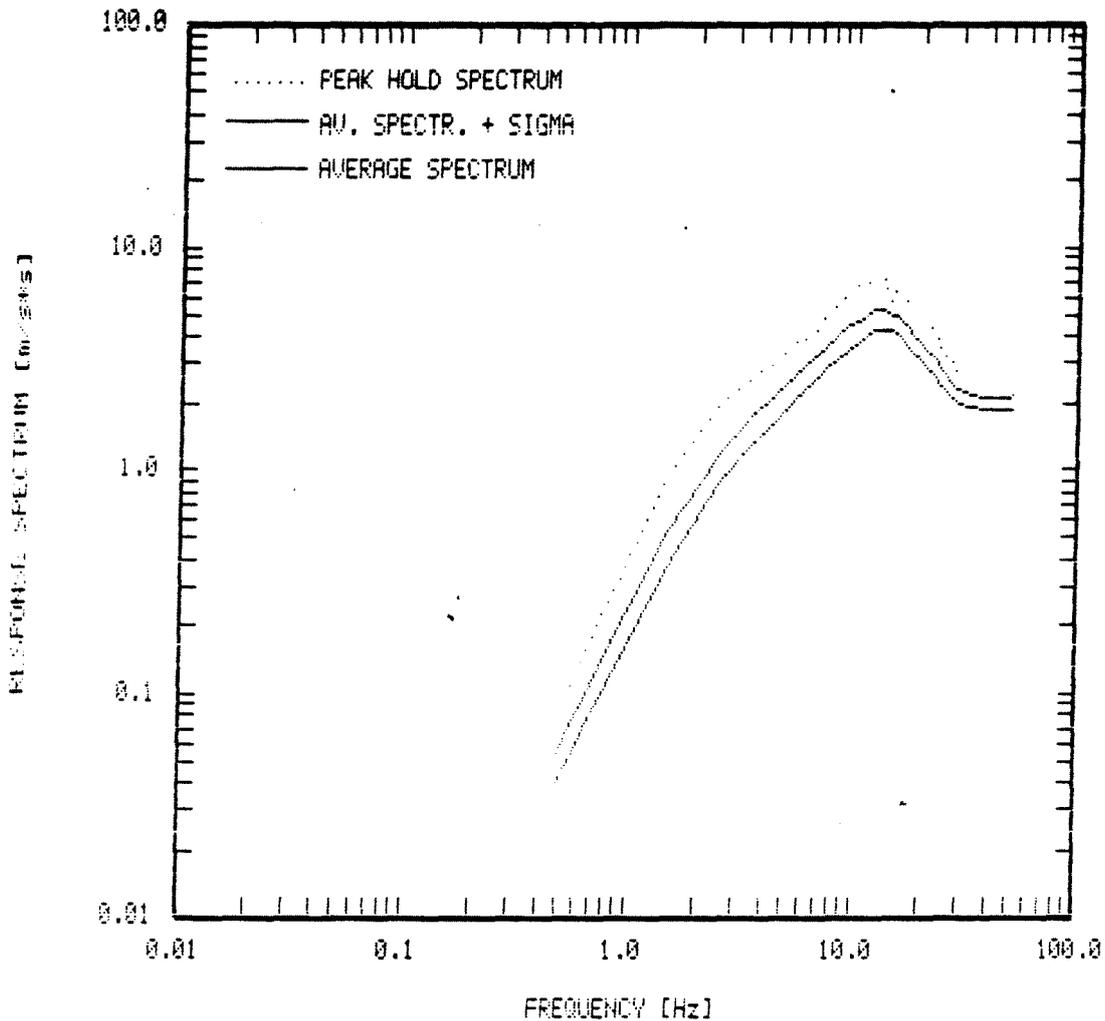


Abb. 8.3 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante Kristallin ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 6.3E15$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 1.26$ Hz
 Energie $E_{s0} = 5.1E12$ J (nach Gleich. 8.1)
 Energie $E_{s0} = 2.2E12$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 5657$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Kristalliner Halbraum mit kausaler Ausbreitung

8.2 Simulation der Freifelderregung II: Oberkante festes Sedimentgestein

Die Simulation von SH-Akzelerogrammen für die Oberkante fester Sedimentgesteine soll die charakteristischen, standortspezifischen Veränderungen erfassen, die ein seismisches Signal beim Durchlaufen eines Sedimentstapels erfährt. Dieser Vorgang wird hier anhand des Schichtmodells der Erdbebenstation Jun (Jungingen) nachmodelliert. Die Station Jun liegt nur wenige Kilometer nördlich vom Epizentrums des Hauptbebens vom 3. September 1978 auf der westlichen Schwäbischen Alb.

Die entscheidende Veränderung gegenüber einer Ausbreitung im kristallinen Halbraum besteht darin, daß ein etwa 1000 m mächtiger Sedimentstapel über dem kristallinen Halbraum liegt.

Durchlaufen seismische Wellen ein geschichtetes Medium, so übt der Impedanzkontrast zwischen oberster Schicht und kristallinem Halbraum einen deutlichen Einfluß auf die an der freien Oberfläche gemessene seismische Wellenenergie aus. Um diesen Einfluß bei der Rückrechnung der an der Oberfläche beobachteten Energie auf die vom Herd abgegebene seismische Energie zu berücksichtigen, wird bei einem sedimentären Standort folgender Korrekturfaktor angebracht:

$$\frac{\rho_1 v_1}{\rho_{av} v_{av}}$$

ρ_1 = Dichte der obersten Schicht in kg/m^3
 ρ_{av} = mittlere Dichte entlang des Ausbreitungsweges in kg/m^3
 v_1 = S-Wellengeschwindigkeit der obersten Schicht in m/s
 v_{av} = mittlere S-Wellengeschwindigkeit entlang des Ausbreitungsweges in m/s

Die bei den Simulationen ($n=50$) erhaltenen Mittelwerte und ihre Standardabweichungen der ingenieurseismologischen Parameter sind der Tab. 8. III, die jeweiligen Spitzenwerte der Tab. 8. IV zu entnehmen. In Abb. 8.4 - 8.6 werden die Antwortspektren in der Beschleunigung für diese Untergrundsverhältnisse dargestellt.

Die ingenieurseismologischen Kennwerte weisen gegenüber jenen an der Kristallinoberkante leicht höhere Beträge auf. So liegen z. B. die Maximalbeschleunigungen in etwa um den Faktor 1.1 über denen an der Kristallinoberkante gemessenen Werten.

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 11.314 \text{ m}$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 9192 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 7071 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	2.14 ± 0.31	1.75 ± 0.24	1.49 ± 0.23
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	0.67 ± 0.04	0.60 ± 0.04	0.55 ± 0.06
$v_{\max}(\text{m/s})$	0.10 ± 0.02	0.06 ± 0.01	0.04 ± 0.007
$v_{\text{rms}}(\text{m/s})$	0.04 ± 0.008	0.02 ± 0.005	0.02 ± 0.002
strong-motion Dauer (s)	2.44 ± 0.17	1.38 ± 0.14	0.82 ± 0.11

Tab. 8.11 Oberkante festes Sedimentgestein Freifelderregung: Mittelwerte der ingenieurseismologischen Parameter mit Standardabweichung

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 11.314 \text{ m}$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 9192 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 6364 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	3.03	2.44	2.06
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	0.78	0.68	0.72
$v_{\max}(\text{m/s})$	0.16	0.10	0.06
$v_{\text{rms}}(\text{m/s})$	0.06	0.02	0.02
strong-motion Dauer (s)	2.86	1.66	1.04

Tab. 8.12 Oberkante festes Sedimentgestein Freifelderregung: peakhold-Werte der ingenieurseismologischen Parameter.

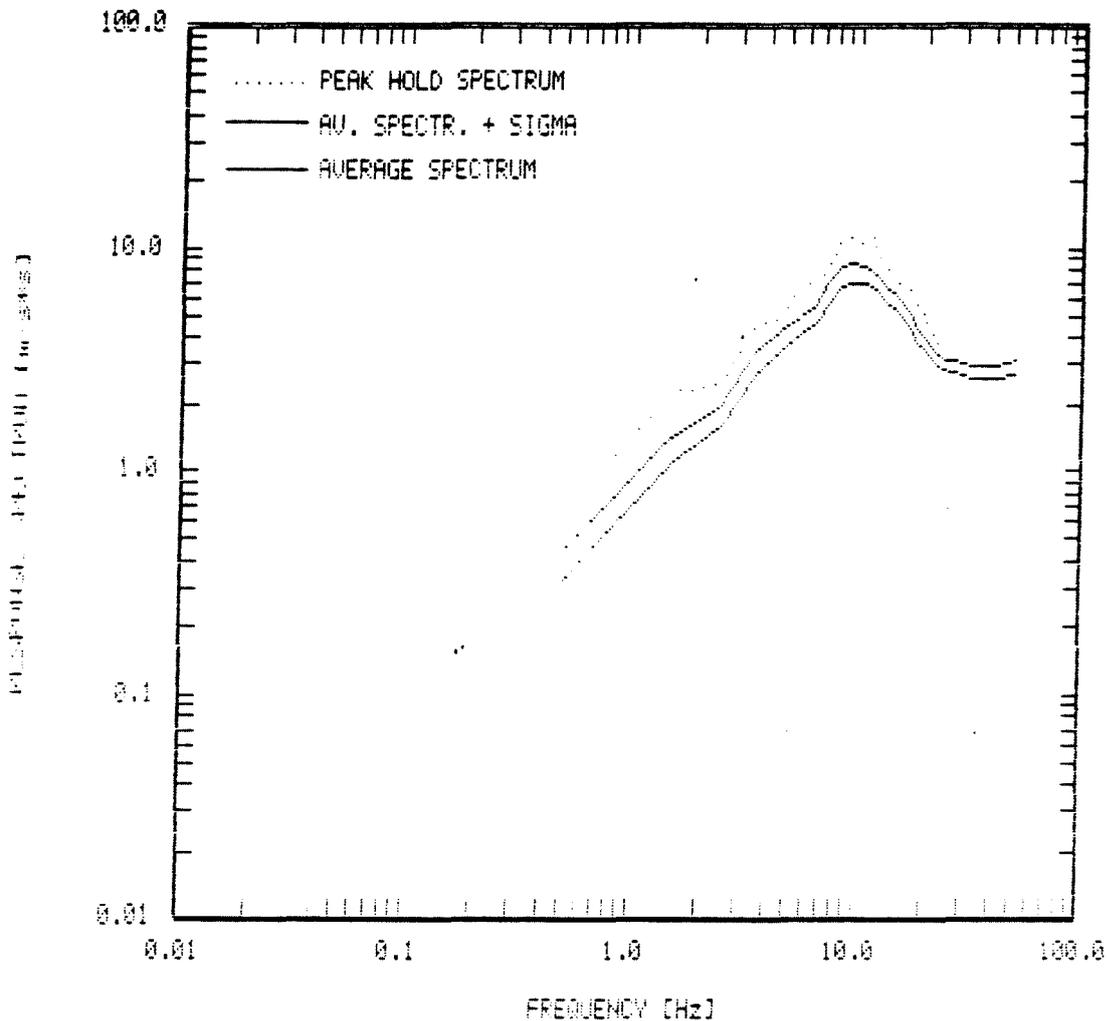


Abb. 8.4 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante festes Sedimentgestein ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 2.0E17$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.4$ Hz
 Energie $E_{S_0} = 7.5E12$ J (nach Gleichg. 8.1)
 Energie $E_{S_0} = 1.6E13$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 11.314$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Juñ ohne Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und kausaler Ausbreitung.

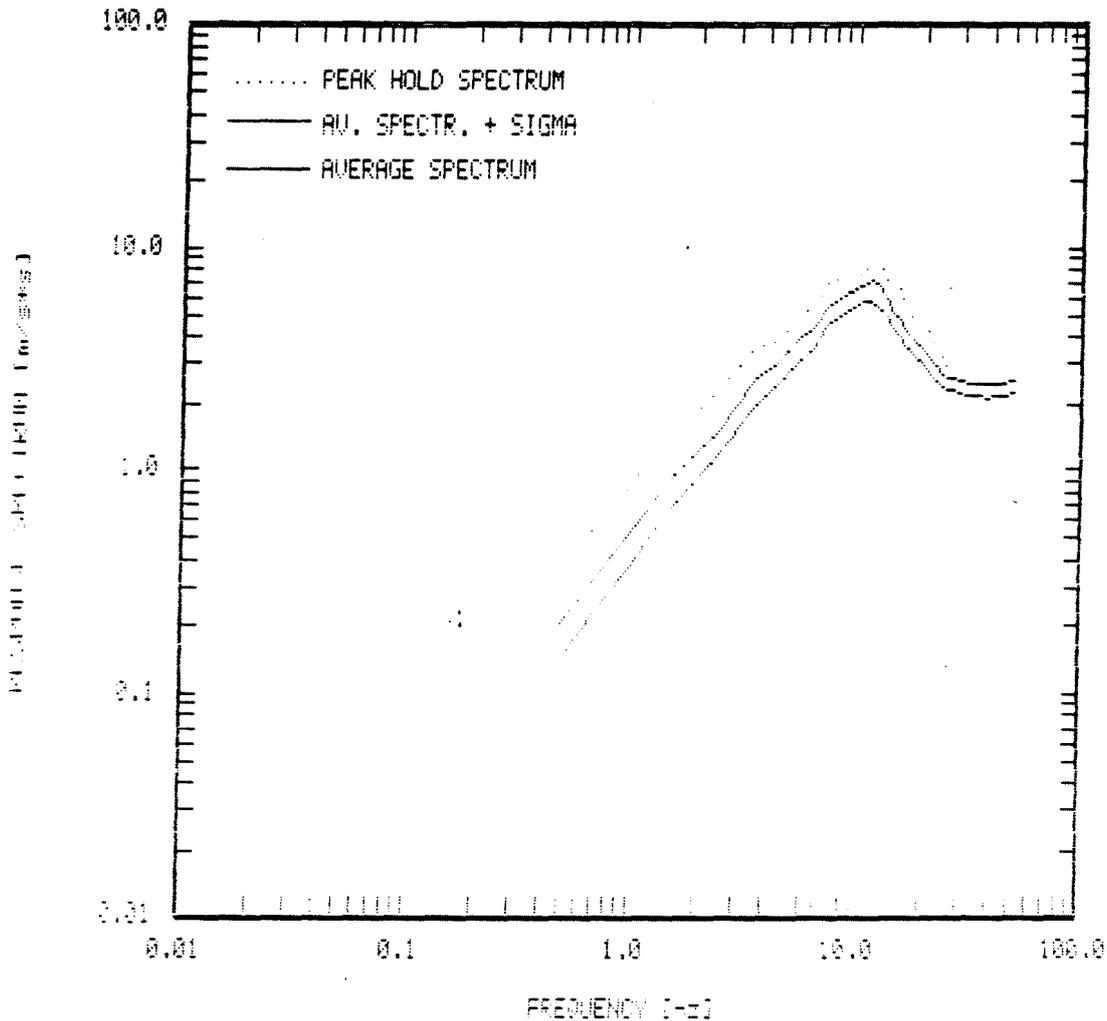


Abb 8.5 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante festes Sedimentgestein ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 3.5E16$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.71$ Hz
 Energie $E_{s0} = 1.3E12$ J (nach Gleichg. 8.1)
 Energie $E_{s0} = 1.9E12$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 9192$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.5, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Jun ohne Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und korrekter Ausbreitung

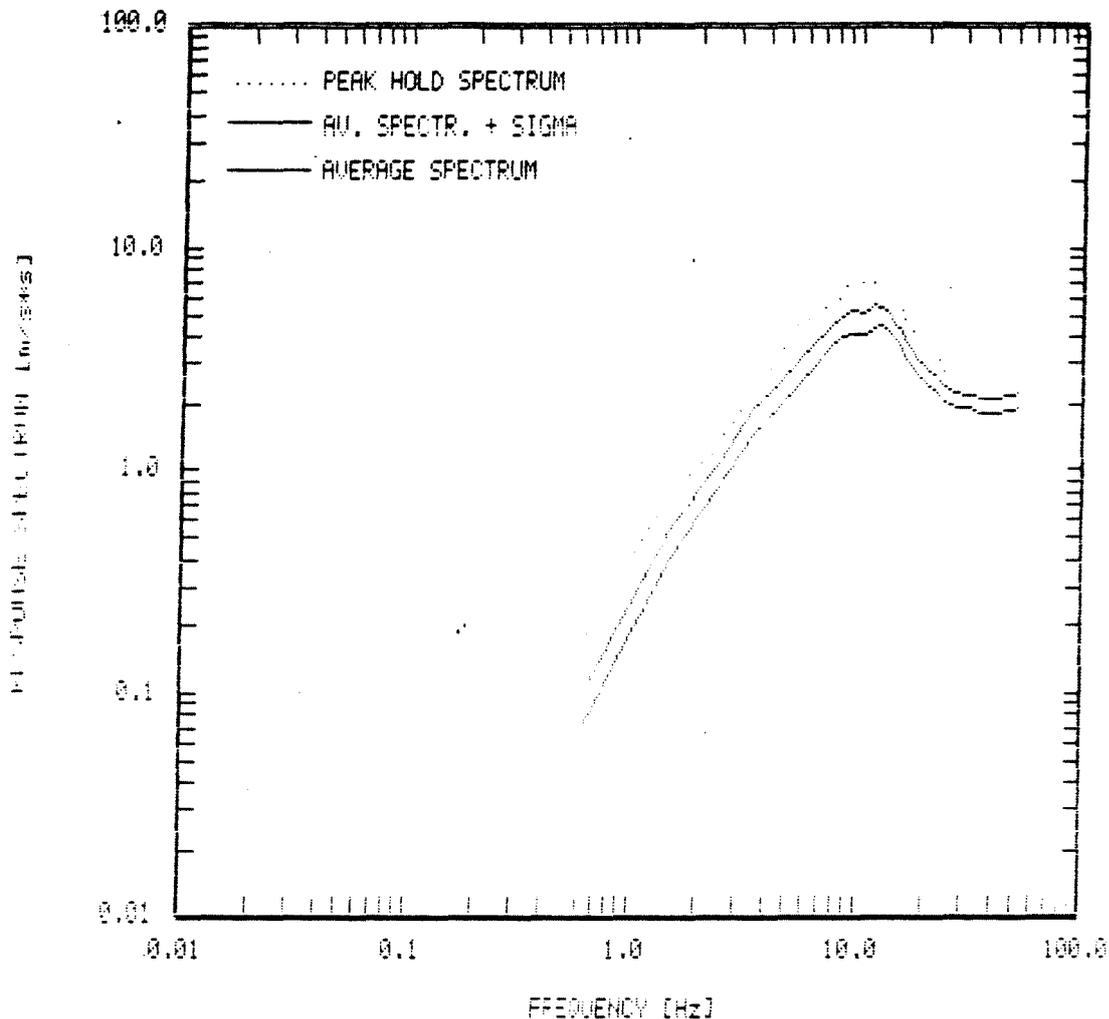


Abb. 8.6 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante festes Sedimentgestein ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 6.3E15$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 1.26$ Hz
 Energie $E_{s0} = 2.2E11$ J (nach Gleichg. 8.1)
 Energie $E_{s0} = 2.2E11$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 7071$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Jun ohne Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und kausaler Ausbreitung.

8.3 Simulation der Freifelderregung III: Oberkante Lockergestein

Beobachtungen und Auswertungen der Schadenswirkung von Erdbeben haben gezeigt, daß sowohl Intensität als auch Häufigkeit der Schäden auf einem weichen und weitgehend unverfestigten Baugrund erkennbar ansteigt (vgl. z. B. Sieberg 1935).

Durch den sehr hohen Impedanzkontrast zwischen oberflächennächster Schicht und kristallinem Halbraum kommt es bei bestimmten Frequenzen zu einer nicht mehr vernachlässigbaren Amplitudenüberhöhung. Diese frequenzselektive Amplitudenüberhöhung, bedingt durch konstruktive Interferenzen, übt einen erheblichen Einfluß auf das Amplitudenverhalten seismischer Zeitfunktionen aus. Zu kritischen Überhöhungen kommt es bei Schichtmächtigkeiten um $d = 10$ m, da hier aufgrund des $\lambda/4$ - Gesetzes vor allem Frequenzen bei 10 Hz, wo auch die meisten Bauwerkseigenfrequenzen liegen.

Um diese Überhöhungseffekte des lokalen Baugrundes auf die ingenieurseismologischen Parameter zu erfassen, werden SH-Akzelerogramme für das oben erwähnte Schichtenmodell Jun simuliert, wobei lediglich noch 12 m Lockergestein im Hangenden hinzugefügt werden.

Die Ergebnisse für diese Untergrundverhältnisse werden in Tab. 8.V und Tab. 8.VI zusammengefaßt. In den Abb. 8.7 - 8.9 sind die Antwortspektren in der Beschleunigung für dieses Schichtenmodell dargestellt. Bei diesen Untergrundverhältnissen wird der Betrag der Maximalbeschleunigung im Mittel um den Faktor 1.9 gegenüber dem an der Oberkante Kristallin simulierten Wert verstärkt. Sowohl die relativ hohen Beträge der ingenieurseismologischen Kennwerte als auch die Überhöhungen im Antwortspektrum verdeutlichen, daß es aufgrund lokaler Lockergesteinsschichten zu erheblichen Abweichungen im Schadensbild auf kurzen Distanzen kommen kann.

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 11.314 \text{ m}$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 9192 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 7071 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	3.53 ± 0.50	3.07 ± 0.49	2.50 ± 0.48
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	1.19 ± 0.14	1.09 ± 0.17	0.98 ± 0.12
$v_{\max}(\text{m/s})$	0.13 ± 0.02	0.09 ± 0.02	0.07 ± 0.01
$v_{\text{rms}}(\text{m/s})$	0.05 ± 0.007	0.03 ± 0.004	0.03 ± 0.005
strong-motion Dauer (s)	2.43 ± 0.26	1.35 ± 0.18	0.83 ± 0.11

Tab. 8V Oberkante Lockergestein Freifelderregung: Mittelwerte der ingenieurseismologischen Parameter mit Standardabweichung.

	$M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$ $s = 11.314$	$M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$ $s = 9192 \text{ m}$	$M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$ $s = 6364 \text{ m}$
$a_{\max}(\text{m/s}^2)$	5.00	4.28	3.35
$a_{\text{rms}}(\text{m/s}^2)$	1.64	1.69	1.56
$v_{\max}(\text{m/s})$	0.18	0.13	0.10
$v_{\text{rms}}(\text{m/s})$	0.06	0.04	0.04
strong-motion Dauer (s)	3.01	1.86	1.08

Tab. 8VI Oberkante Lockergestein Freifelderregung: peak-hold-Werte der ingenieurseismologischen Parameter.

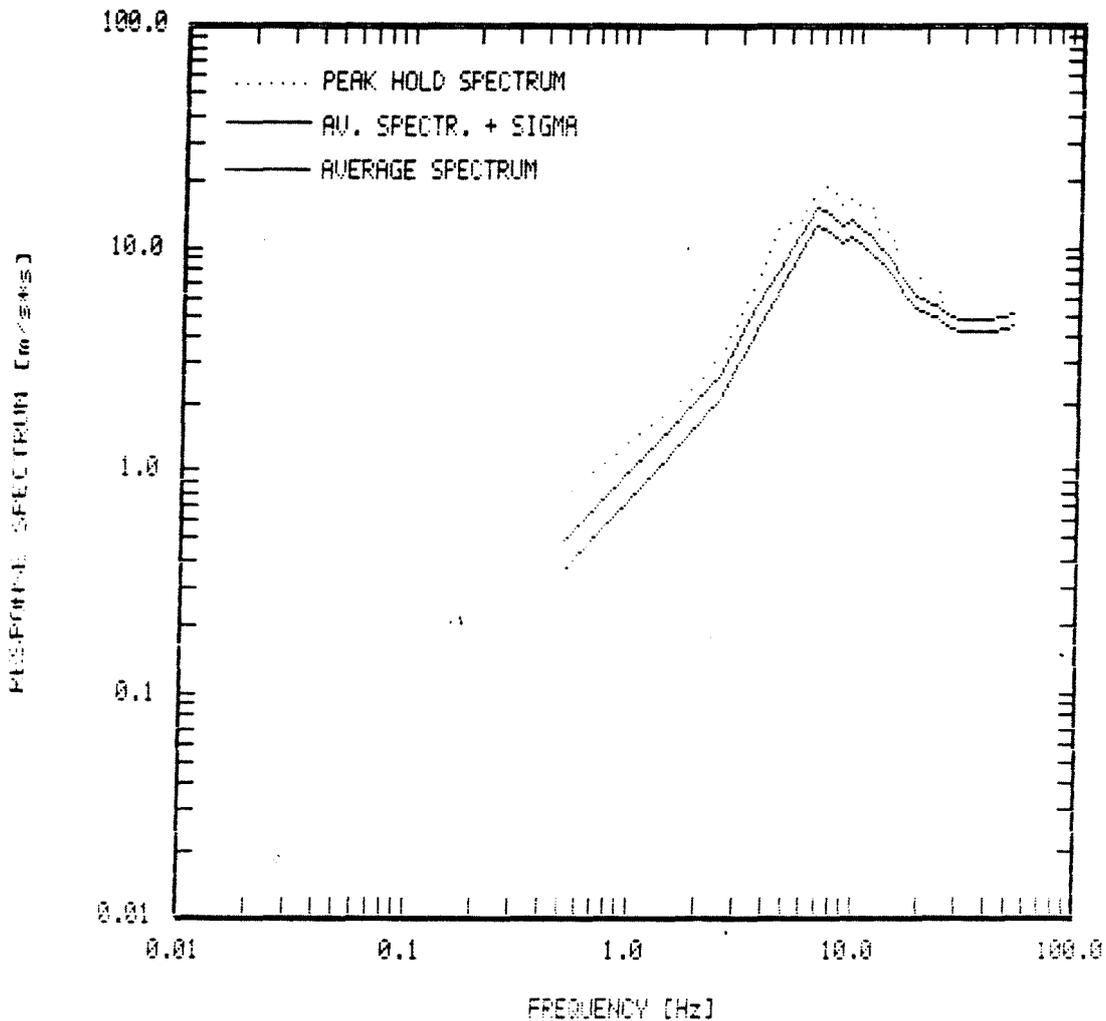


Abb. 8.7 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung $D = 5.0\%$ Oberkante Lockergestein ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 2.0E17$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.4$ Hz
 Energie $E_{S_0} = 2.6E12$ J (nach Glchg. 8.1)
 Energie $E_{S_0} = 1.6E13$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 11.314$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Jun mit Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und kausaler Ausbreitung.

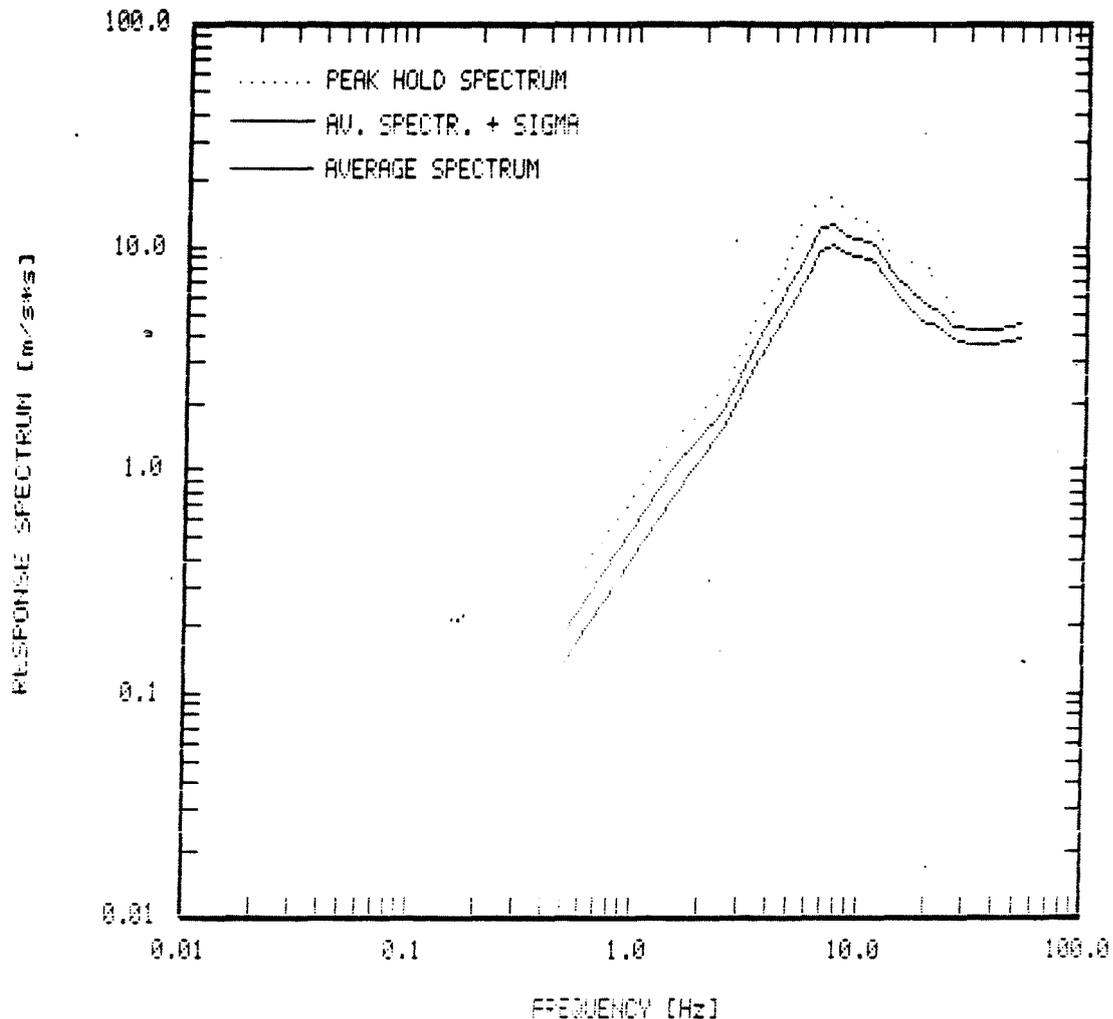


Abb. 8.8 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante Lockergestein ($n=50$ Simulationen)

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 3.5E16$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 0.71$ Hz
 Energie $E_{s_0} = 5.1E12$ J (nach Gleichg. 8.1)
 Energie $E_{s_0} = 1.9E13$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 9192$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Jun mit Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und kausaler Ausbreitung.

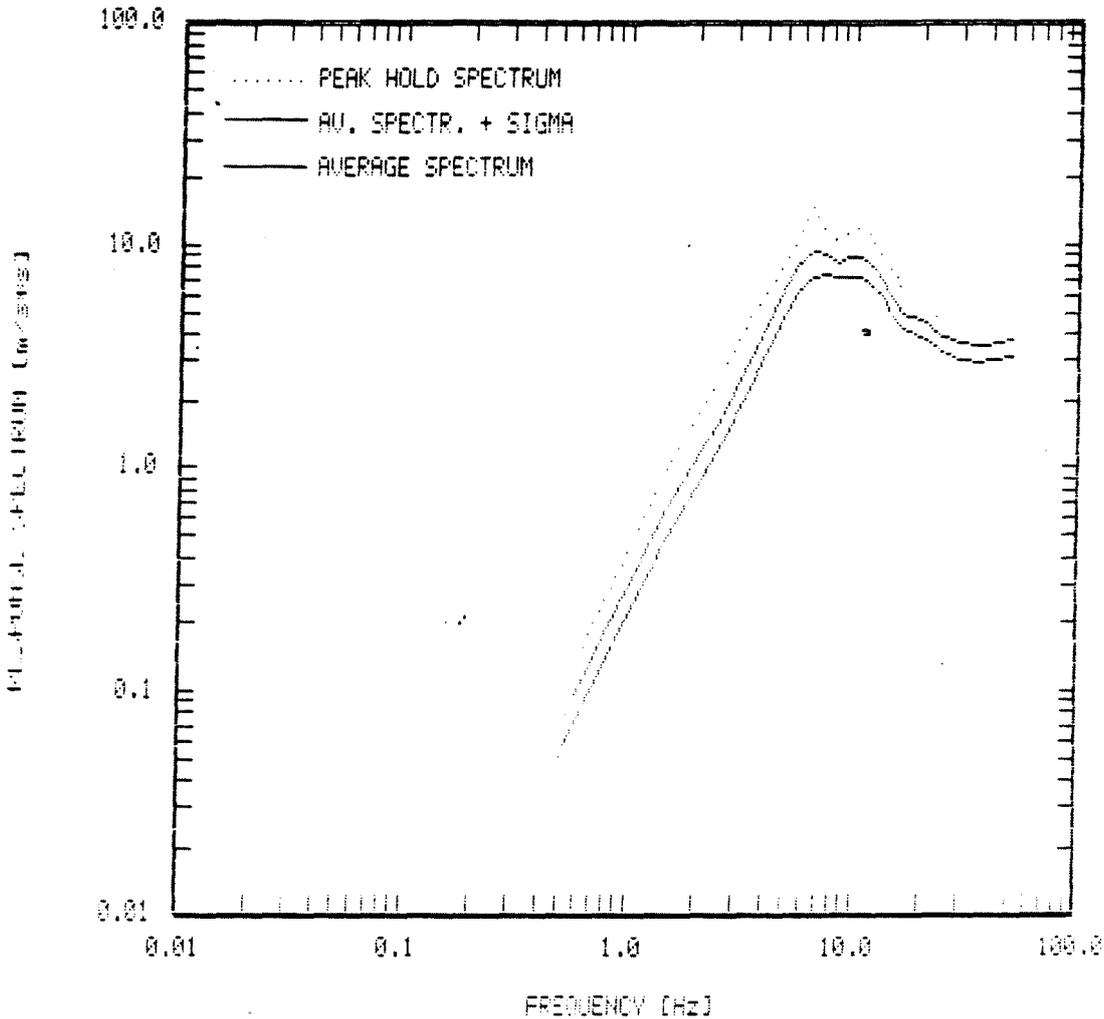


Abb. 8.9 Elastisches Antwortspektrum in der Beschleunigung ($D = 5.0\%$) Oberkante Lockergestein ($n=50$ Simulationen).

Herdparameter: Herdmoment $M_0 = 6.3E15$ Nm
 Eckfrequenz $f_c = 1.26$ Hz
 Energie $E_{s_0} = 1.2E11$ J (nach Gleich. 8.1)
 Energie $E_{s_0} = 2.2E11$ J (nach KANAMORI 1977)
 Hypozentralentfernung $s = 7071$ m

Fensterparameter: Epsilon = 0.2, Eta = 0.05

Übertragungsfunktion: Standardmodell der Station Juh mit Lockergestein bei Berücksichtigung individueller Absorptionsparameter und kausaler Ausbreitung.

Mächtigkeit in m	Geschwindigkeit in m/s	Dichte in kg/m ³	Q dl.
			Freifelderregung III
12.0	300.0	1800	10
			Freifelderregung II
30.0	1100.0	2200.0	25
220.0	2000.0	2600.0	60
220.0	1500.0	2400.0	60
175.0	2500.0	2600.0	100
450.0	2200.0	2400.0	60
			Freifelderregung I
Halbraum	3300.0	2700.0	200

Tab. 8.vii Schichtmodell der Erdbebenstation JUN mit Kennzeichnung der unterschiedlichen Freifelderregung-Horizonte.

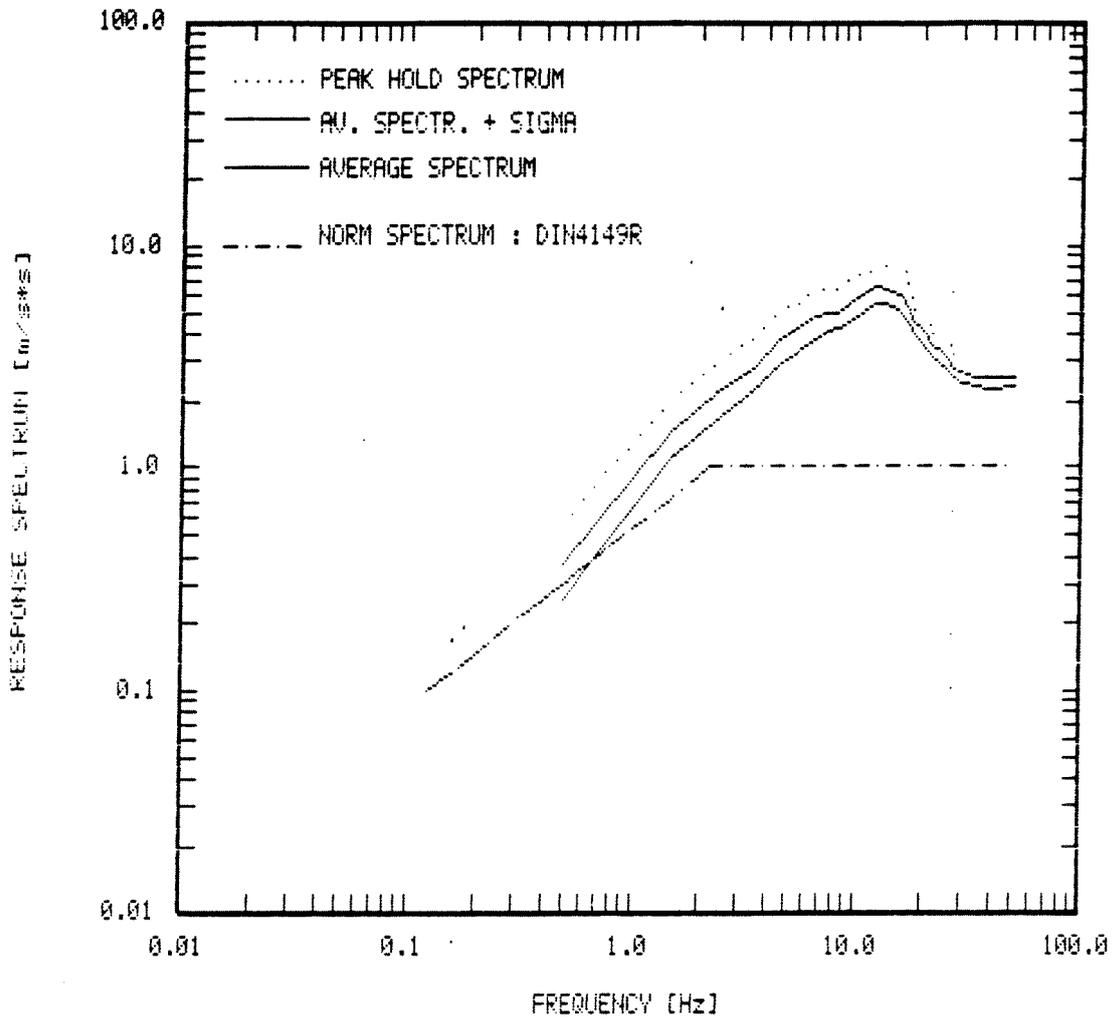
8.4 Vergleich mit Normierungsvorschlägen

8.4.1 Vergleich mit DIN 4149

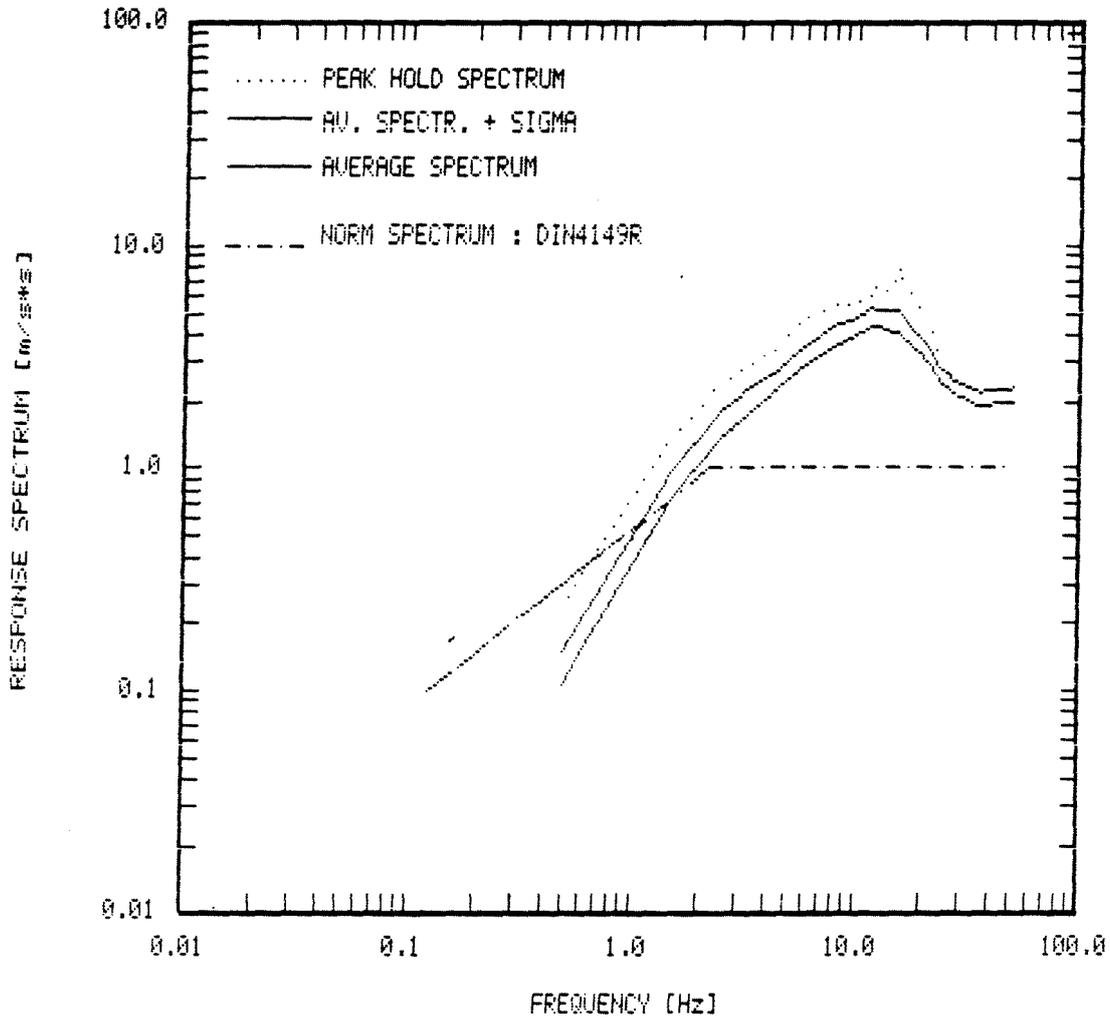
Es wird von folgenden Eingangswerten für DIN 4149 ausgegangen:

Erdbebenzone 4 ($\text{cal a} = 1.0 \text{ m/s}^2$ und Bauwerksklasse 4)

- Oberkante Kristallin (r) mit der Untergrundklasse "hartes Festgestein" (= DIN 4149R) verglichen. Einhängewert: $\text{cal a} = 1.0 \text{ m/s}^2$.
- Oberkante festes Sedimentgestein (m) wird mit der Untergrundklasse "weiches Festgestein" (= DIN 4149M) verglichen. Einhängewert $\text{cal a} = 1.2 \text{ m/s}^2$.
- Oberkante Lockergestein (s) wird mit der Untergrundklasse "Lockergestein" (= DIN 4149S) verglichen. Einhängewert $\text{cal a} = 1.4 \text{ m/s}^2$.
- Dämpfung $\beta = 5\%$.

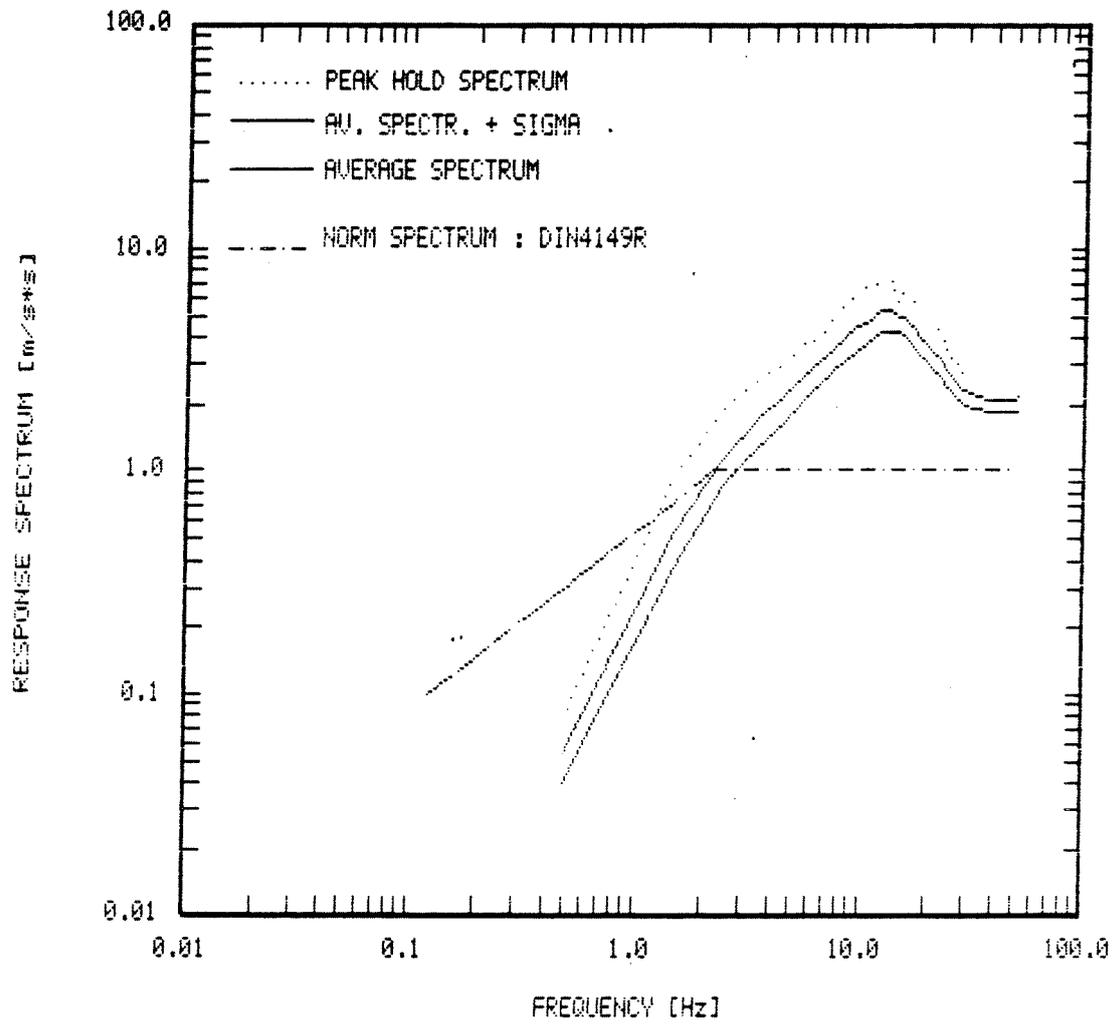


Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$
 Oberkante Kristallin

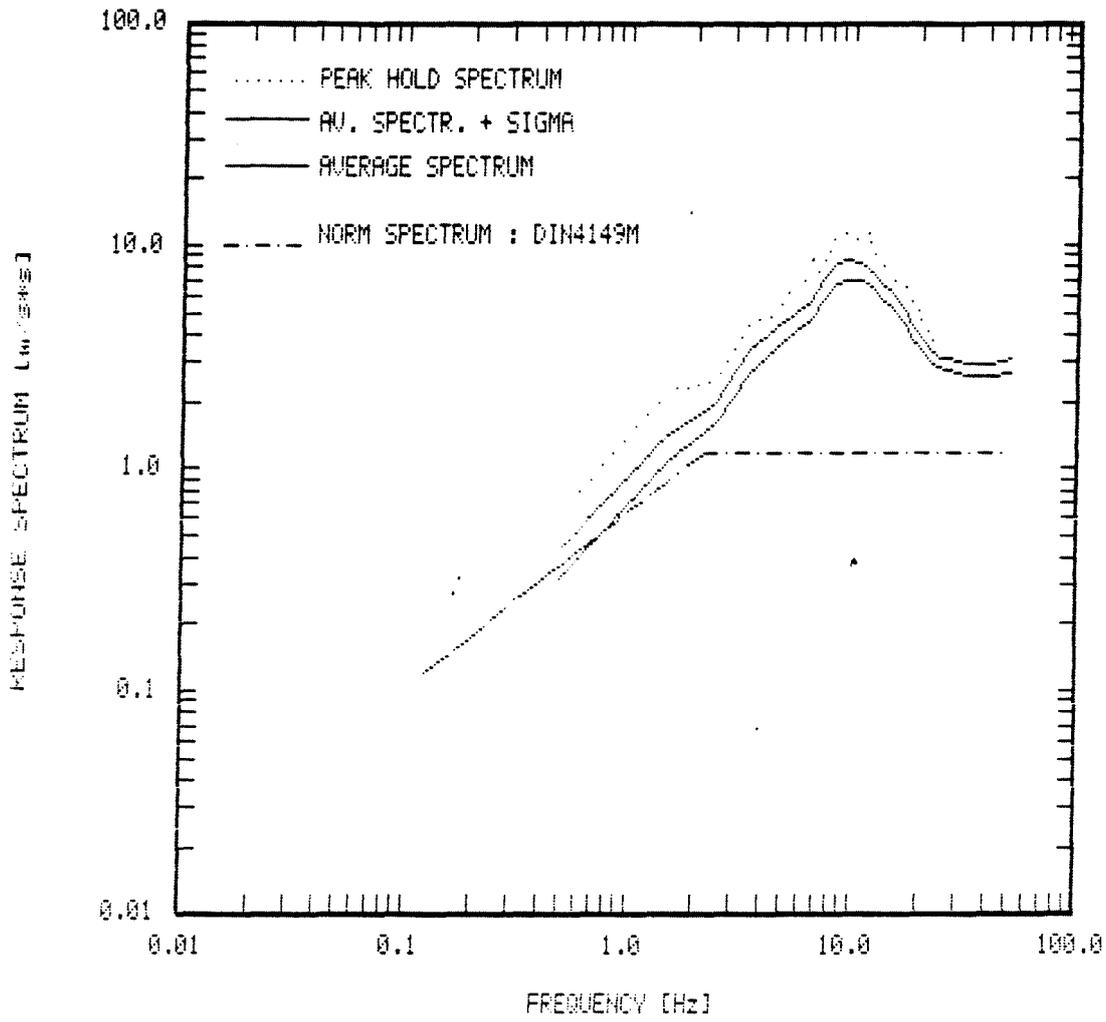


Modell: 3.5E16 Nm

Oberkante Kristallin

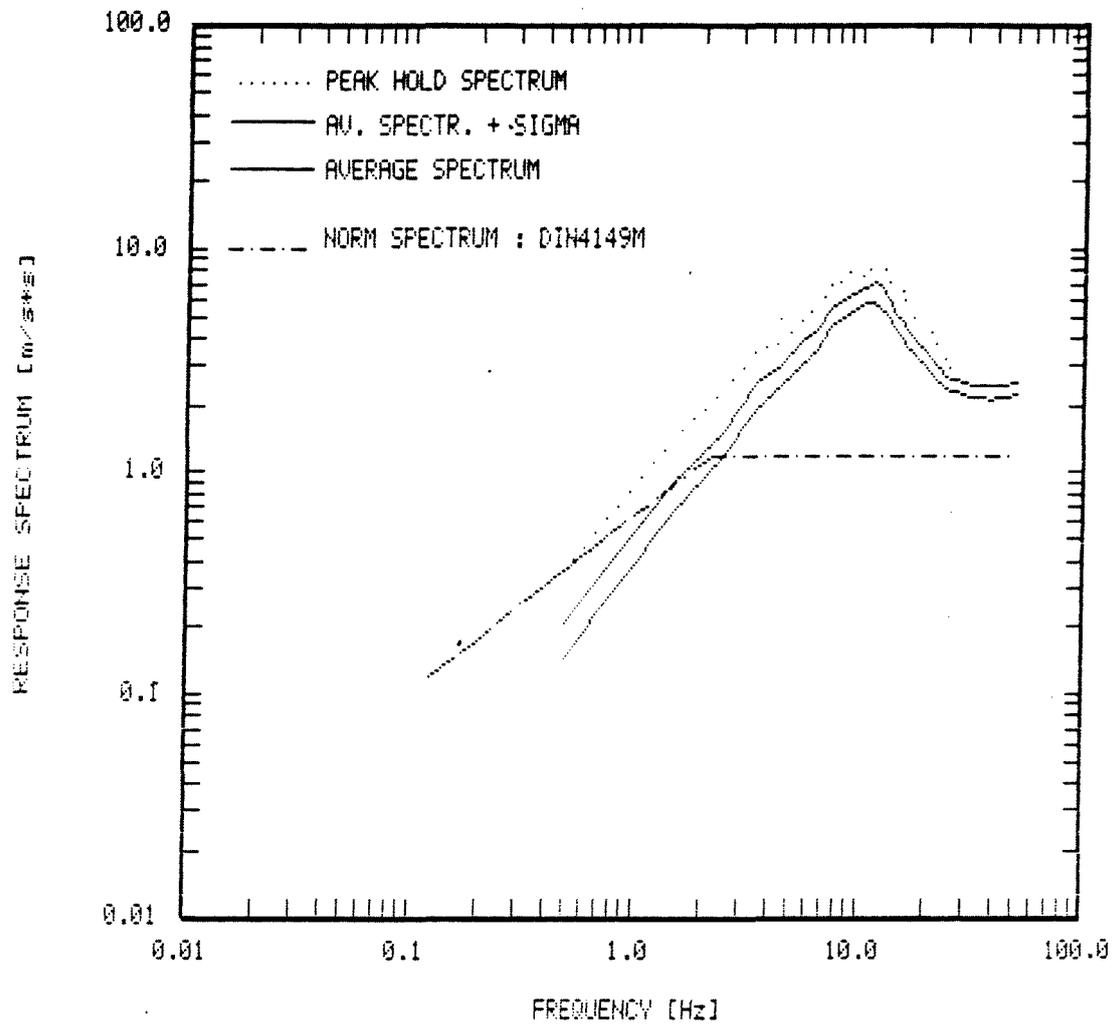


Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$
Oberkante Kristallin

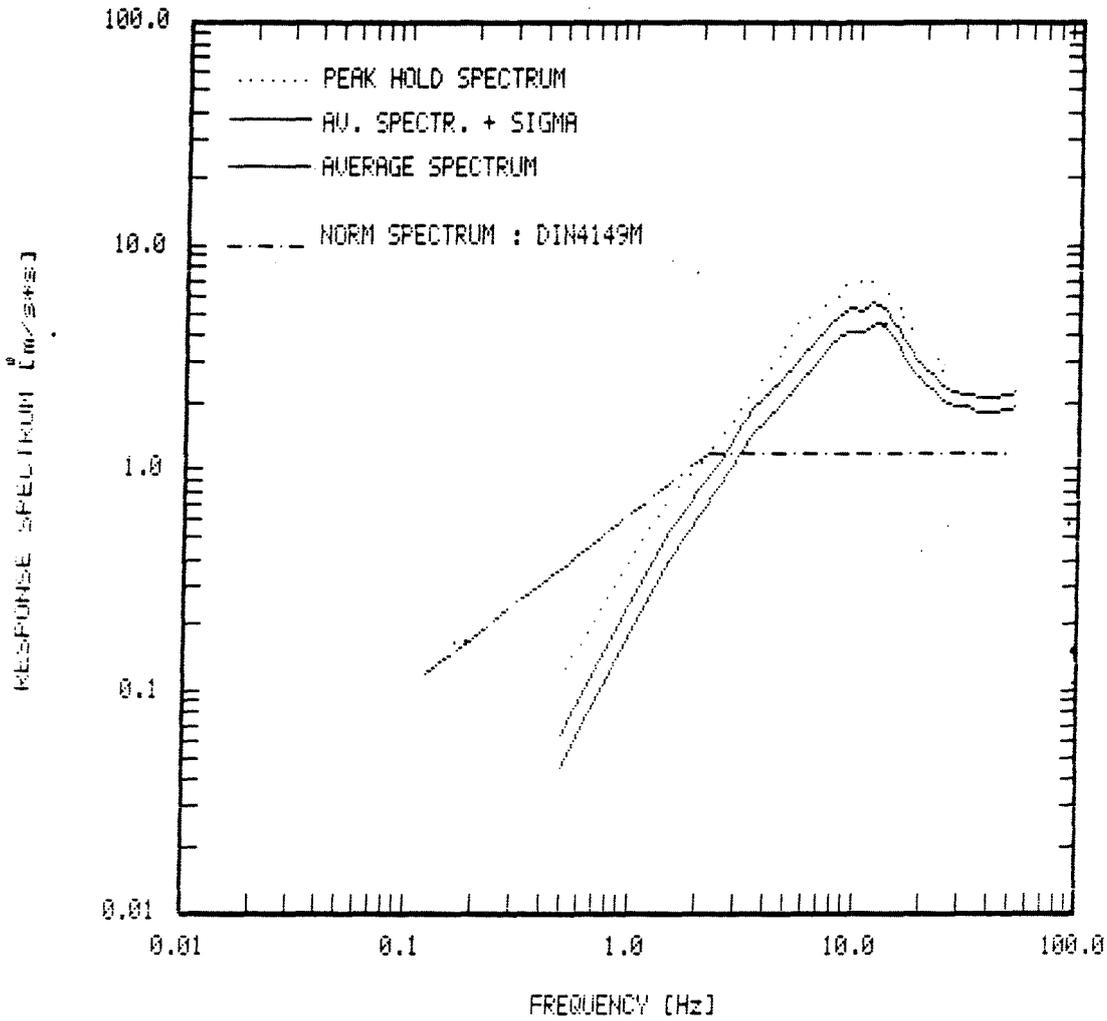


Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$

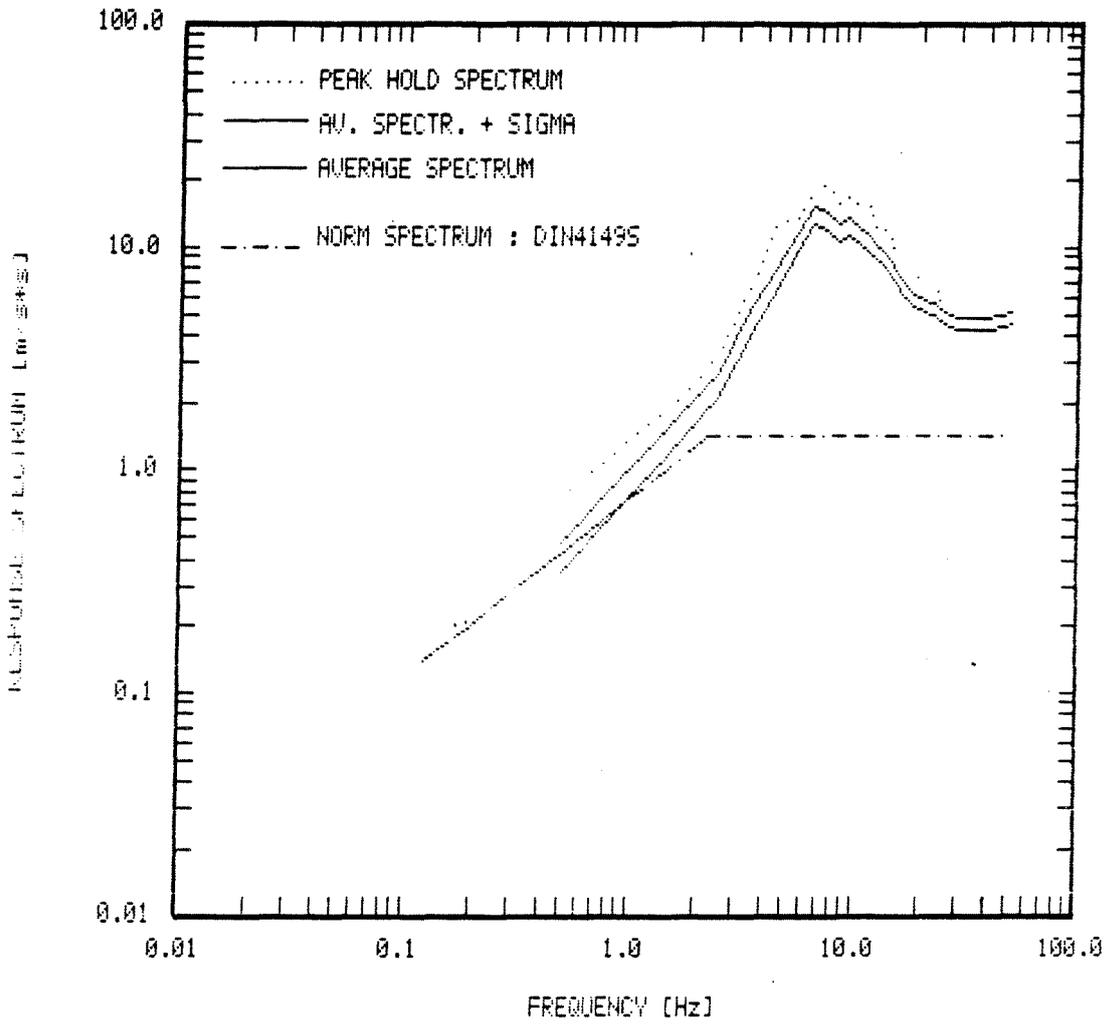
Oberkante festes Sedimentgestein



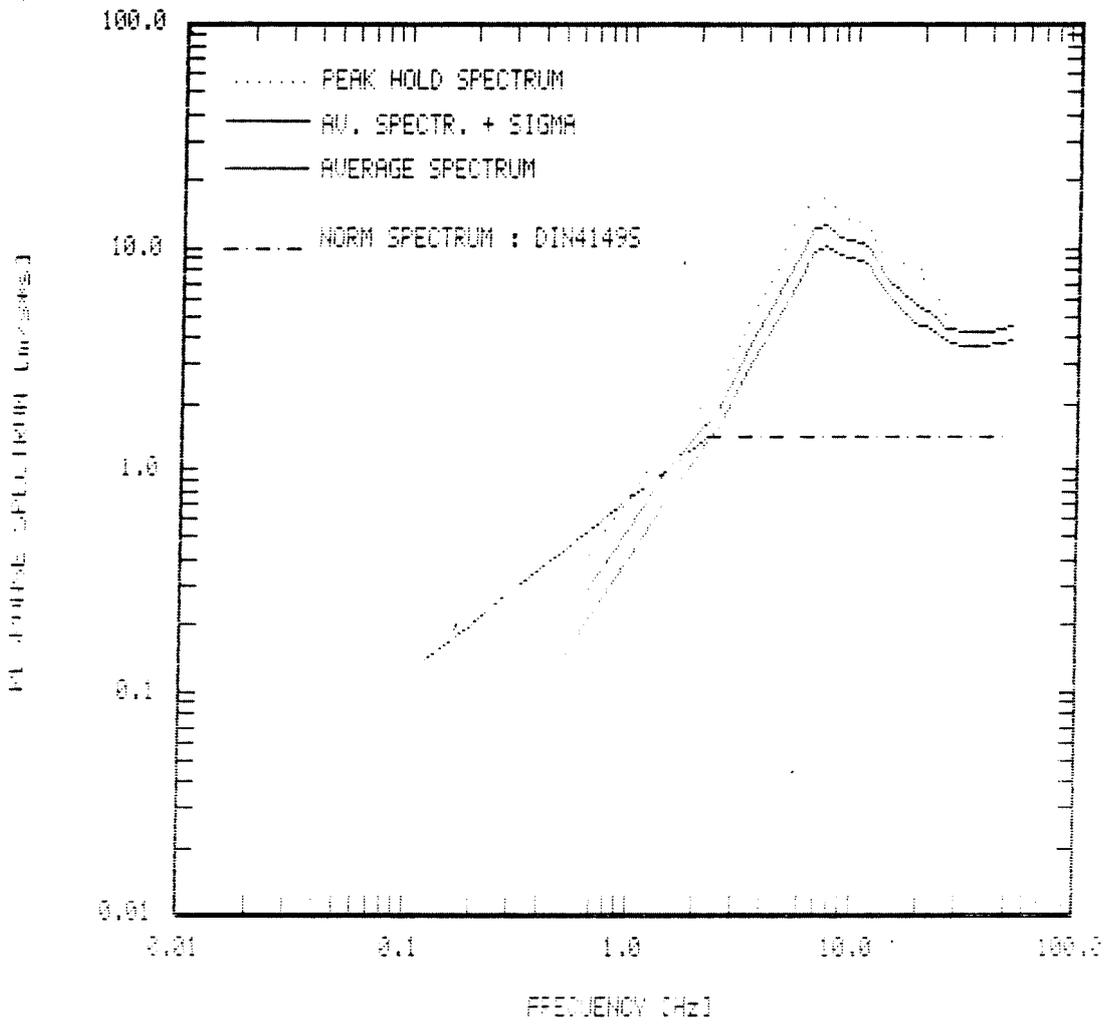
Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$
 Oberkante festes Sedimentgestein



Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$
 Oberkante festes Sedimentgestein

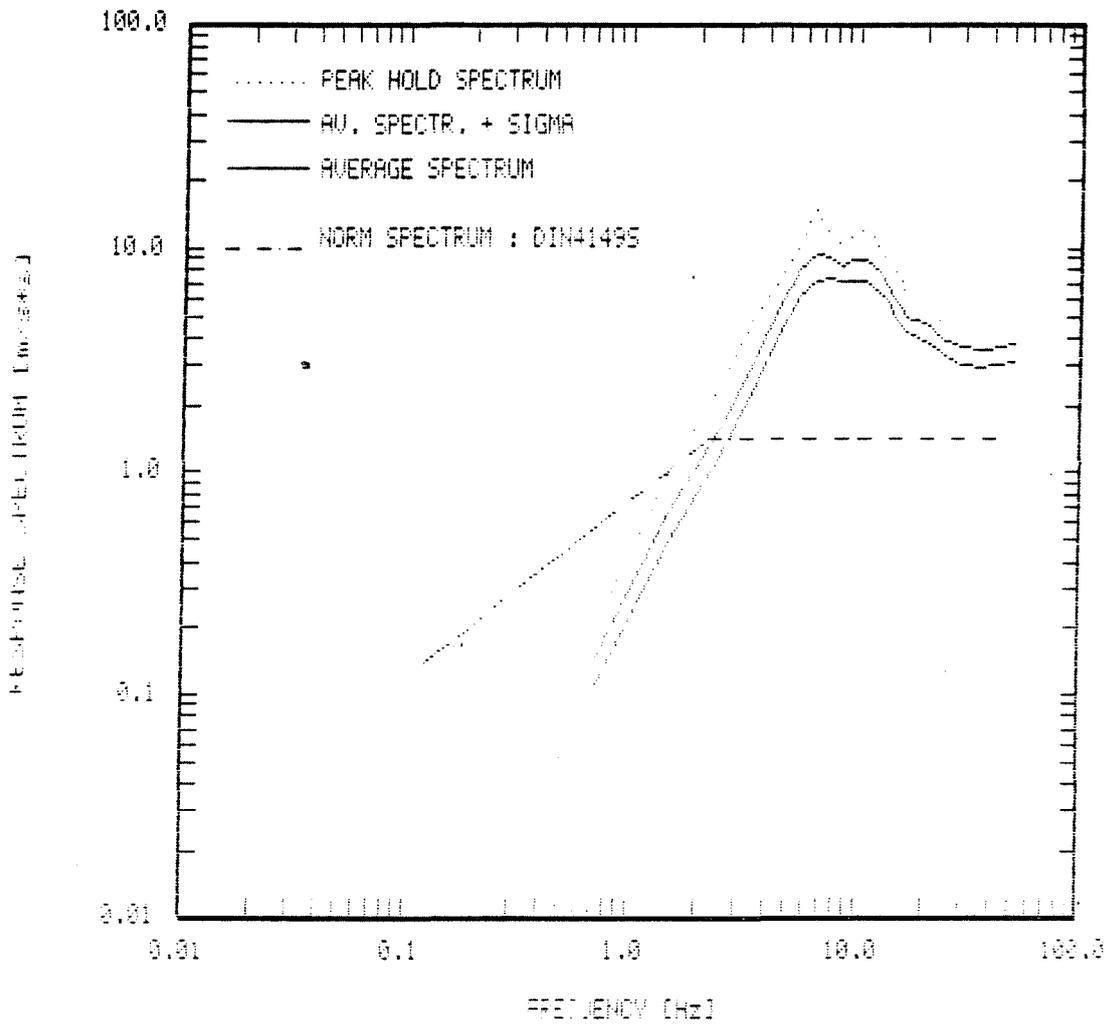


Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$
 Oberkante Lockergestein



Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$

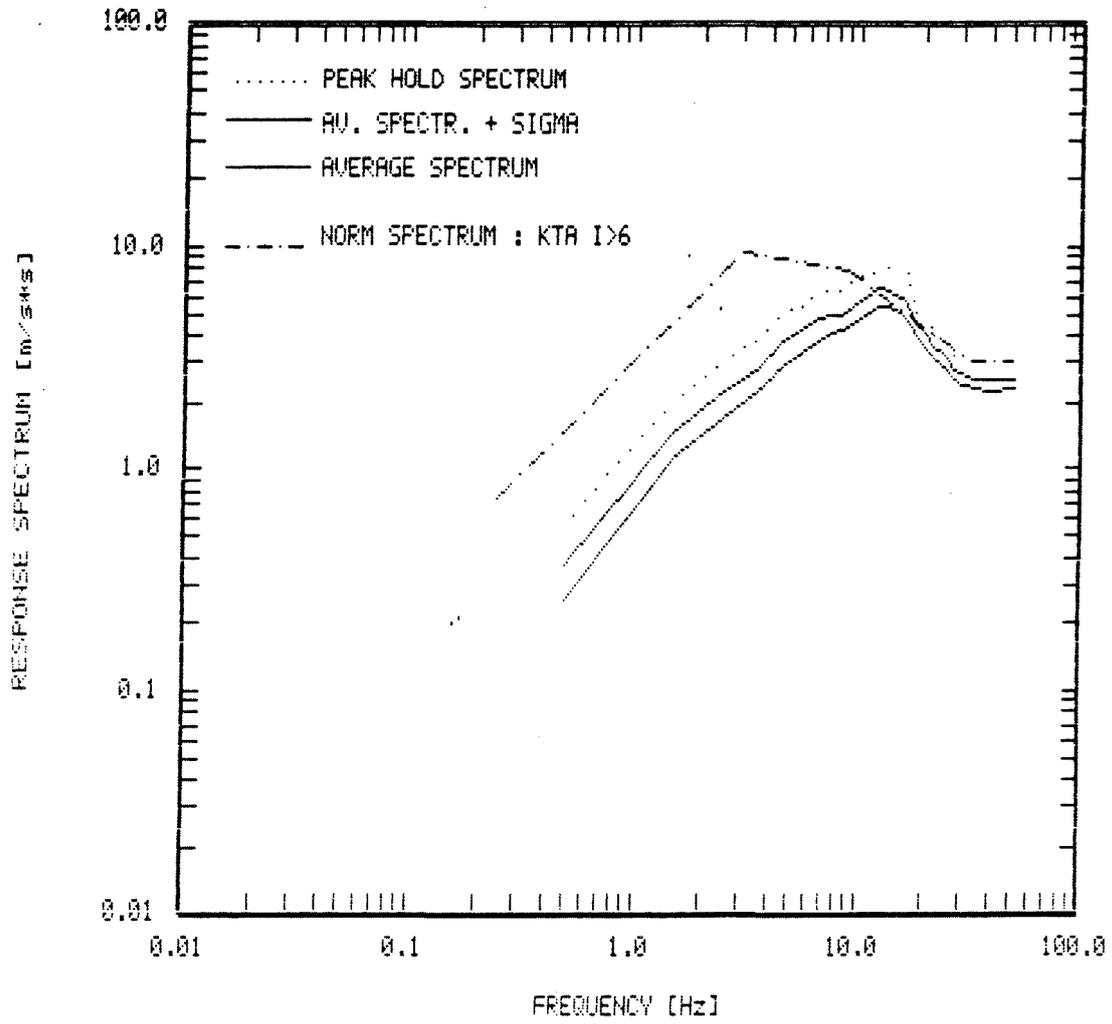
Oberkante Lockergestein



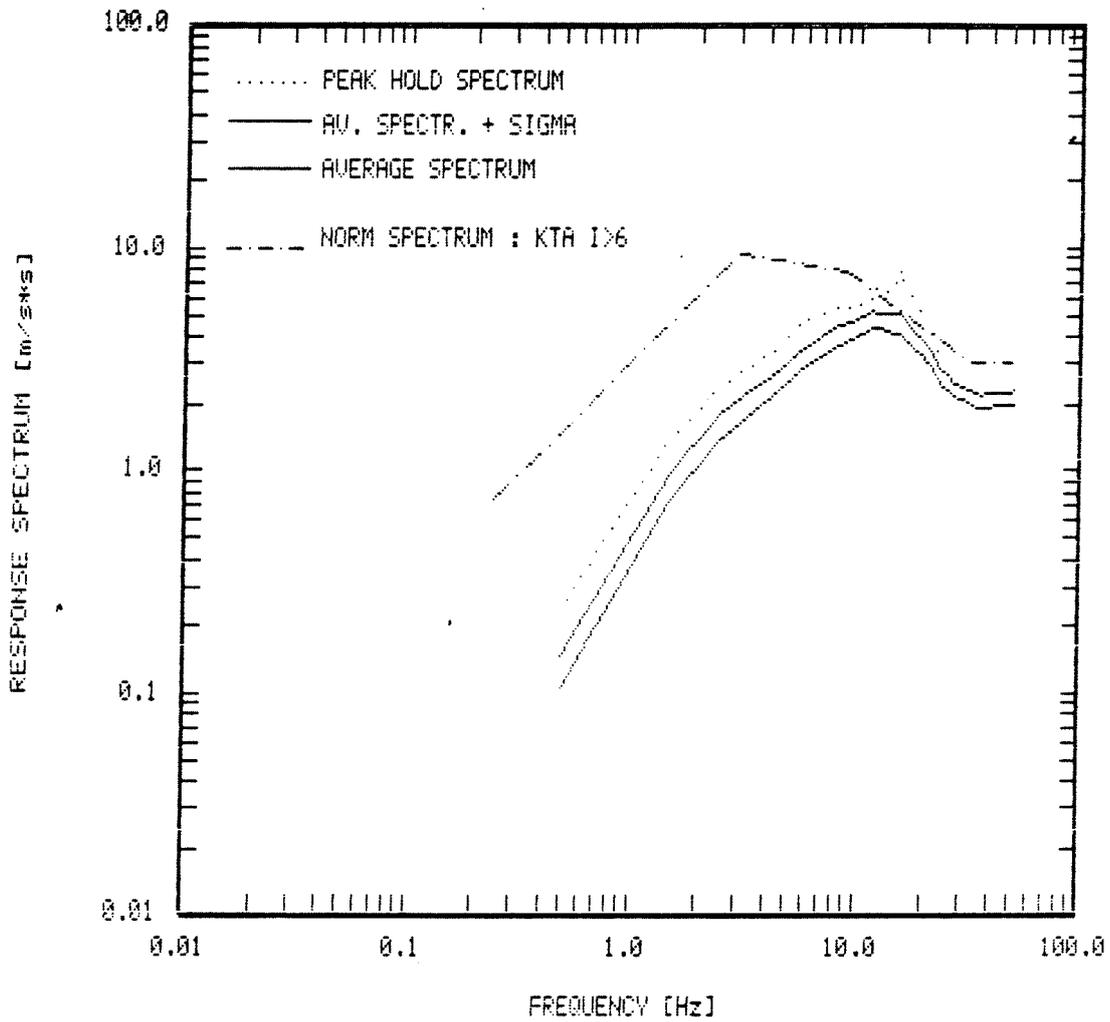
Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$
 Oberkante Lockergestein

8.4.2 Vergleich mit USAEC-Spektrum

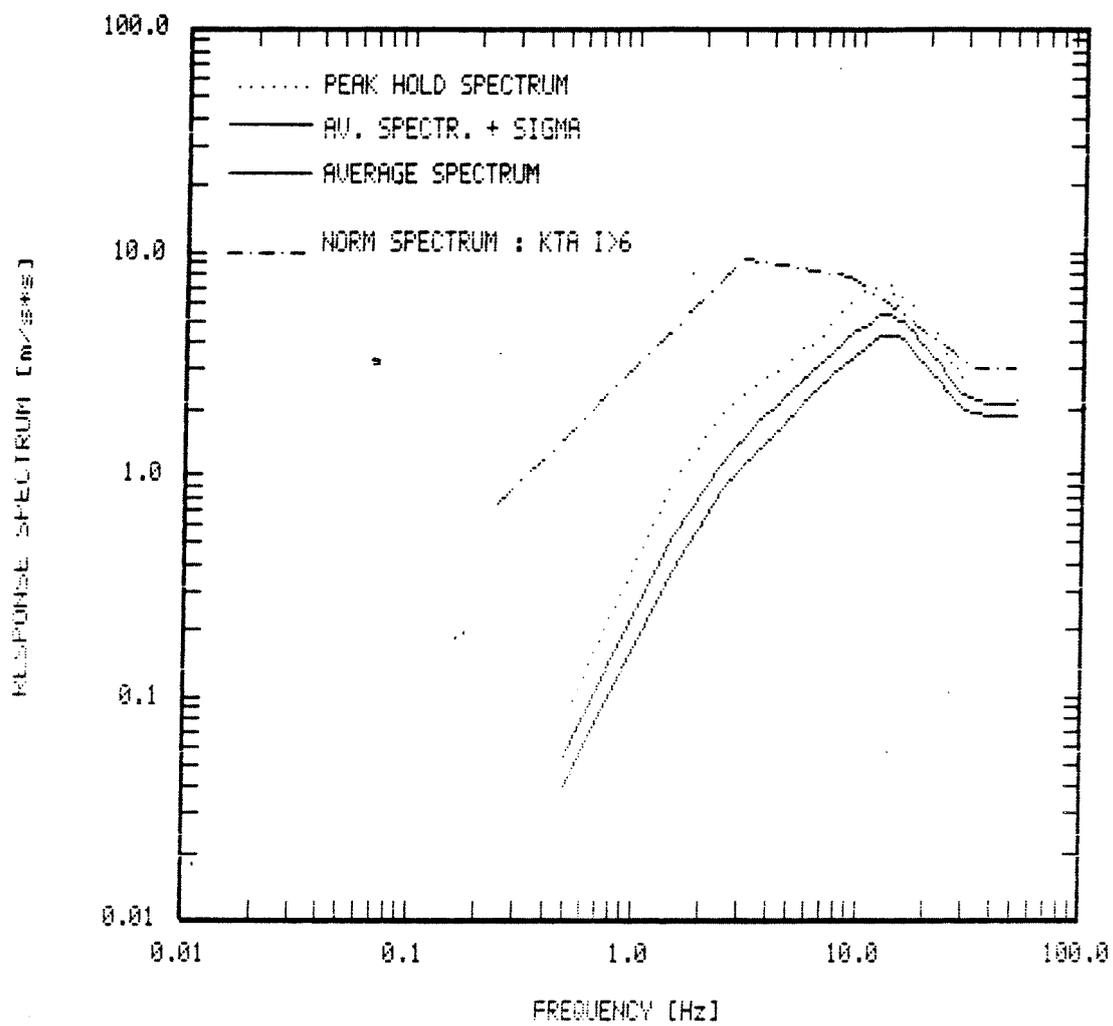
Ausgangswerte sind : Einhängewert des Antwortspektrums: 3 m/s^2
; Dämpfung $\beta = 5\%$. Durch die Berücksichtigung von Ereignissen mit wesentlich größerem Moment liegt das USAEC - Spektrum (hier als KTA - Spektrums bezeichnet) systematisch höher als die für mitteleuropäische Verhältnisse abgeleiteten Verhältnisse abgeleiteten Verläufe.



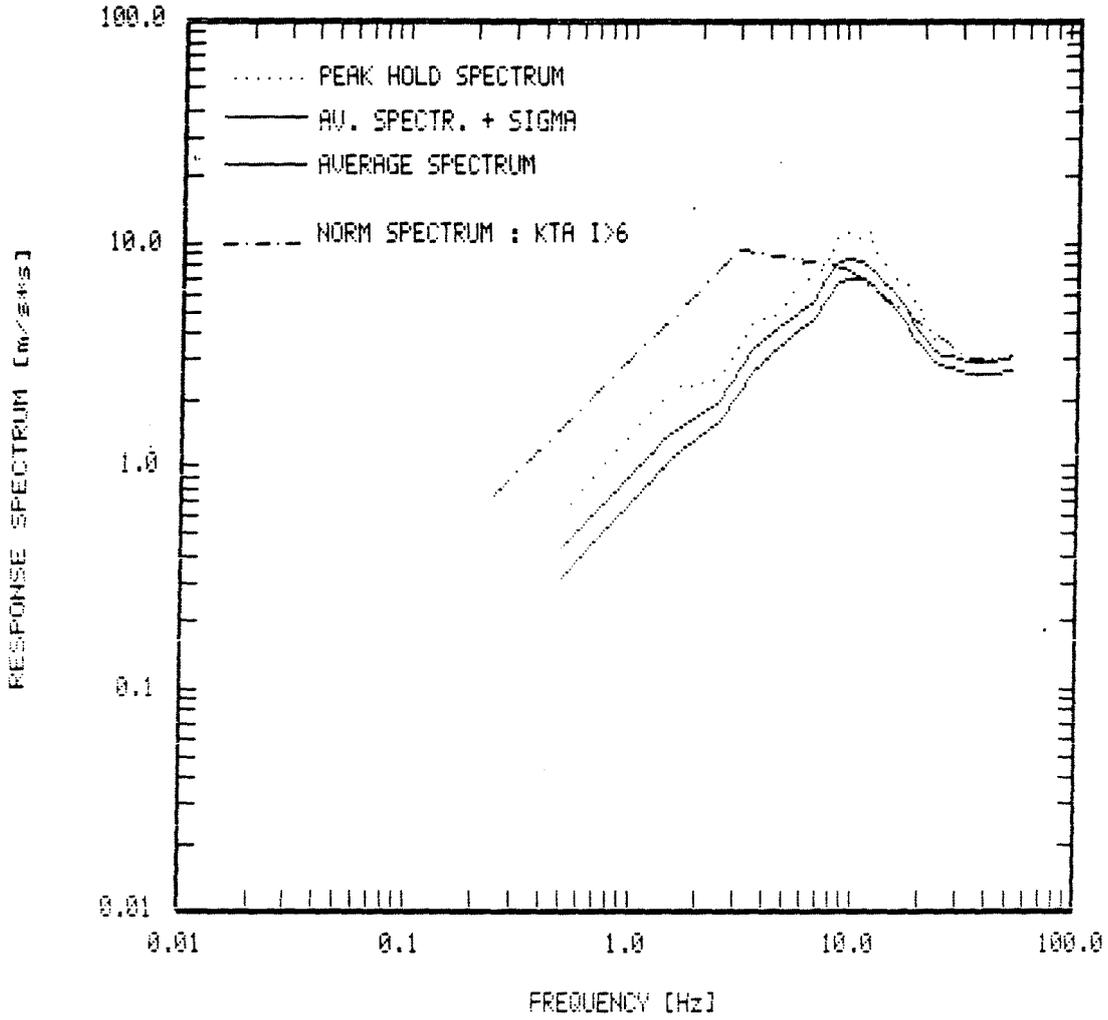
Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$
 Oberkante Kristallin



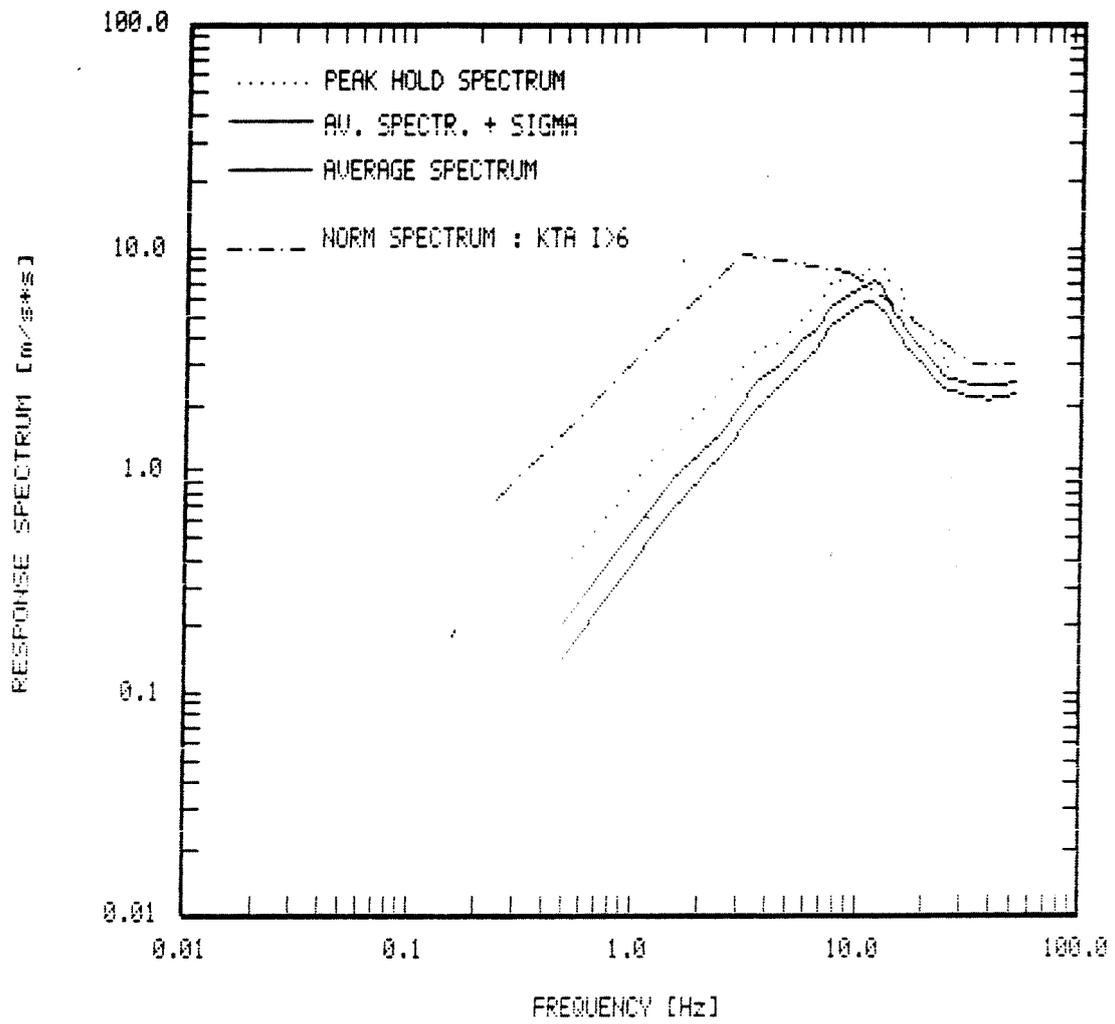
Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$
 Oberkante Kristallin



Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$
Oberkante Kristallin

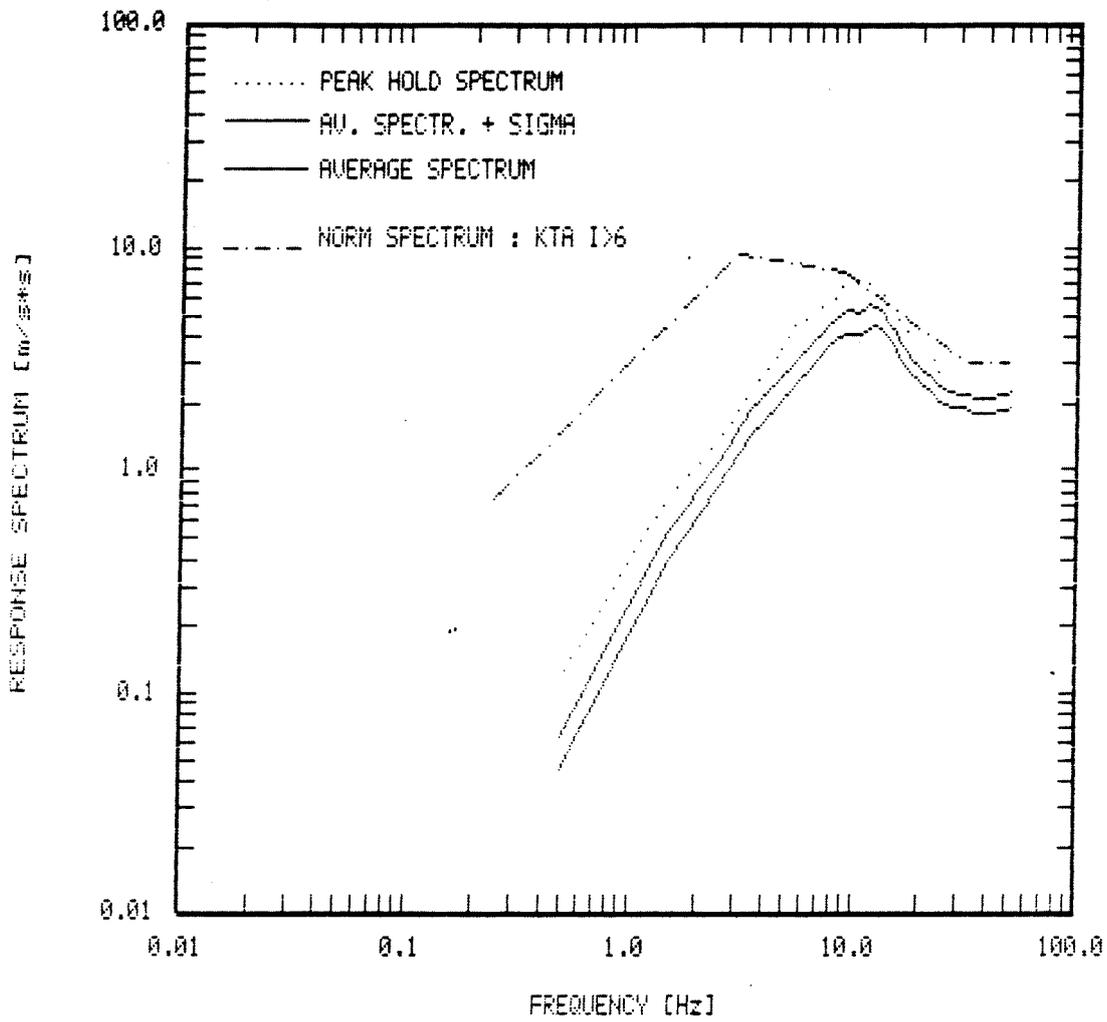


Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$
 Oberkante festes Sedimentgestein



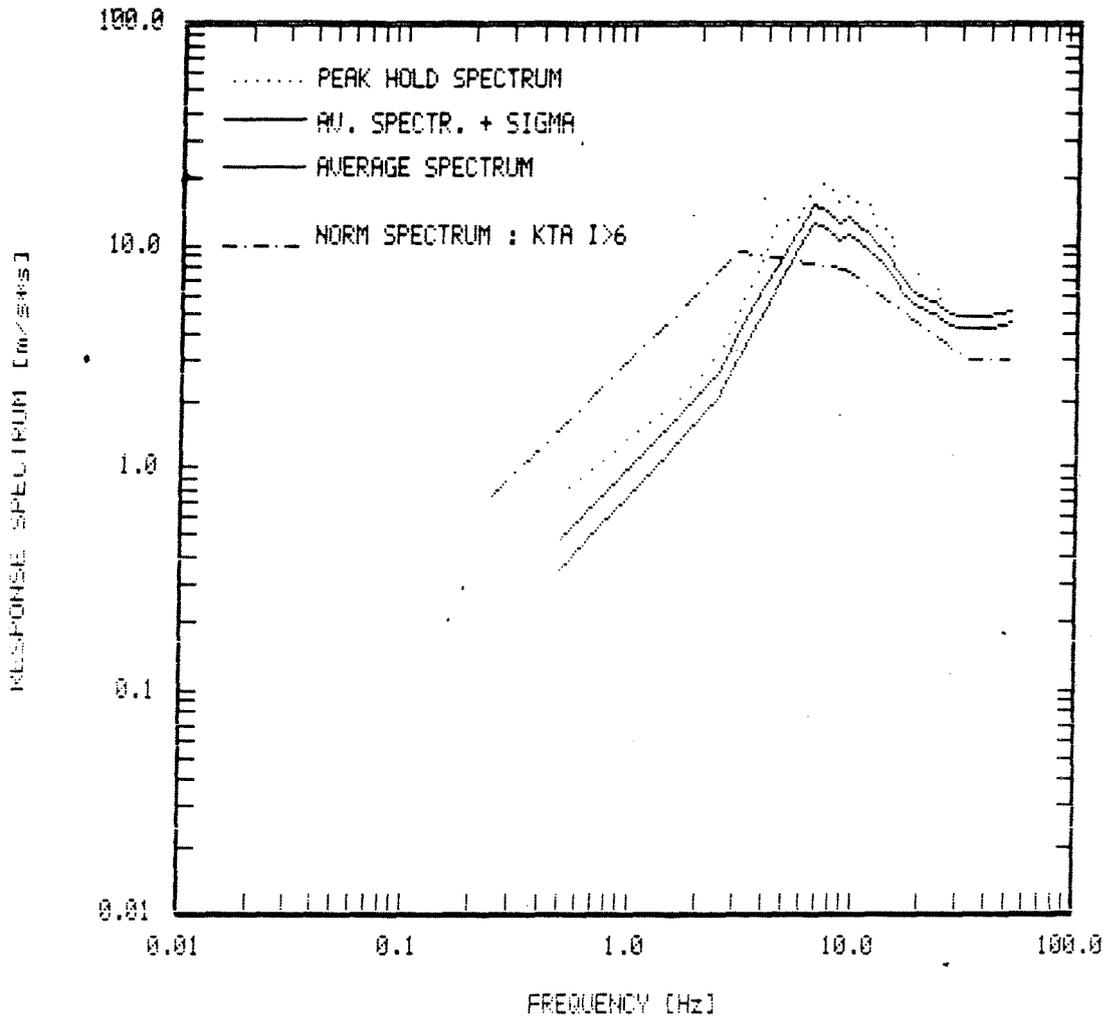
Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$

Oberkante festes Sedimentgestein

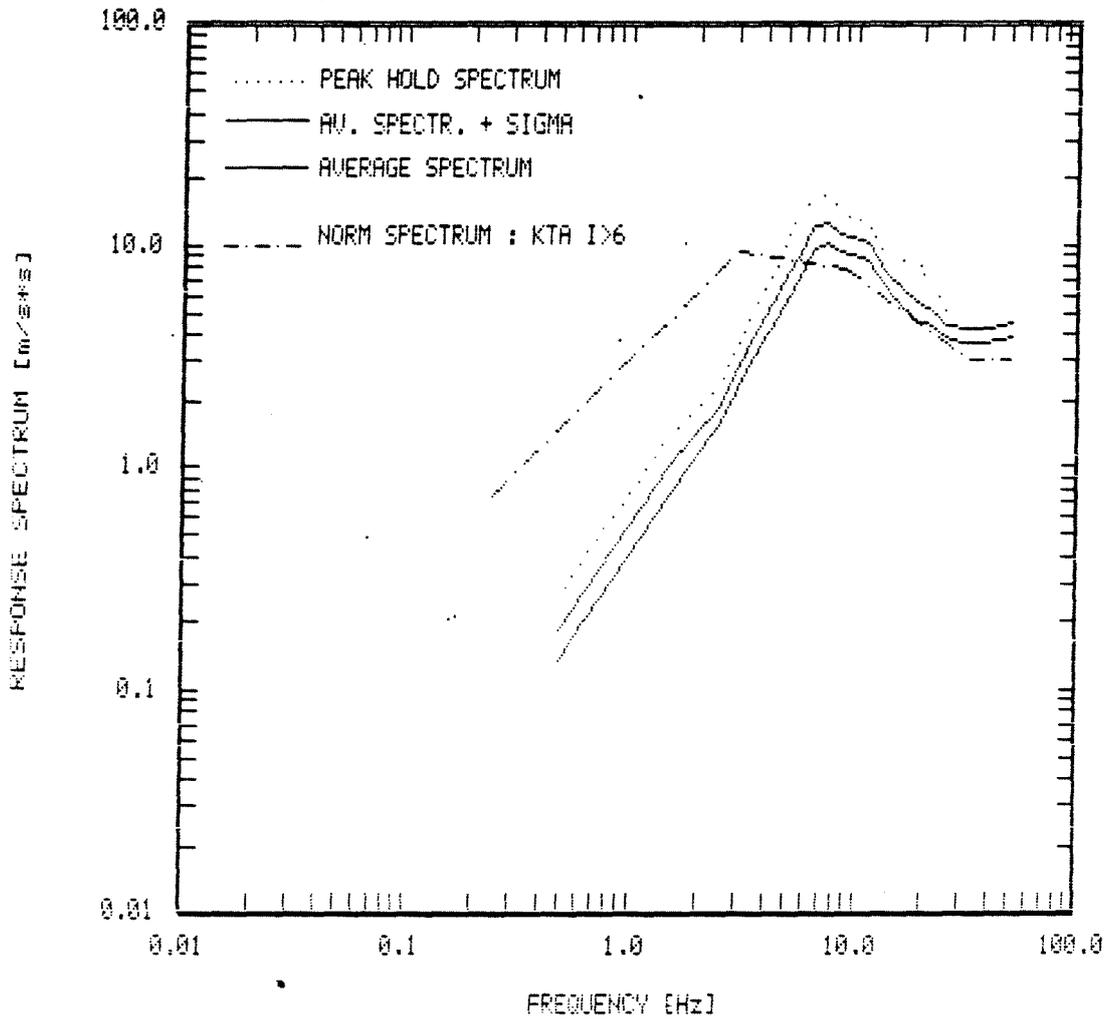


Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$

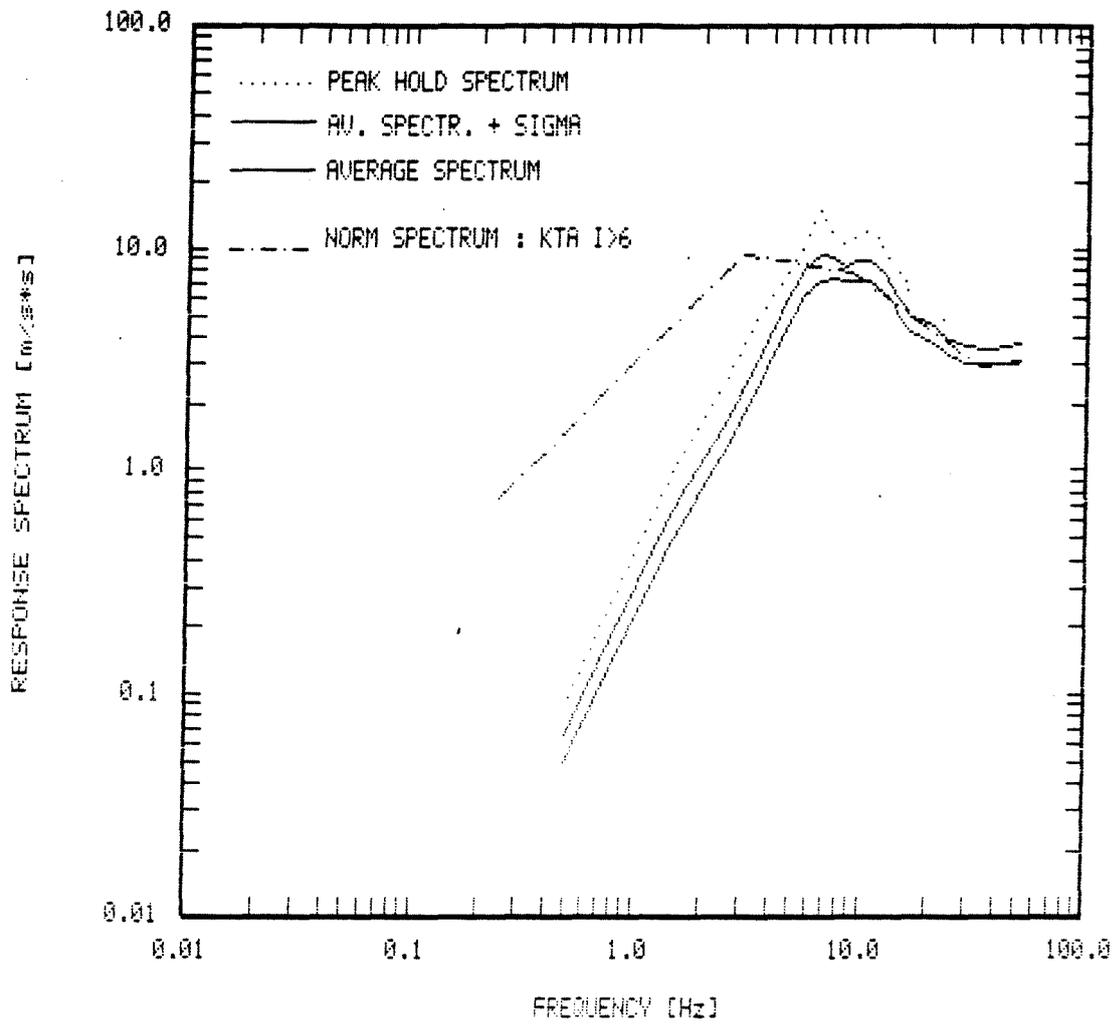
Oberkante festes Sedimentgestein



Modell: $M_0 = 2.0E17 \text{ Nm}$
 Oberkante Lockergestein



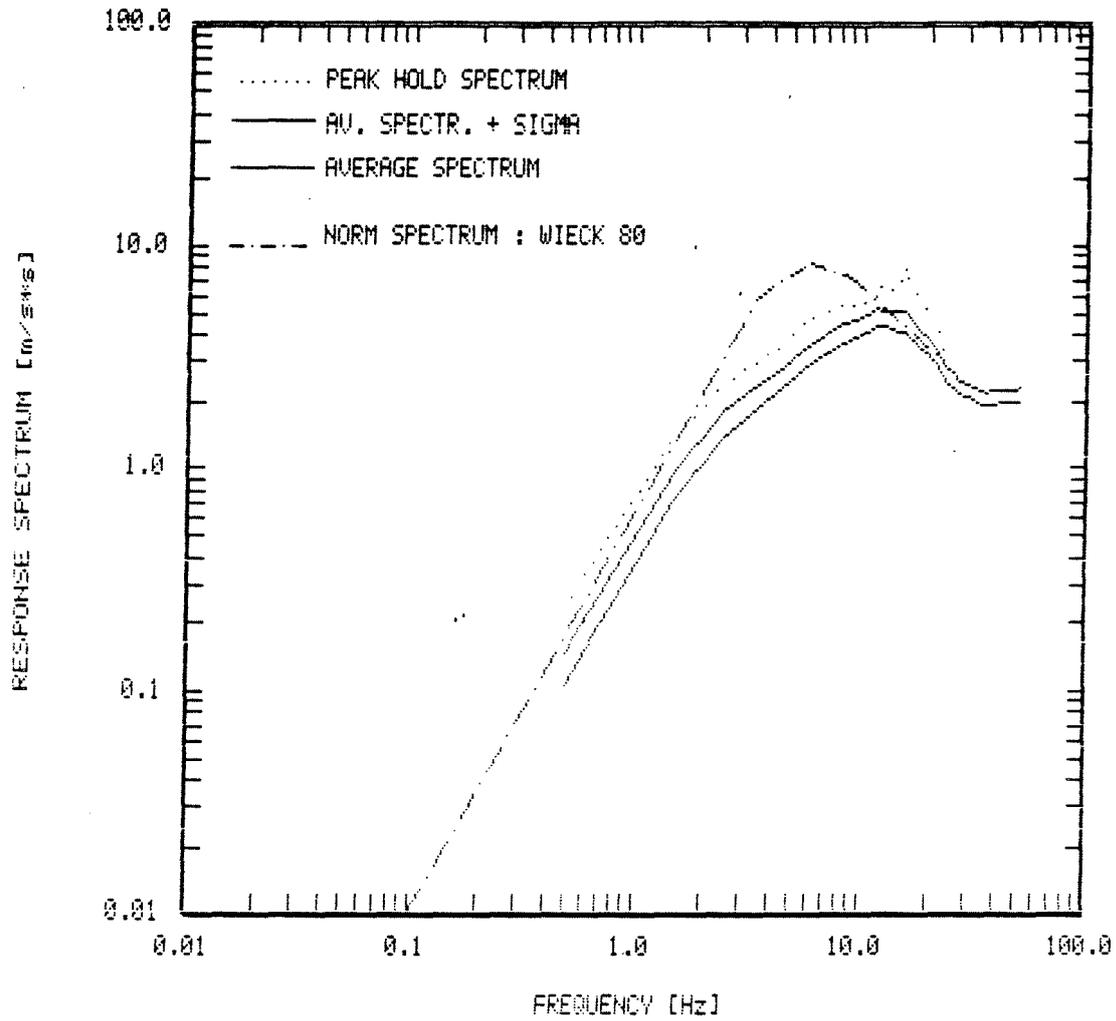
Modell: $M_0 = 3.5E16$ Nm
Oberkante Lockergestein



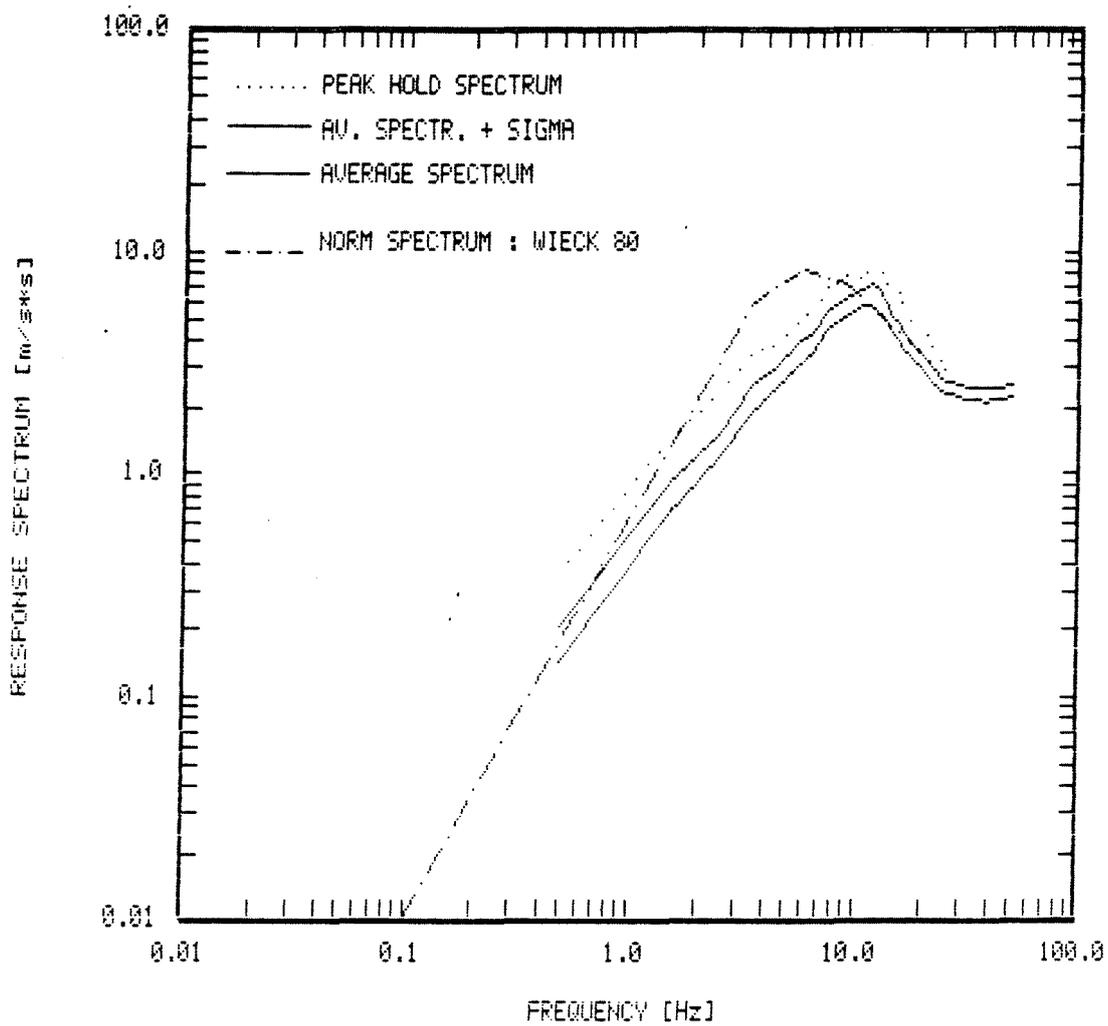
Modell: $M_0 = 6.3E15 \text{ Nm}$
Oberkante Lockergestein

8.4.3 Vergleich mit dem Spektrum nach Wieck u. Schneider
(1980).

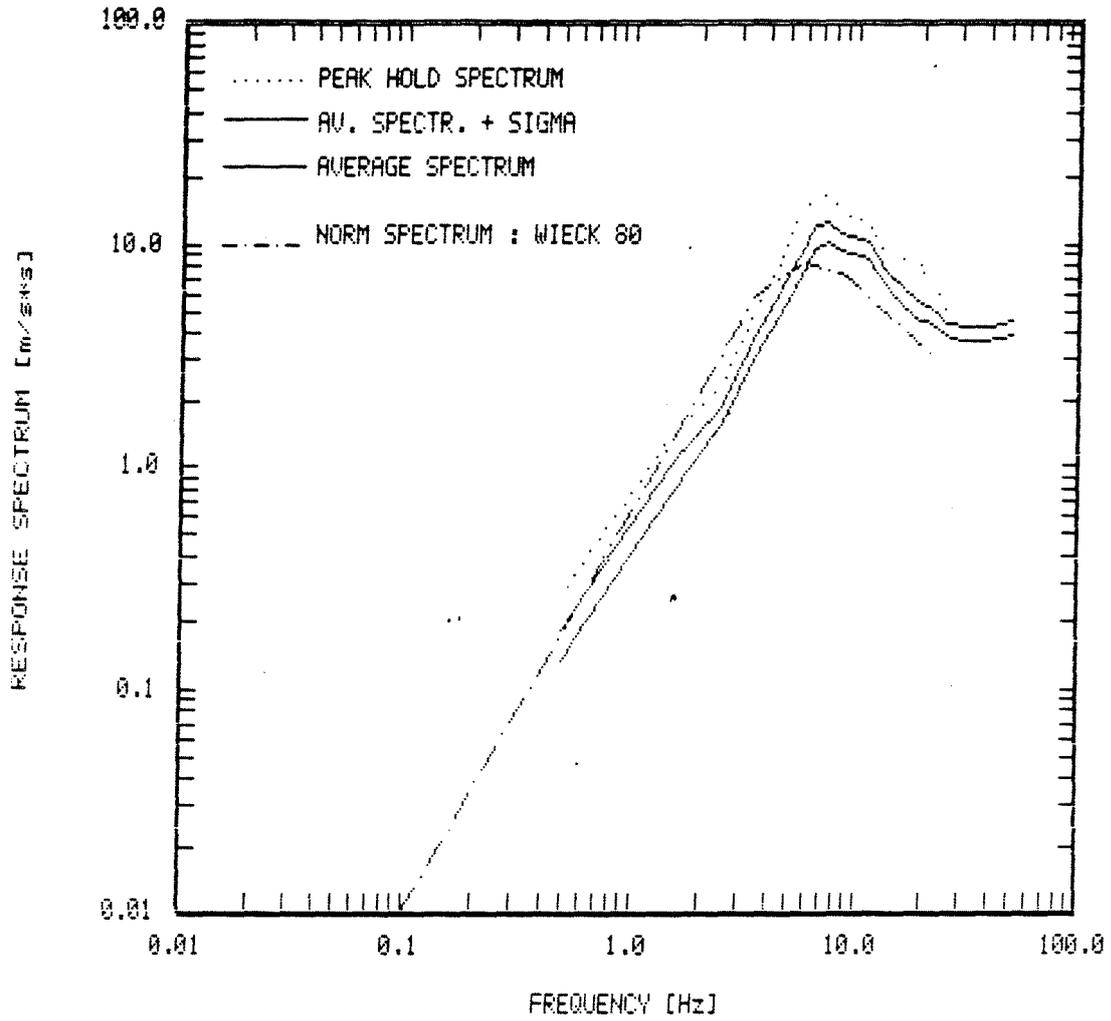
Das Vergleichsspektrum wurde durch Auswertung der Bebenserie 1978 auf der Schwäbischen Alb gewonnen. Gute Übereinstimmung herrscht im Frequenzbereich bis 8 Hz bei der den tatsächlichen Verhältnissen entsprechenden Untergrundssituation "s" in Jungingen, wo die instrumentellen Verläufe registriert worden sind.



Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$
Oberkante Kristallin



Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$
 Oberkante festes Sedimentgestein



Modell: $M_0 = 3.5E16 \text{ Nm}$
 Oberkante Lockergestein

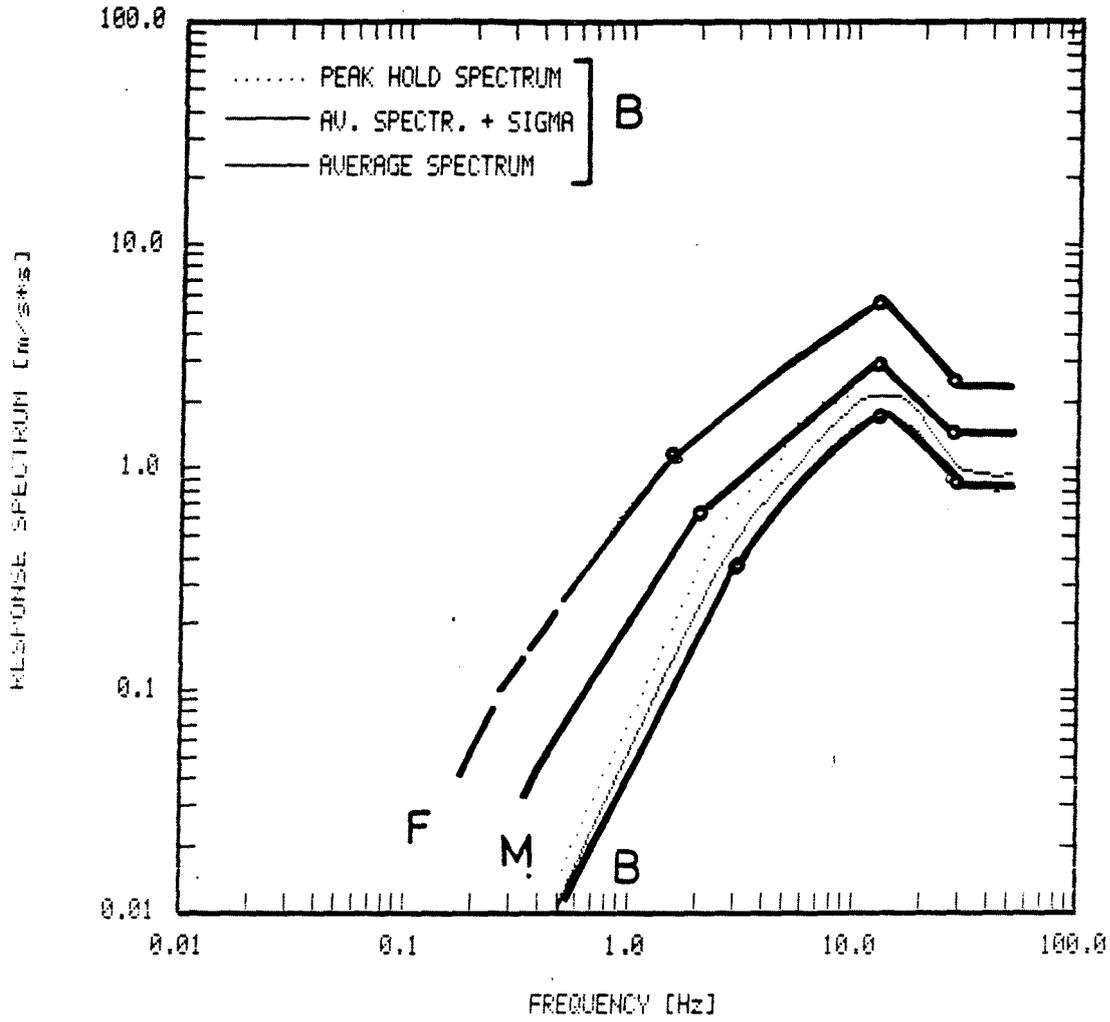
11.7 Kristallin-Bemessungsspektren (Nominale makroseismische Intensitäten: 6,7 und 8)

Der Vorschlag für die Verläufe von Antwortspektren geht von Kristallinspektren (r) für die Kategorien F und B aus. Vergleichsmessungen in Jungingen (Schwäbische Alb) dienen zur experimentellen Kontrolle. Das Spektrum für die Kategorie M ist zwischen die Verläufe für B und F intrapoliert worden. Als Einhängewerte werden folgende Beschleunigungen vorgeschlagen:

F:	2	m/s ²	(statt	2.4	m/s ²)
M:	1	'	('	1.0	'
B:	0.5	'	('	0.6	'

Es handelt sich um Mittelwertverläufe für die Dämpfung $\beta = 5$ %.

MODEL 1e15r (B) MODEL 2e 17r (F)



11.8 Synthetische Freifeldzeitverläufe

In den Abb. 11.1 - 11.5 sind 25 Simulationen für die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978 auf der westlichen Schwäbischen Alb dargestellt. Als Untergrundmodell wurde das Modell der Station Jun gewählt. Die unterschiedlichen Signalformen sind eine Folge der stochastischen Modellierung des Herdprozesses.

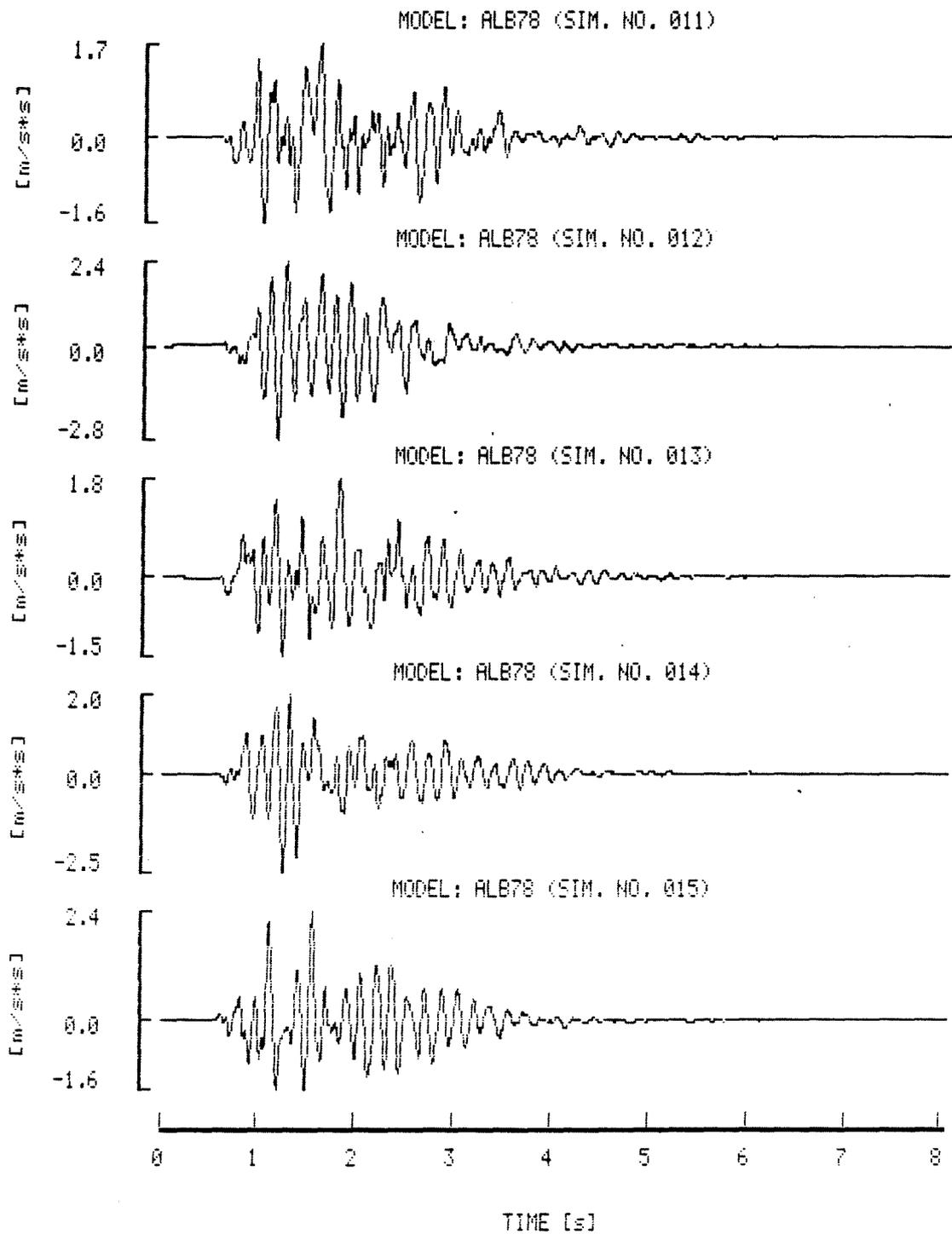


Abb. 11.1 Synthetische Freifeldzeitverläufe für das Modell Jun und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978.

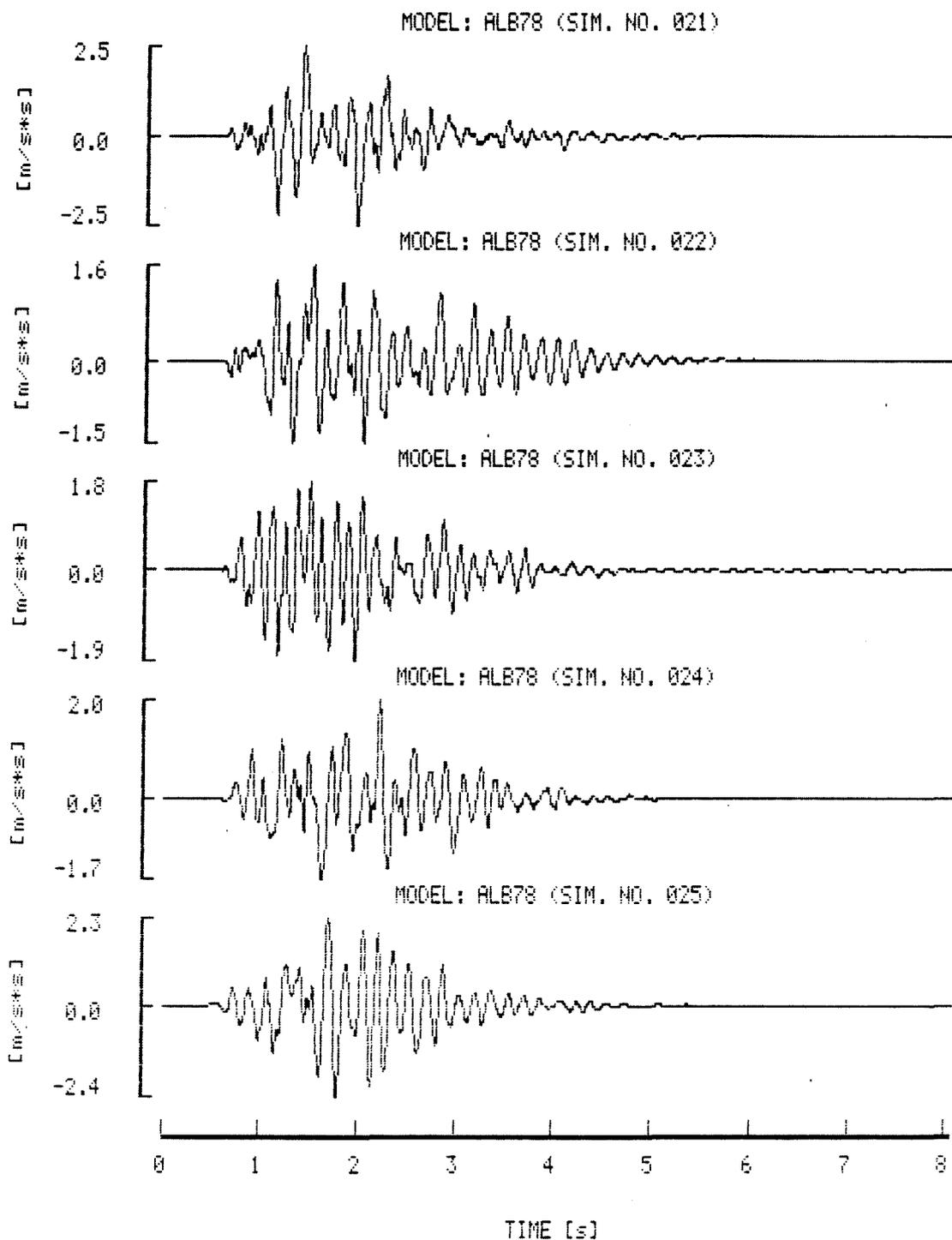


Abb. 11.2 Synthetische Freifeldzeitverläufe für das Modell Jun und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978.

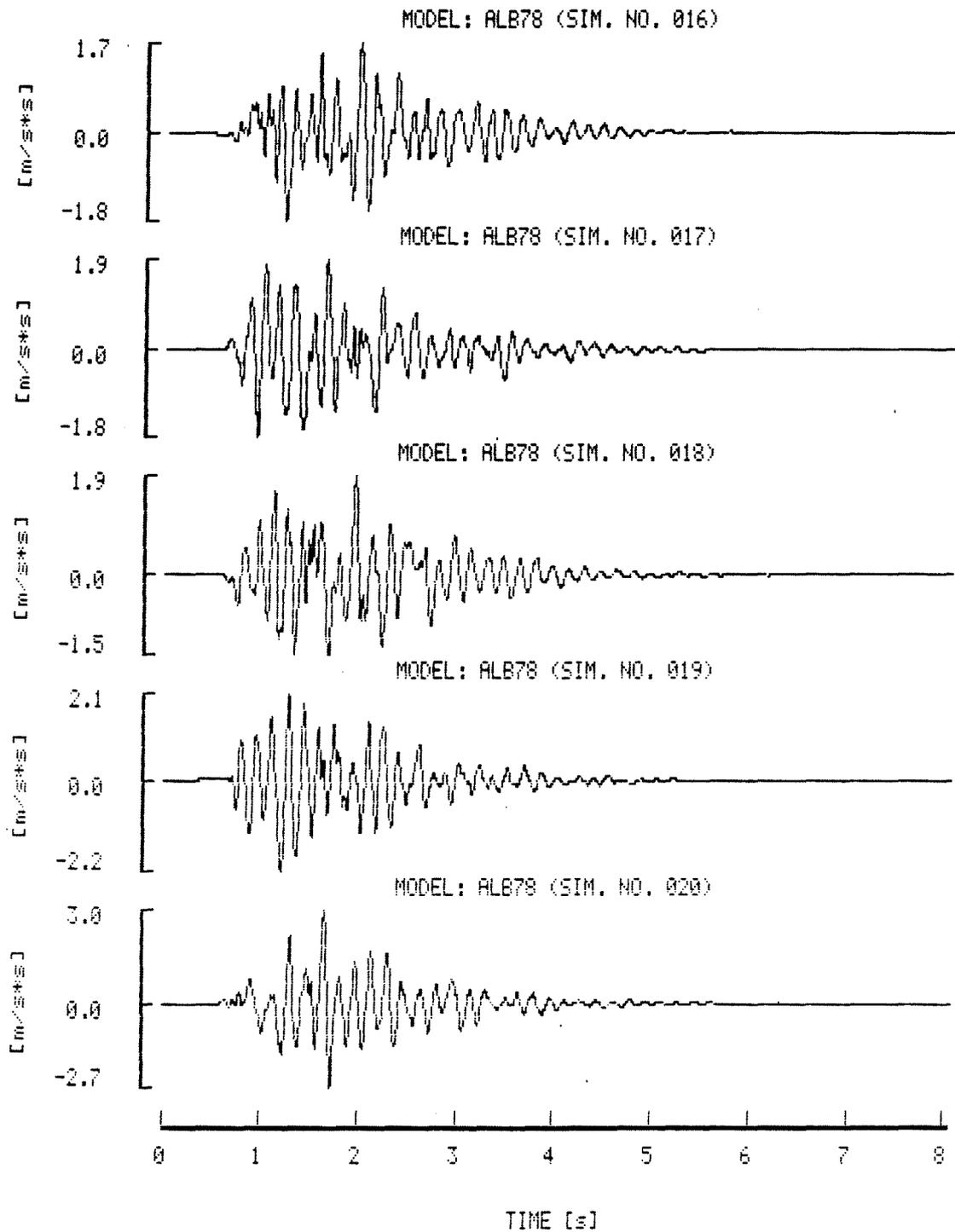


Abb. 11.3 Synthetische Freifeldzeitverläufe für das Modell Jun und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978.

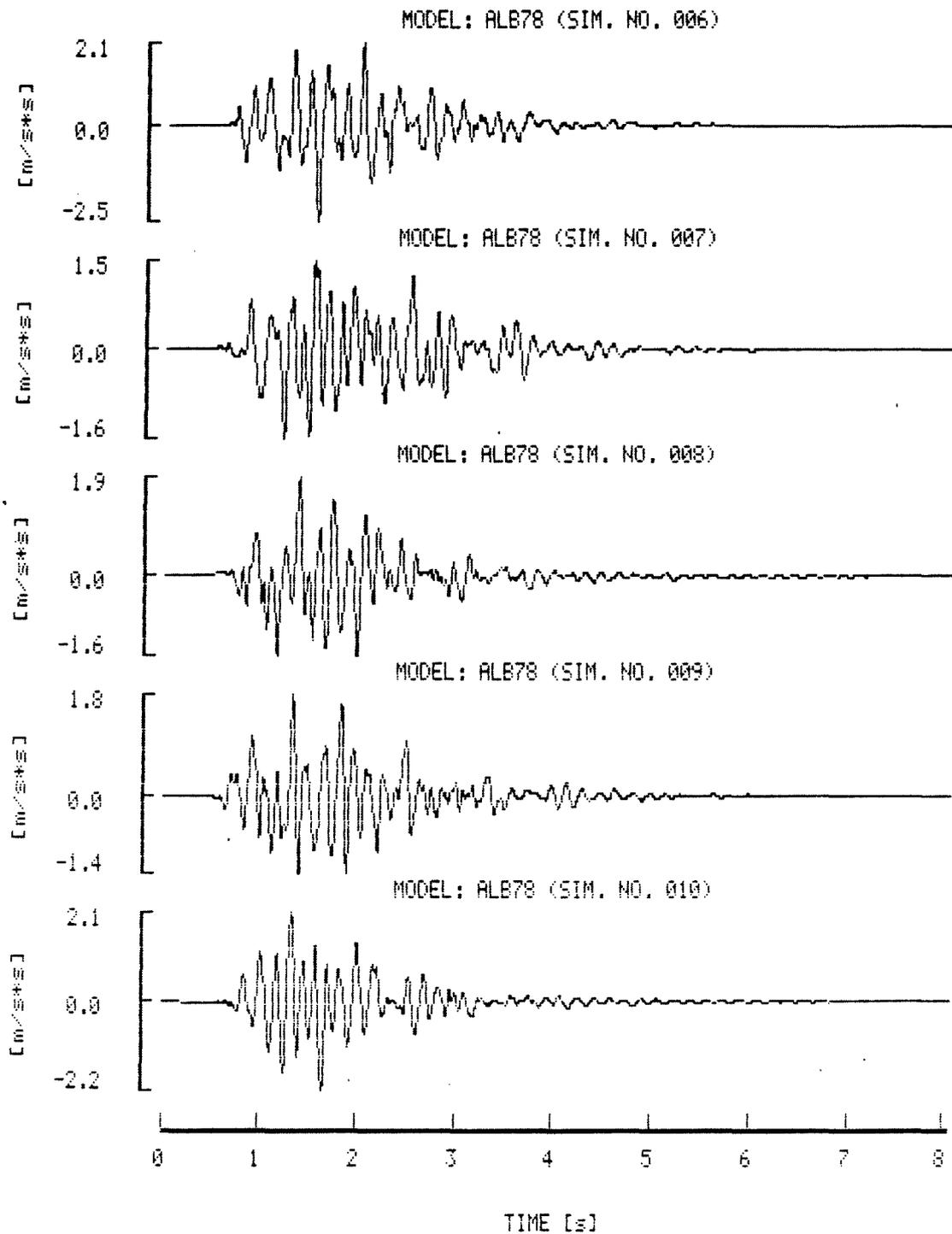


Abb. 11.4 Synthetische Freifeldzeitverläufe für das Modell Jun und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978.

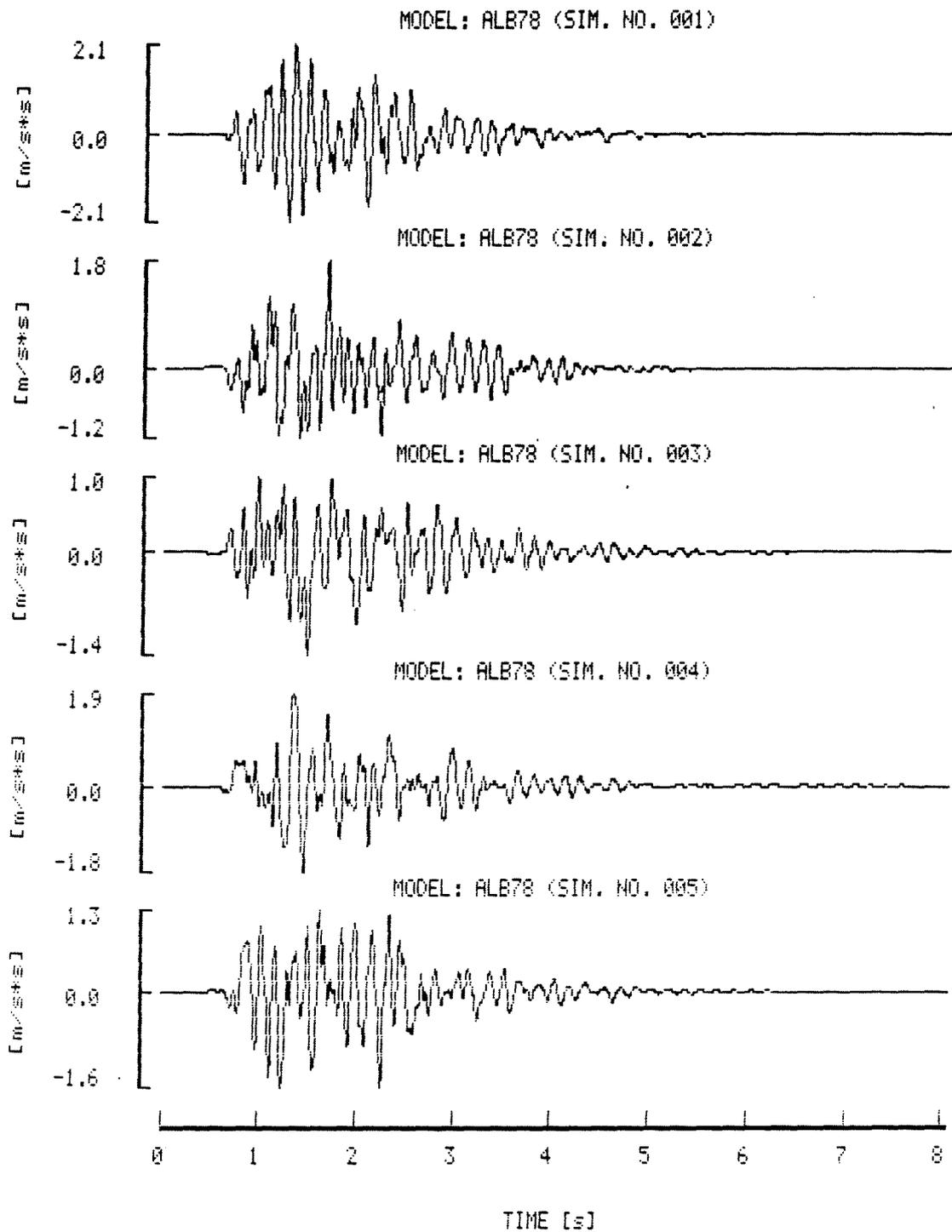


Abb. 11.5 Synthetische Freifeldzeitverläufe für das Modell Jun und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978.

Literatur:

- Ahorner, L., Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massiv, Central Europe, in: Plateau Uplift (Ed. K. Fuchs), Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, 1983.
- Ahorner, L., The general pattern of seismotectonic dislocations in Central Europe as a background for the Liege earthquake on November 8, 1983, in: Seismic activity in Western Europe (Ed. P. Melchior), D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 41-56, 1985.
- Ahorner, L., Murawski, H., Schneider, G., Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin, Geol. Rdsch., 61, 915-942, 1972.
- Ahorner, L., Baier, B., Bonjer, K.-P., General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake-generating stress field in Central Europe between the Alps and the North Sea, in: Plateau Uplift (Ed. K. Fuchs et al.), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 187-197, 1983.
- Aki, K., Scaling law of seismic spectrum, Journ. Geophys. Res., 72, 1217-1231, 1967.
- Berckhemer, H., Die Ausdehnung der Bruchfläche im Erdbebenherd und ihr Einfluß auf das seismische Wellenspektrum, Gerl. Beitr. Geophys., 71, 5-26, 1962.
- Ben-Menahem, A., Radiation of seismic body waves from a finite moving source in the earth, Journ. Geophys. Res., 67, 345-350, 1962.
- Boatwright, J., A spectral theory for circular seismic sources; Simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy, Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 1-27, 1980.
- Boatwright, J., Boore, D. M., Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1843-1865, 1982.

- Boatwright, J., Fletcher, J. B., The partition of radiated energy between P and S waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 74, 361-376, 1984.
- Bonjer, K.-P., Gelbke, C., Gilg, B., Rouland, D., Mayer-Rosa, D., Massinon, B., Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben, J. Geophysics, 55, 1-12, 1984.
- Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 1865-1894, 1983.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., The influence of rupture incoherence on seismic directivity, Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 283-300, 1978.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., Ground motions and response spectra at soil sites from seismological models of radiated spectra, 8th World Congr. Earthqu. Eng., II, Prentice Hall, New Jersey, 457-463, 1984.
- Bracewell, R. N., The fourier transform and its application, McGraw-Hill, New York-St. Louis-San Francisco, 444 pp., 1965.
- Brüstle, W., Der Bruchvorgang im Erdbebenherd - Untersuchung ausgewählter Erbeben mit beobachteten und synthetischen Seismogrammen, Dissert. Univ. Frankfurt, 317 pp., 1985.
- Brune, J. N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journ. Geophys. Res., 75, 4997-5009, 1970.
- Brune, J. N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, correction, Journ. Geophys. Res., 76, 5002, 1971.
- Duda, S. J., Nuttli, O. W., Earthquake magnitude scale, Geophys. Surv., 1, 429-458, 1974.
- Dreyer, H., Sauer, W., Prozessanalyse, VEB Verlag Technik, Berlin, 328 pp., 1982.
- Ehrenberg, J. E., Hernandez, E. N., Covariance-invariant digital filtering. - A better digital processing technique for ground motion studies, Bull. Seismol. Soc. Am., 71, 1361-1367, 1981.

- Futterman, W. J., Dispersive body waves, Journ. Geophys. Res., 67, 5279-5291, 1962.
- Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seismol. Soc. Am., 66, 1501-1523, 1976.
- Gilg, B., Hypozentrumsbestimmung von lokalen Erdbeben im Bereich des Oberrheingrabens der Jahre 1971-1979, Diplomarbeit Universität Karlsruhe, 130 pp, 1980.
- Greiner, G., Lohr, J., Tectonic stresses in the northern foreland of the alpine system: measurements and interpretation, Rock mechanics, Suppl. 9, 5-15, 1980.
- Haessler, H., Hoang-Trong, P., La crise sismique de Remiremont (Vosges) de Decembre 1984: implications tectoniques regionales, Comptes Rendues a l'academie de science, 1985.
- Hanks, T. C., B-values and ω^2 seismic source models. Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motions, Journ. Geophys. Res., 84, 2235-2242, 1979.
- Hanks, T. C., f., Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1867-1879, 1982.
- Hanks, T. C., Wyss, M., The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters, Bull. Seismol. Soc. Am., 62, 561-589, 1972.
- Hanks, T. C., Kanamori, H., A moment magnitude scale, Journ. Geophys. Res., 84, 2348-2350, 1979.
- Hanks, T. C., McGuire, R. K., The character of high-frequency strong ground motion, Bull. Seismol. Soc. Am., 71, 2071-2095, 1981.
- Hanks, T. C., Boore, D. M., Moment-magnitude relations in theory and practice, Journ. Geophys. Res., 89, 6229-6235, 1984.
- Haskell, N. A., Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150, 1960.

- Hiller, D., Makroseismische Wirkungen des Albstadt - Bebens vom 3. September 1978 in Baden - Württemberg, Dissert. Univ. Stuttgart, 102 pp., 1985.
- Joyner, W. B., Boore, D. M., Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 71, 2011-2038, 1981.
- Kanamori, H., The energy release in great earthquakes, Journ. Geophys. Res., 82, 2981-2987, 1977.
- Kanamori, H., Anderson, L., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, 1073-1095, 1975.
- Kasahara, K., Earthquake mechanics, Cambridge University Press, Cambridge, 248 pp., 1981.
- König und Heunisch, Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko, Abschlußbericht des IBT, Berlin AZ IV/1-5-377/82, 1983.
- Kunze, T., Ausgangsparameter für die Abschätzung der seismischen Gefährdung in Mitteleuropa, Jber. Mitt. oberrehein. geol. Ver., N.F., 68, 225-240, 1986.
- Langer, H., Seismotektonische Herdparameter und Ausbreitungseffekte bei Mikroerdbeben im Bereich der westlichen Schwäbischen Alb, in Vorbereitung, 1986.
- Mansinha, L., The velocity of shear fracture, Bull. Seismol. Soc. Am., 54, 369-376, 1964.
- McGarr, A., Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, Journ. Geophys. Res., 89, 6969-6979, 1984.
- McGuire, R. K., Hanks, T. C., RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California, earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 1907-1919, 1980.
- Meissner, R., Strehlau, J., Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, Tectonics, 1, 73-89, 1982.

- Sato, T., Hirasawa, T., Body wave spectra from propagating shear cracks, Journ. Phys. Earth, 21, 415-431, 1973.
- Savage, J. C., Relation of corner frequency to fault dimensions, Journ. Geophys. Res., 77, 3788-3759, 1972.
- Scherbaum, F., Untersuchungen zur Struktur der P- und S-Phasen im Epizentralgebiet, Dissert. Univ. Stuttgart, 76 pp., 1980.
- Scherbaum, F., Modellspektren herdnahe Beschleunigungsmessungen auf der Schwäbischen Alb, Mitt. Inst. f. Bautechnik, Heft 4, 114-116, 1982.
- Scherbaum, F., Die seismische Erkundung des Stationsuntergrundes mit Nahbebenseismogrammen, Habilitationsschrift Univ. Stuttgart, 209 pp., 1986.
- Schick, R., Untersuchungen über die Bruchausdehnung und Bruchgeschwindigkeiten bei Erdbeben mit kleinen Magnituden, Zeitschr. f. Geophys., 34, 267-286, 1968.
- Schneider, G., Erdbeben und Tektonik in Südwestdeutschland, Tectonophysics, 5, 495-511, 1968.
- Schneider, G., The earthquake in the Swabian Jura of 16 November 1911 and present concepts of seismotectonics, Tectonophysics, 53, 279-288, 1979.
- Schneider, G., Seismological study of the Urach Geothermal Anomaly, in: Urach Geothermal Project (Ed. R. Hänel), Schweizerbart, Stuttgart, 263-270, 1982.
- Sieberg, A., Gebäudeschäden und ihre geologische Bedingtheit beim oberschwäbischen Erdbeben vom 27. Juni 1935, Veröff. d. Reichsanst. f. Erdbebenforschung in Jena, 29, 1-78, 1937.
- Turnovsky, J., Herdmechanismen und Herdparameter der Erdbebenserie 1978 auf der Schwäbischen Alb, Dissert. Univ. Stuttgart, 109 pp., 1981.
- VanMarcke, E. H., Lai, S. P., Strong-motion duration and rms amplitude of earthquake records, Bull. Seismol. Soc. Am., 70, 1293-1307, 1980.

- Wieck, J., Schneider, G., Herdnahe Messungen während der Erdbebenserie im Herbst 1978 auf der westlichen schäbigen Alb, Mitt. Inst. f. Bautechnik, 11, 1-3, 1980.
- Wyss, M., Brune. J. N., The Alaska earthquake of 28 March 1964: A complex multiple rupture, Bull. Seism. Soc. Am., 57, p. 1017-1023, 1967.

Anhang zu 7.5

Zufällige Abweichungen des Plateaus eines Kristallinspektrums

1. Spektrale Amplitudendichte der Bodenverschiebung an der Kristallinoberkante ohne Absorption (vgl. auch (7-9)):

$$\underline{u}_{c,r}^{\circ} = M_0 / 4 \pi \rho s v_s^3$$

$$\log \underline{u}_{c,r}^{\circ} = \log M_0 - \log(4\pi) - \log(s) - 3 \log v_s$$

$$\Delta \underline{u}_{c,r}^{\circ} / \underline{u}_{c,r}^{\circ} = \Delta M_0 / M_0 - \Delta \rho / \rho - \Delta s / s - 3 \Delta v_s / v_s$$

Schwankung des Herdmoments: Beispiel ist das Beben auf der Schwäbischen Alb vom 3. September 1978. Es liegen 31 Messungen für das Herdmoment M_0 vor: $M_0 = 4.66 \cdot 10^{16}$ Nm; $1 \sigma : 0.88 \cdot 10^{16}$ (Turnovsky, 1981); $\Delta M_0 / M_0 = 0.19$.

Für die Ausbreitungsgrößen wurden folgende Schwankungen angenommen:

$$\Delta \rho / \rho = 0.05; \quad \Delta s / s = 0.1; \quad \Delta v_s / v_s = 0.05$$

$$\{ \Delta \underline{u}_{c,r}^{\circ} / \underline{u}_{c,r}^{\circ} \} = 0.1 = 10\%$$

Spektrale Amplitudendichte an der Kristallinoberkante bei Berücksichtigung der Absorption:

$$\underline{u}_{c,r}^A = \underline{u}_{c,r}^{\circ} e^{-\pi s}$$

$$e^{-\pi s} = \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s v_s} s\right) = C(f)$$

$$s = 7 \text{ km}; \quad v_s = 3.3 \text{ km/s}$$

Es wird nur eine Schwankungsbreite im Qualitätsfaktor der Absorption Q_s betrachtet. Als Bandbreite wird Q_s für eine Scherzone und für eine ungestörte Ausbreitung innerhalb des Kristallins der oberen Erdkruste betrachtet

$$Q_s = 50 \quad Q_s = 200$$

(Scherbaum, 1980; Schneider, 1982).

Für den Faktor $C(f)$ ergeben sich folgende Werte:

	$Q_0 = 50$	$Q_0 = 200$
$f = 1$ Hz:	0.88	0.97
$f = 10$ Hz:	0.26	0.72

$$\underline{u}_{cr}^1 = \underline{u}_{cr}^0 C(f)$$

$$\delta \underline{u}_{cr}^1 / \underline{u}_{cr}^1 = \delta \underline{u}_{cr}^0 / \underline{u}_{cr}^0 + \delta C(f) / C(f)$$

$$= .19 \cong 19\% \text{ für } f = 1 \text{ Hz}$$

$$= .74 \cong 74\% \quad = 10 \text{ Hz}$$

2. Bestimmung der unteren und der oberen Vorhersagegrenzen für maximale Oberflächenwellenmagnitude ML in Mitteleuropa

Für den Vorhersagebereich einer einzelnen Größe bei n Beobachtungen gilt (Dreyer & Sauer, 1982):

$$v_u / v_o = \bar{x} + t_{n-1, (1+\gamma)/2} s ((1+n)/n)^{1/2}$$

- v_u = untere Vorhersagegrenze
- v_o = obere Vorhersagegrenze
- \bar{x} = Mittelwert
- t = Quantile der t-Verteilung
- n = Anzahl der Beobachtungen
- γ = Konfidenzzahl
- s = Streuung

Als Eingangsgrößen entsprechend Abb. 7.6 werden verwendet:

$$\gamma = 95\%; \quad n = 40; \quad s = 0.48; \quad \bar{x} \cong \overline{ML} = 4.82$$

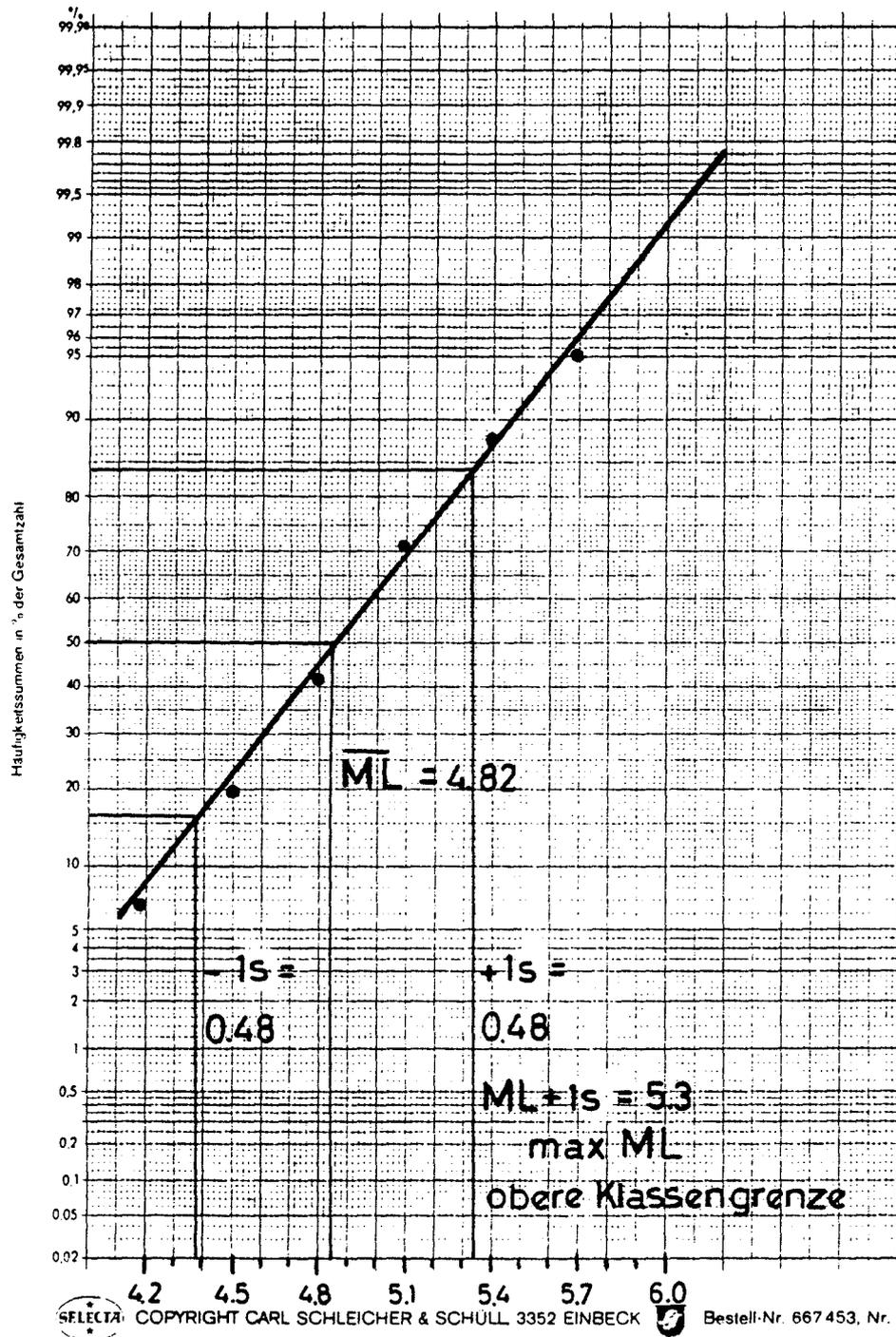
$$v_u = 3.84; \quad v_o = 5.8$$

$$ML + 1 \sigma = 5.3$$

$$P_{ab} = 0.16 \quad \text{für } \Delta t = 200 \text{ a}$$

$$P_{ab} = 8 \cdot 10^{-4} \quad \Delta t = 1 \text{ a}$$

Abb. 7.6 Mitteleuropa : 1785-1984
 40 Gebiete : 100 x 100 km²
 Südalpen - Kattegat



7.6 Programm - Beschreibung SDSMS

Das Programmpaket SDSMS (Site Dependent Strong Motion Simulation) in FORTRAN 77 erlaubt die standortabhängige Simulation seismischer Beschleunigungszeitverläufe für ebene SH-Wellen in einem horizontal geschichteten Ausbreitungsmedium. Die Synthese des Quellsignals an der Unterkante des geschichteten Mediums erfolgt nach dem von Boore (1983) vorgeschlagenen Verfahren durch Simulation als Rauschvorgang, wie in den vorhergehenden Abschnitten ausgeführt. Die Ausbreitung im geschichteten Teil des Ausbreitungsmediums wird durch Schichtmatrizen nach Haskell (1960) beschrieben.

Die Programmsteuerung erfolgt über die im folgenden beschriebenen Eingabeparameter:

- o Zufallszahlen-Startwert: Bestimmt den Anfangswert des Zufallszahlengenerators für die stochastische Simulation des Quellsignals und die Variation der Eingabeparameter. Bei jedem Start des Programms muß ein neuer Startwert für den Zufallszahlengenerator angegeben werden.
- o Zahl der Simulationen: Die Anzahl der Simulationen bestimmt die statistische Signifikanz des Ergebnisses und sollte mindestens bei 30 liegen.
- o Länge des Seismogramms N: Um 'wrap-around'-Effekte zu vermeiden muß die Länge der Seismogramme so gewählt werden, daß die Amplituden gegen Ende des Zeitfensters ($N \cdot \text{fdig}$) auf ungefähr Null abgeklungen sind. N muß in ganzzahligen Potenzen zur Basis 2 angegeben werden
- o Digitalisierungsfrequenz fdig: Die Digitalisierungsfrequenz muß ausreichend hoch gewählt werden, um die möglichen Einflüsse oberflächennaher Lockersedimente noch zu erfassen. Aufgrund des endlichen Speicherplatzes besteht allerdings eine Art Unschärfebeziehung zwischen der Länge des Seismogramms und der Digitalisierungsfrequenz.
- o Herd-Station-Koordinaten: Zusammen mit den Schichtparametern bestimmen diese die Strahlgeometrie und damit die Übertragungsfunktion des Ausbreitungsmediums. Die Herdtiefe muß so gewählt werden, daß der Herd sich im Halbraum unterhalb der tiefsten Schicht befindet.
- o Herdparameter (Spannungsabfall, seismisches Moment, Abstrahlcharakteristik): Das zur Skalierung der

Beschleunigungsspektren verwendete Modellspektrum nach Brune (1970, 71) wird vollständig durch die Parameter Spannungsabfall und seismisches Herdmoment beschrieben. Diese Größen legen sowohl den langperiodischen Plateauwert des Verschiebungsspektrums als auch die Lage der Eckfrequenz fest. Der Abstrahlcharakteristik stellt demgegenüber nur eine rein multiplikative Skalierungsgröße dar, die die Abstrahlgeometrie für den jeweiligen Herdtyp (Abschiebung, Aufschiebung usw.) beschreibt.

- o Formparameter ϵ , η , f_{max} : Die Parameter ϵ und η stellen die von Boore (1983) eingeführten Formparameter für die Modulation des Quellsignals dar. Die Form des Beschleunigungsspektrums wird durch das Brune'sche Herdmodell und ein Tiefpaßfilter mit der Eckfrequenz f_{max} beschrieben.
- o Modellparameter Antwortspektrum: Die Berechnung des Antwortspektrums erfolgt nach der Methode der Kovarianz-Invariant-Filterung nach Ehrenberg und Hernandez (1981). Je nach gewähltem Modus erfolgt die Berechnung als Antwortspektrum in der Verschiebung, als Pseudo-Antwortspektrum der Geschwindigkeit oder der Beschleunigung. Die Berechnung der Spektralwerte geschieht für ein vorgegebenes Frequenzband mit der gewählten Schrittweite. Der gewählte Algorithmus erlaubt eine sehr schnelle Abschätzung des Antwortspektrums. Bis etwa 1/6 der Digitalisierungsfrequenz liegt der Fehler der Abschätzung bei weniger als 20%.
- o Verteilungsmodus und Parametervarianzen: Das Programm bietet die Möglichkeit, alle Schichtparameter sowie die Herdparameter für jede Simulation neu zu würfeln. Die 'neuen' Parameter werden so bestimmt, daß sie als Stichproben einer Verteilung mit dem ursprünglichen Eingabewert als Mittelwert bestimmt werden. Der Verteilungsmodus gibt nun an, ob die Stichprobe aus einer Gleich- oder aus einer Gauss-Verteilung geschätzt werden soll. Die Parametervarianz stellt dabei die Varianz der gewählten Verteilung dar.
- o Absorptionsmodus: Die anelastische Absorption wird in Form einer komplexen Wellenzahl in der Schichtmatrix berücksichtigt. Der Absorptionsmodus legt fest, ob die Absorption kausal nach Futterman (1962) oder akausal nach König und Heunisch (1983) erfolgen soll. Die Konsequenzen des jeweiligen Ansatzes sind ausführlich im Abschnitt 7.3 beschrieben.

- o Schichtparameter: Die Schichtparameter Schichtdicke, Ausbreitungsgeschwindigkeit, Dichte und die Qualitätsfaktoren der Absorption für die einzelnen Schichten und den Halbraum bestimmen mit der Strahlgeometrie den Verlauf der komplexen Übertragungsfunktion. Die Indizierung erfolgt in Richtung zunehmender Tiefe.
- o Oberflächenmodus: Der Oberflächenmodus gibt an, ob die erste Schicht durch eine freie Oberfläche begrenzt oder als Halbraum betrachtet werden soll.
- o Dokumentationsmodus 1 und 2: Dokumentationsmodus 1 erlaubt die Speicherung der individuellen Zeitserie, Dokumentationsmodus 2 die Speicherung des individuellen Antwortspektrums jeder Simulation als Datei zur eventuellen Weiterverarbeitung.

Der Programmablauf ist in der Abb. 7.7 schematisch dargestellt. Für jede Simulation wird zunächst ausgehend von dem vorgegebenen Schichtmodell und die angegebenen Varianzen ein neues Modell als Stichprobe einer gewählten Verteilung geschätzt. Im nächsten Schritt wird der Strahlverlauf für das so entstandene Modell iterativ ermittelt. Der Beschleunigungszeitverlauf wird nach dem Verfahren von Boore (1983) im folgenden Modul berechnet, mit einem FFT-Algorithmus in den Frequenzbereich transformiert und gemäß der Herdparameter skaliert. Die Übertragungsfunktion für das Ausbreitungsmedium wird getrennt berechnet und mit dem skalierten Spektrum des Quellsignals multipliziert. Durch Rücktransformation in den Zeitbereich wird anschließend der für die Oberfläche des Schichtmodells geltende Beschleunigungszeitverlauf ermittelt. Hieraus werden die Maximalamplituden der Beschleunigung, der Schwinggeschwindigkeit, der Bodenverschiebung, sowie die Starkbebendauer in der Beschleunigung berechnet. Letzere bezieht sich auf den Zeitraum, in dem die kumulative Energie des Signals von 5 auf 95% angewachsen ist. Mit dem Filteralgorithmus nach Ehrenberg und Hernandez (1981) wird schließlich im letzten Schritt das gewünschte Antwortspektrum ermittelt. Der gesamte Ablauf wird solange wiederholt, bis alle Simulationen berechnet sind. Die Mittelwerte, Standardabweichungen sowie die maximal erreichten Parameterwerte werden zum Abschluß als Datei dokumentiert.

Eine Kopie des Programms SDSMS auf Magnetband (1600 bpi, ASCII) wird vom Autor:

IV/97

Dr. Frank Scherbaum
Institut für Geophysik
Richard-Wagner-Str. 44
D-7000 Stuttgart
Tel. 0711-2073-2342

gerne zur Verfügung gestellt.

```
+-----+
! Einlesen der Eingabeparameter      !
+-----+
!                                     !
!                                     !
+-----+
! Inkrementierung des Indexes und    !
! Würfeln neuer Eingabeparameter     !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Strahlverlauf                       !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Erzeugung des Kristallzeitverlaufs !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Fast Fourier Transformation         !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Skalierung des Spektrums           !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Berechnung der Übertragungsfunktion und !
! Multiplikation mit dem Kristallinspektrum !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Inverse Fourier Transformation      !
+-----+
!                                     !
+-----+
! Parameterbestimmung                !
+-----+
!                                     !
+-----+
!                                     !
```

T E I L V

METHODEN ZUR ERDBEBENGEFÄHRDUNGSANALYSE

REGIONALE ERDBEBENGEFÄHRDUNG

LOKALE STANDORTBESONDERHEITEN

Ludwig Ahorner
Manfred Budny

Erdbebenstation Bensberg
Universität Köln

Werner Rosenhauer

Interatom GmbH
Bergisch Gladbach

9. REGIONALE ERDBEBENGEFÄHRDUNG

9.1 Einführung

Mitteleuropa liegt außerhalb der großen Erdbebengürtel der Erde, welche an die Ränder von Lithosphärenplatten geknüpft sind. Die in Deutschland auftretende seismische Aktivität ist daher vergleichsweise gering und weist die charakteristischen Merkmale einer Intraplatten-Seismizität auf. Schadenverursachende Erdbeben kommen in unserem Gebiet verhältnismäßig selten vor (in Abständen von einigen Jahrzehnten) und ihre Stärke ist nach oben begrenzt. Ausgesprochene Erdbebenkatastrophen mit vielen Todesopfern hat es auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland in historischer Zeit (seit mindestens 1000 Jahren) noch nie gegeben und man kann auf Grund der geologisch-tektonischen Situation und der bisherigen seismologischen Erfahrungen davon ausgehen, daß unser Land auch in Zukunft vor derartigen Naturkatastrophen verschont bleibt.

Das stärkste im mitteleuropäischen Raum nördlich der Alpen in historischer Zeit ausgelöste seismische Ereignis ist das Erdbeben von Basel im Jahre 1356. Es erreichte im Epizentrum vermutlich die Intensität IX der zwölfstufigen MSK-Skala. Die Lokalbebenmagnitude betrug schätzungsweise etwa 6 bis 6,5 der Richter-Skala.

Auf dem Gebiet der Bundesrepublik ist in historischer Zeit die Epizentralintensität VIII der MSK-Skala zwar mehrfach erreicht, aber nie wesentlich überschritten worden. Die größte beobachtete Lokalbebenmagnitude liegt im Bereich von 6 bis 6,3 der Richter-Skala. Dieser obere Grenzwert wurde beispielsweise im Herdgebiet der Schwäbischen Alb bei dem Erdbeben von Ebingen im Jahre 1911 festgestellt.

Eine Übersicht über die Häufigkeit von schadenverursachenden Erdbeben in Deutschland und im benachbarten Ausland gibt die Tabelle 9.1 .

Tabelle 9.1 Statistik der schadenverursachenden Erdbeben in Deutschland und im benachbarten Ausland im Zeitraum 1000-1986

	Intensität im Epizentrum (MSK-Skala)	Anzahl
Beben mit unbedeutenden Schäden	VI	187
leichte Schadenbeben	VII	84
schwere Schadenbeben	VIII	14
zerstörende Erdbeben	IX	1
katastrophale Erdbeben	X und mehr	-
Gesamtzahl aller Schadenbeben		270

Die aktiven Erdbebenherde sind sehr ungleichmäßig über das Gebiet der Bundesrepublik verteilt. Schadenbeben treten vor allem im Südwesten und Westen in den Bundesländern Baden-Württemberg, Hessen, Rheinland-Pfalz und Nordrhein-Westfalen auf. Als wichtigste Erdbebenherdgebiete sind die westliche Schwäbische Alb, der Oberrheingraben zwischen Basel und Mainz und die Niederrheinische Bucht zu nennen. Außerhalb dieser Gebietszonen ist die Seismizität vergleichsweise gering. Große Teile der Bundesrepublik (mehr als 90 % des Gesamtgebietes) sind nach den Erdbebenbeobachtungen in historischer Zeit als "erdbebenarm" oder sogar "erdbebenfrei" anzusehen in dem Sinne, daß dort in den vergangenen 1000 Jahren nur sehr wenige oder überhaupt keine Erdbebenherde aktiv waren. Die quantitativen Seismizitätsunterschiede zwischen den verschiedenen Teilbereichen der Bundesrepublik sind außerordentlich hoch und betragen in Bezug auf die Eintrittshäufigkeit von Erdbeben vergleichbarer Stärke mehrere Größenordnungen.

Erdbeben sind demnach stochastische Ereignisse mit enormen Streubreiten hinsichtlich ihrer örtlichen Eintrittsrate und Stärke. Ein befriedigender Zugang zu Ermittlung des für einen konkreten Standort maßgeblichen Erdbebengefährdungspotentials erscheint nur über Wahrscheinlichkeitsausagen möglich, die sich an einem umfassenden seismotektonischen und erdbebenstatistischen Modell orientieren. Streng an die bisherigen Erdbebenbeobachtungen fixierte Vorgaben (z.B. durch die in historischer Zeit am Standort aufgetretene Maximalintensität) weisen einen hohen Grad an Zu-

fälligkeit auf und sind daher für realistische Prognosen unzureichend. Dies ist ein entscheidender Nachteil der bislang für das Bundesgebiet ausgearbeiteten Erdbebengefährungskarten, wie sie beispielsweise in der DIN 4149 oder in der KTA 2201.1 enthalten sind. Sie stellen im wesentlichen die regionale Verteilung der bislang in den einzelnen Gebietszonen maximal beobachteten Erdbebenintensitäten dar ohne eindeutigen Bezug auf die Eintrittshäufigkeit von Erdbebenintensitäten, die regional sehr unterschiedlich sein kann und damit einen erheblichen Einfluß auf das Erdbebengefährdungspotential eines Standortes hat.

Um diesen Mangel zu beheben, hat sich in den letzten Jahren als entscheidende seismologische Grundgröße zur Beschreibung des regionalen und lokalen Erdbebengefährdungspotentials die Intensitätseintrittsrates $\lambda (> I)$ herauskristallisiert, d.h. die Häufigkeit, mit der eine durch die Standortintensität I beschriebene Erdbebenstärke in einem bestimmten Zeitraum überschritten wird. Sie gestattet es, den Risikoaspekt schwerer Erdbeben bei der Lastannahme insbesondere für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundär-risiko durch die Wahl einer hinlänglich unwahrscheinlichen Bemessungsintensität in optimaler Weise zu berücksichtigen.

Die Bestimmung der Intensitätseintrittsrates erfolgt auf Grund eines großräumigen Seismizitätsmodelles, welches die Gesamtheit aller in historischer Zeit im Untersuchungsgebiet beobachteten Erdbeben sowie allgemeine geologische und seismotektonische Modellvorstellungen beinhaltet. Ein einzelnes Erdbeben, das bezüglich seines Auftretens zufällig und zudem bezüglich seiner Stärke und Herdlage fehlerhaft beobachtet sein kann, beeinflußt das Endergebnis der probabilistischen Bestimmung der Intensitätseintrittsrates nur wenig. Bestimmend für das Ergebnis ist vielmehr die auf einen Standort bezogene Summe der Wirkungen aller in der näheren und weiteren Umgebung vorkommenden Erdbeben. Ihre Auswirkungen fließen entsprechend der jeweiligen Erdbebenstärke, Herdentfernung und Häufigkeit korrekt in das probabilistische Ergebnis ein.

Das vorliegende Forschungsvorhaben, das von der Abteilung für Erdbebengeologie des Geologischen Instituts der Universität zu Köln (Prof. Ahorner) in Zusammenarbeit mit der Firma Interatom (Dr. Rosenhauer) durchgeführt wurde, hatte zum Ziel, probabilistische Karten der Erdbebengefährdung der Bundesrepublik Deutschland und ihrer Nachbargebiete auszuarbeiten, welche

als Grundlage für die Erstellung einer modernen Erdbebengefährdungskarte für unser Gebiet dienen können.

Die Karten stellen die Verteilung der mit bestimmten Eintrittsraten verknüpften regionalen Erdbebenintensität nach der zwölfstufigen MSK-Skala dar. Das den Intensitätsberechnungen zugrunde liegende großräumige Seismizitätsmodell wurde auf der Grundlage einer umfassenden Analyse der historischen Seismizität sowie der geologischen und seismotektonischen Verhältnisse in Mitteleuropa aufgestellt. Die dabei angewandten Arbeitsmethoden und die erzielten Ergebnisse sind im ersten Abschlußbericht (vom Dezember 1983) sowie in einem Interatom-Bericht (Rosenhauer 1984) ausführlich dargestellt. Um ein geschlossenes Bild des Gesamtvorhabens zu vermitteln, werden nachfolgend die methodischen Grundlagen und die wesentlichen Ergebnisse in ihren Grundzügen nochmals beschrieben.

9.2 Datenbasis

Die wichtigste Datenbasis für die Seismizitätsanalyse und die seismologische Regionalisierung bildete der von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover unter der Federführung von G.Leydecker und unter Mitarbeit aller deutschen seismologischen Forschungsinstitute zusammengestellte Erdbebenkatalog für den Zeitraum von etwa 1000 nach Chr. bis zur Gegenwart. Dieser Katalog wurde im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens kritisch überarbeitet und durch Erdbeben aus den Nachbargebieten der Bundesrepublik (Belgien, Niederlande, Frankreich, Schweiz, Österreich, Tschechoslowakei, DDR) ergänzt. Der überarbeitete Katalog enthält nun insgesamt mehr als 1700 Erdbeben, welche bezüglich ihrer Epizentralintensität den Bereich II bis IX der MSK-Skala und bezüglich der Lokalbebenmagnitude den Bereich 2 bis 6,5 der Richterskala abdecken. Die stärksten Ereignisse wurden allerdings nicht auf dem Gebiet der Bundesrepublik, sondern im benachbarten Ausland ausgelöst (Schweiz, Österreich, Italien). Der Erdbebenkatalog enthält für jedes Beben die folgenden Daten (soweit bekannt): Datum, Herdzeit, Koordinaten des Epizentrums, Herdtiefe, Epizentralintensität, Lokalbebenmagnitude, Radius des Schadengebietes, Radius des fühlbar erschütterten Gebietes. Die Lokalbebenmagnitude von historischen Erdbeben wurde aus den makroseismischen Daten mittels neu entwickelter empirischer Formeln bestimmt. Der Gesamtkatalog

ist auf Datenträgern abgespeichert, sodaß eine Bearbeitung mittels Computer möglich ist.

9.3 Seismizitätsanalyse

Das Ziel der Seismizitätsanalyse war, durch regionale Magnituden-Häufigkeitsverteilungen unter Berücksichtigung der Herdtiefenverteilung die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Erdbebens bestimmter Magnitude an einem beliebigen Punkt des Krustenvolumens des Untersuchungsgebietes modellmäßig festzulegen.

Die Auswertung der regionalen Magnituden-Häufigkeitsverteilung wurde nach dem Verfahren der Extremwertstatistik vorgenommen. Dazu wurden 30 meist rechteckförmige Zählgebiete festgelegt, für die aus dem Katalog mit Rechnerunterstützung etwa 90 Basislisten von Magnitudenextrema zusammengestellt wurden. Zusätzlich wurden Extremwerte für das gesamte Untersuchungsgebiet analysiert. Für das Gesamtgebiet ließ sich aus den beobachteten Extremwerten ein statistisch signifikanter Schätzwert für die

$$\text{Magnitudenobergrenze } M_{\max} = 6,75 \text{ (Richter-Skala)}$$

ableiten (Abb 9.1). Er bezieht sich auf die Lokalbebenmagnitude. Da die Überschreitensrate für die Magnitudenobergrenze gleich Null ist, bedeutet dieses Ergebnis in der Praxis, daß bereits Erdbeben mit der Lokalbebenmagnitude 6,5 eine sehr geringe jährliche Überschreitensrate aufweisen (etwa 10^{-4}) und für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik als äußerst seltene Ereignisse anzusehen sind.

Für Teilgebiete ließ sich die Magnitudenobergrenze in der Regel nur grob schätzen, wobei Werte zwischen 6 und 6,75 nach Prüfung auf Verträglichkeit mit den Daten für das Modell akzeptiert wurden. Die Magnitudenobergrenze wird für das probabilistische Modell nur mit geringer Genauigkeit benötigt. Die aus der Seismizitätsanalyse gewonnenen extremwertstatistischen Parameter (Gumbel-Parameter) für die einzelnen Zählgebiete sind im Abschlußbericht vom Dezember 1983 (Tabelle 9.2, S.94) dokumentiert. Mit Hilfe der Gumbel-Parameter lassen sich die Magnituden-Eintrittsraten in den verschiedenen Teilregionen berechnen.

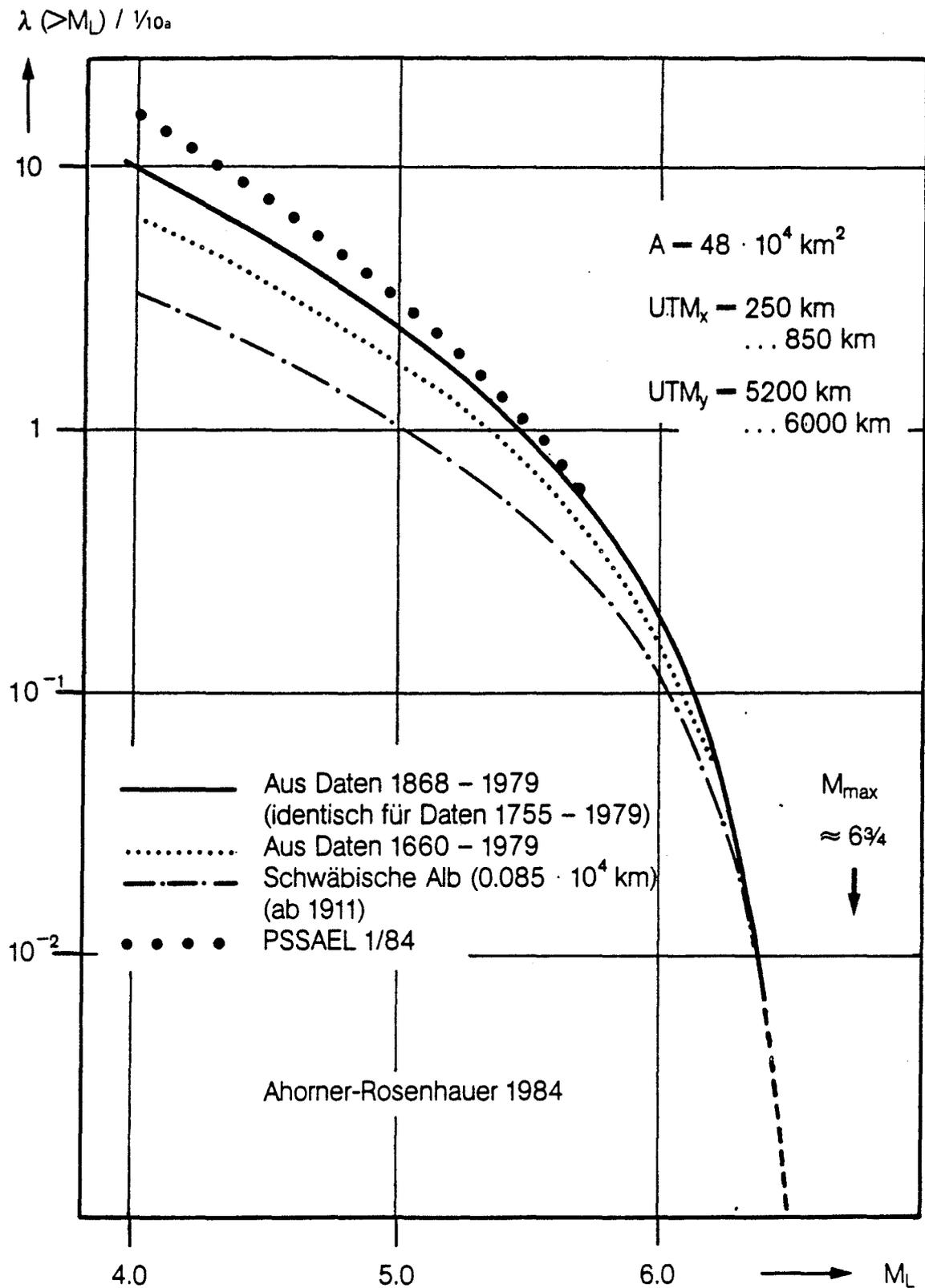


Bild 9.1 Magnituden-Eintrittsrate $\lambda (>M_L)$ für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik Deutschland bezogen auf einen Zeitraum von 10 Jahren

Die Auswertungen zur Herdtiefe ergaben, daß Herde tiefer als 15 bis 20 km im Untersuchungsgebiet eine praktisch vernachlässigbare Wahrscheinlichkeit haben. Die seismische Aktivität konzentriert sich in der Hauptsache auf den Tiefenbereich zwischen 5 und 15 km. Für die wichtigsten Herdgebiete wurde die Herdtiefenverteilung im Detail untersucht und ein spezielles Herdtiefenmodell aufgestellt.

Damit war die Grundlage gegeben für die Aufstellung eines großräumigen Seismizitätsmodelles, dessen Herdzonen anhand der Verteilung der historischen Erdbebenepizentren und unter Einbeziehung aller relevanten geologischen und seismotektonischen Kenntnisse festgelegt wurden (Abb. 9.2). Die Seismizitätskenngrößen (Gumbel-Parameter) für die Herdzonen wurden im allgemeinen aus den Auswertungen für die entsprechenden Zählgebiete übernommen. Die Herdزونengrenzen sind in Bezug auf die Seismizitätskenngrößen fließend gestaltet, um Unsicherheiten bei der Grenzziehung in ihrem Einfluß auf das Endergebnis abzumindern.

Als Gesamtergebnis liegt ein verlässliches Seismizitätsmodell für Mitteleuropa vor, welches eine solide Grundlage für die probabilistische Analyse des regionalen Erdbebengefährdungspotentials bietet.

9.4 Probabilistische Standortanalyse

Bei der probabilistischen Standortanalyse auf der Grundlage des im vorausgehenden Abschnittes beschriebenen großräumigen Seismizitätsmodelles wurde ein Monte-Carlo-Simulationsverfahren benutzt, welches von dem Rechenprogramm PSSAEL ausgeführt wird. Das Verfahren ist in einer Publikation von Rosenhauer (1983) ausführlich erläutert. Daher soll hier nur auf einige wesentliche Grundzüge des Verfahrens eingegangen werden.

Der wichtigste Vorteil der Simulation ist, daß die Zuordnung zwischen der Lokalbebenmagnitude im unterirdischen Erdbebenherd und der Intensität am betrachteten Standort als stochastische Korrelation genau so behandelt werden kann, wie sie sich bei den beobachteten Ereignissen zeigt. Das heißt, es können die Parameter des empirisch bestimmten Intensitäts-Abnahmegesetzes (z.B. der Absorption) innerhalb einer vorgegebenen

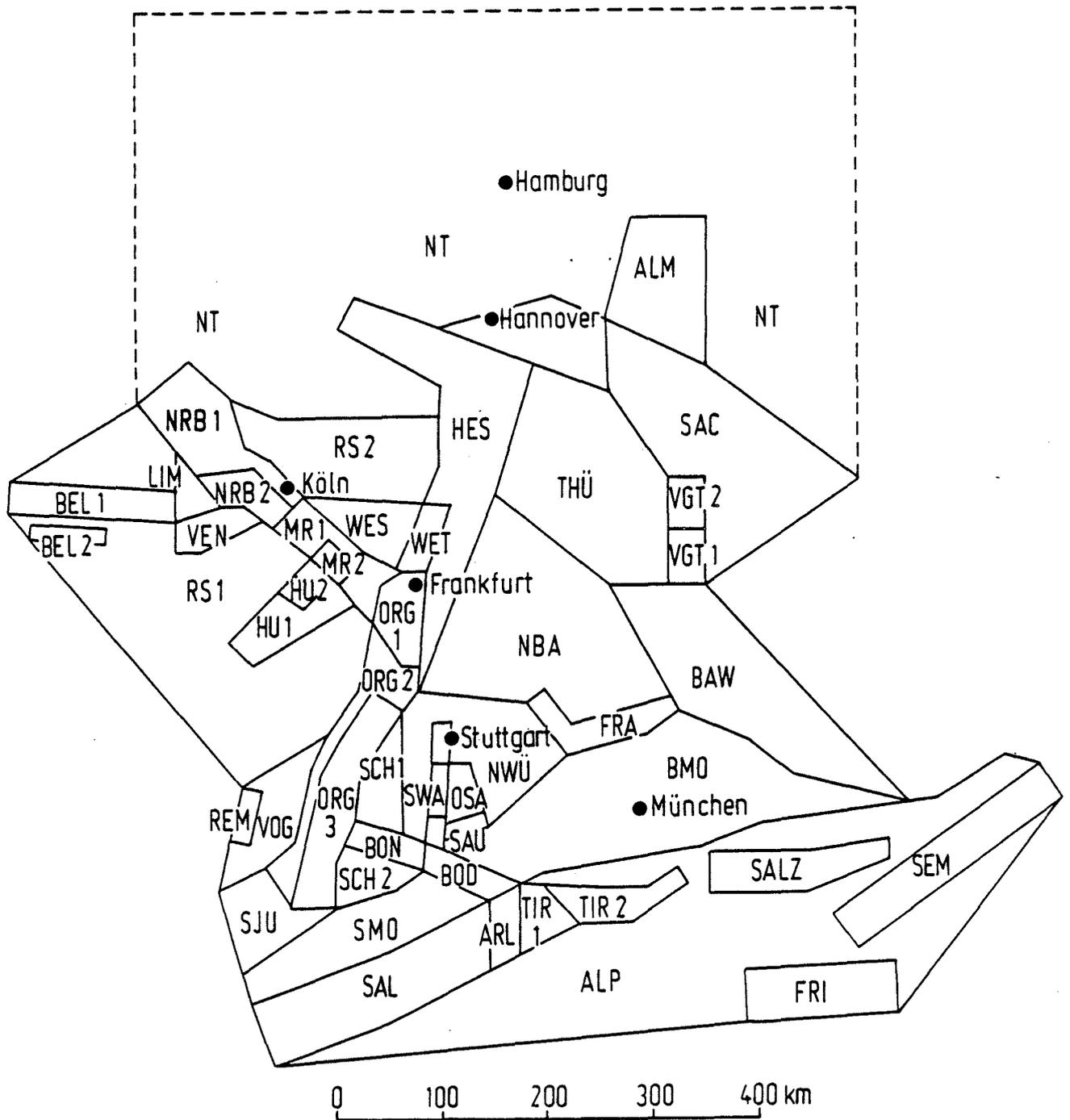


Bild 9.2 Seismizitätsmodell für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland und angrenzender Gebiete. Für jedes Teilgebiet wurde aus den historischen Erdbebenbeobachtungen unter Anwendung der Extremwertstatistik die Magnituden-Häufigkeitsverteilung bestimmt. Die Abgrenzung der Teilgebiete erfolgte nach seismologischen und geologisch-tektonischen Kriterien.

Streubreite von Spiel zu Spiel variiert werden. Das Gleiche ist bei der Herdtiefe und bei anderen die Schadenwirkung eines Erdbebens beeinflussenden Herdparametern (z.B. die räumliche Anordnung der Herdfläche) möglich. Im Herdtiefenmodell wird berücksichtigt, daß Ereignisse mit größeren Magnituden wegen der Herdausdehnung nur in größeren Tiefen auftreten können.

Aus zahlreichen simulierten Ereignissen werden für den jeweiligen Standort zwei Hauptergebnisse durch einfache statistische Auswertung gewonnen. Es sind dies die Eintrittsrate $\lambda (>I)$ für die Intensität am Standort und die Magnituden-Herdentfernungsbereiche, die relevant für die Intensitätswerte am Standort sind.

Die Intensitätseintrittsrate gestattet es, durch die Wahl der Bemessungsintensität den Risikoaspekt quantitativ und angemessen abzuhandeln. Die Spezifizierung der wahrscheinlichen Herddaten (Wertepaar Magnitude-Herdentfernung) ermöglicht ergänzend hierzu die Auswahl von realistischen ingenieurseismologischen Kenndaten (Spektren, Zeitdauer usw.) aus Aufzeichnungen von Erdbeben oder Modellrechnungen.

9.5 Erdbebengefährdungskarten

Nach den im vorausgehenden Abschnitt beschriebenen probabilistischen Verfahren wurde die standortbezogene Eintrittsrate für die makroseismische Intensität für mehr als 700 rasterartig über das Gebiet der Bundesrepublik verteilte Standorte berechnet. Die Rasterpunkte sind im Normalfall etwa 25 km voneinander entfernt. In Gebieten mit geringer Seismizität, wie in Norddeutschland, wurde die Maschenweite auf 50 km vergrößert. Insgesamt wurden zur Ermittlung der Intensitätseintrittsraten an den 700 Rasterpunkten mehr als 3 Milliarden Simulationsspiele durchgeführt. Dabei wurden für jeden Rasterpunkt zunächst die Wahrscheinlichkeiten für die Intensitätsintervalle III bis IV, IV bis V, V bis VI, VI bis VII und größer VIII der MSK-Skala aussimuliert. Durch Aufsummieren ließen sich daraus die Eintrittsraten $\lambda (>I)$ bei den ganzen Intensitäten berechnen.

Kartenmäßig dargestellt sind jedoch die zu vorgegebenen Wahrscheinlichkeiten gehörenden Intensitäten, welche durch rechnergestützte Interpolation

der zunächst berechneten Intensitätseintrittsraten gewonnen wurden.

Als Ergebnis der probabilistischen Analyse stehen drei Erdbebengefährdungskarten im Originalmaßstab 1:1 Million zur Verfügung. Sie zeigen für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik die Verteilung der regionalen makroseismischen Intensität nach der MSK-Skala für die Wahrscheinlichkeitsniveaus 10^{-3} , 10^{-4} und 10^{-5} pro Jahr. Man kann die Karten für praktische Zwecke auch in der Weise interpretieren, daß die dargestellte regionale Erdbebenintensität im Zeitraum von 100 Jahren mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % (und entsprechend 99 % und 99,9 %) nicht überschritten wird.

Zwei der erstellten Karten sind diesem Bericht in verkleinertem Maßstab zur Demonstration beigelegt (Abb. 9.3 und 9.4).

9.6 Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens erarbeiteten probabilistischen Erdbebengefährdungskarten können als Grundlage für die Erstellung einer neuen Erdbebenzonenkarte für die Bundesrepublik Deutschland dienen, welche gegenüber den bisherigen Karten, wie sie beispielsweise in der DIN 4149 (Neufassung) oder in der KTA-Regel 2201.1 abgebildet sind, einige wesentliche Verbesserungen aufweist:

- Die Erdbebenzonen können nach ihrem tatsächlichen Erdbebengefährdungspotential festgelegt und gegeneinander abgegrenzt werden, wobei sich der Gefährdungsgrad nicht nur nach der zu erwartenden Erdbebenintensität, sondern auch nach der Häufigkeit richtet, mit der bestimmte Intensitäten auftreten. Der Gesichtspunkt der Erdbebenhäufigkeit ist bei den früheren Erdbebenzonenkarten nicht oder nur unzureichend berücksichtigt.
- Probabilistische Erdbebengefährdungskarten vermeiden eine "fixistische" Betrachtungsweise der seismischen Aktivität. Diese Betrachtungsweise geht davon aus, daß sich künftige Erdbeben genau an den gleichen Stellen ereignen wie die in früheren Jahrhunderten aufgetretenen Erdbeben. Aus der heutigen seismotektonischen Sicht ist aber in einem Gebiet mit geringer seismischer Aktivität wie in Mitteleuropa eher anzunehmen, daß Erdbebenherde, welche vor einigen Jahrzehnten oder Jahrhunderten starke Erdbeben

hervorgebracht haben, weitgehend entspannt sind und nun eine längere Periode der Spannungsakkumulation und damit der seismischen Ruhe mitmachen. Es ist damit viel wahrscheinlicher, daß das nächste starke Erdbeben in einer tektonisch mobilen Region nicht am gleichen Ort wie das vorausgehende stattfindet, sondern möglicherweise gerade zwischen zwei historisch belegten Erdbebenherden. Die probabilistische Methode berücksichtigt das mögliche Wandern von Erdbebenherden innerhalb einer seismotektonischen Gebietseinheit automatisch dadurch, daß die beobachtete Seismizität bei der statistischen Auswertung gleichmäßig über die Gebietseinheit verteilt wird.

Grundsätzlich ist bei der Verwendung der in probabilistischen Erdbebengefährdungskarten dargestellten Seismizitätsgrößen (z.B. der bestimmten Wahrscheinlichkeitsniveaus zugeordneten Erdbebenintensität) zu berücksichtigen, daß bei der Berechnung dieser Größen von einem mehr oder weniger detaillierten Seismizitätsmodell ausgegangen wird, bei dem die in historischer Zeit innerhalb der einzelnen Teilflächen des Modelles beobachtete seismische Aktivität gleichmäßig auf diese Teilflächen verteilt wird. Man erhält daher im Ergebnis regionale, über bestimmte Flächengrößen und Zeiträume gemittelte Seismizitätsgrößen (z.B. eine regionale Erdbebenintensität), die umso besser mit den historischen Beobachtungen übereinstimmt, je kleiner die Teilflächen des Modelles gewählt werden können. Eine Verfeinerung des Modelles ist jedoch nicht in unbegrenztem Maße möglich. Sie wird naturgemäß durch die verfügbaren seismologischen und geologisch-tektonischen Beobachtungsdaten beschränkt.

Lokale geologische Einflüsse auf die regionale Erdbebenintensität können in einem großmaßstäblichen Seismizitätsmodell, welches für das Gesamtgebiet der Bundesrepublik gilt, natürlich nicht berücksichtigt werden. Im folgenden Kapitel (Kapitel 10) wird auf diese lokalen Intensitätseinflüsse näher eingegangen und ein Weg aufgezeigt, wie sie bei der Ermittlung der für einen konkreten Standort maßgeblichen Erdbebenintensität berücksichtigt werden können. Das in der Praxis leicht anwendbare Verfahren läuft im wesentlichen darauf hinaus, daß die aus den probabilistischen Erdbebengefährdungskarten für einen Standortbereich abzulesende regionale Intensität durch einen lokalen Korrekturwert ΔI modifiziert wird, dessen Größe sich aus den örtlichen geologischen und seismotektonischen Gegebenheiten ergibt.

Unabhängig von solchen lokalen Korrekturen stellen die durch die probabilistische Analyse gewonnen regionalen Intensitätswerte ein wertvolles Hilfsmittel dar, um Gebietszonen unterschiedlicher Seismizität bezüglich ihres Gefährdungsgrades objektiv miteinander zu vergleichen und eine quantitative Abgrenzung und Bewertung von Erdbebengefährdungszonen durchzuführen.

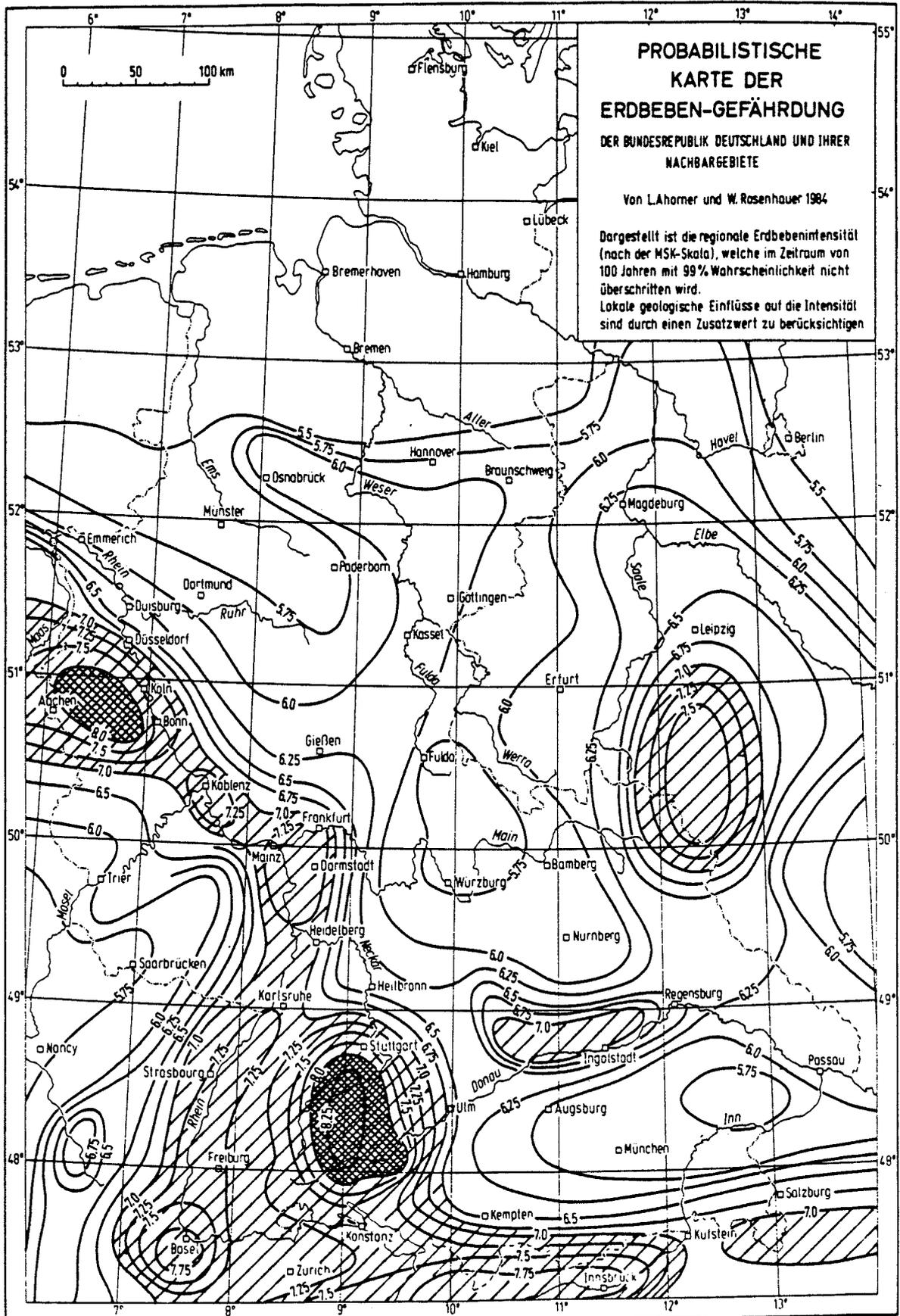


Bild 9.3 Verteilung der regionalen Erdbebenintensität (MSK-Skala) für die statistische Eintrittsrates $\lambda (>I) = 10^{-4}$ pro Jahr

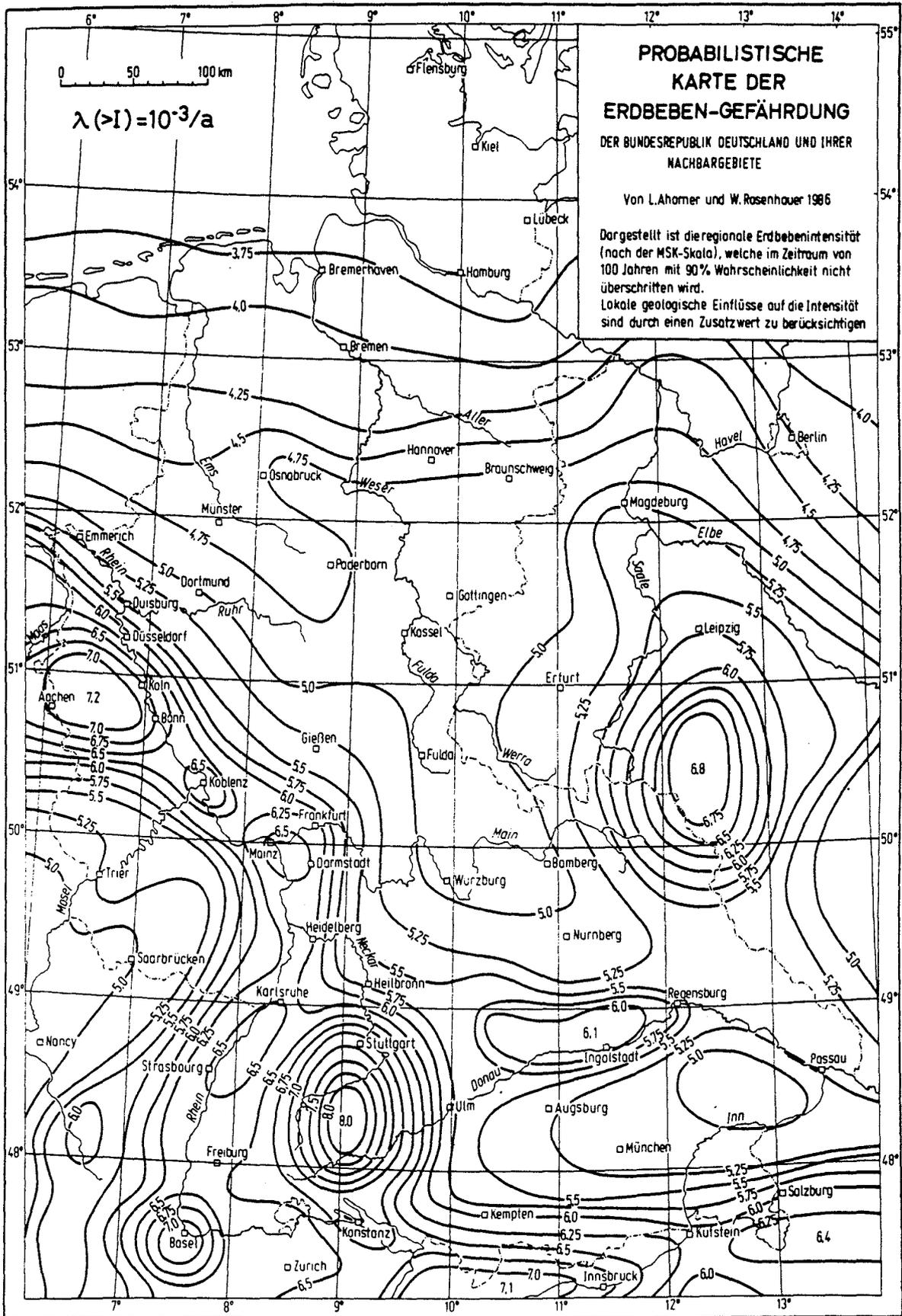


Bild 9.4 Regionale Erdbebenintensitäten für die statistische Eintrittsrate $\lambda(>I) = 10^{-3}$ pro Jahr. Intensitäten nach der MSK-Skala

10. LOKALE STANDORTBESONDERHEITEN

10.1 Einführung

Probabilistische Erdbebengefährungskarten, wie sie im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens für das Gebiet der Bundesrepublik ausgearbeitet wurden (vgl. Abschnitt 9 und den Abschlußbericht vom Dezember 1983), geben das Erdbebengefährungspotential in Form von regionalen Erdbebenintensitäten an, welche bestimmten Eintrittswahrscheinlichkeiten zuzuordnen sind. Die Berechnung dieser regionalen Erdbebenintensitäten erfolgt auf Grund eines großräumigen Seismizitätsmodelles.

Es liegt auf der Hand, daß lokale geologische und seismotektonische Einflüsse auf die an der Erdoberfläche zu beobachtende Erdbebenintensität in einem großräumigen Seismizitätsmodell nicht oder nur sehr unzureichend berücksichtigt werden können.

Beobachtungen in Erdbebengebieten zeigen jedoch deutlich, daß die örtliche makroseismische Intensität und damit die Schadenwirkung eines Erdbebens in starkem Maße durch den lokalen Untergrund beeinflusst wird. An dicht zusammenliegenden Punkten kommt es nicht selten trotz annähernd gleicher Entfernung zum Erdbebenherd zu sehr unterschiedlichen Schadensbildern. Dies ist in der Regel auf das spezifische Schwingungsverhalten des jeweiligen Baugrundes zurückzuführen, welcher in Abhängigkeit vom Schichtenaufbau infolge von seismischen Impedanzunterschieden, Resonanzvorgängen und unterschiedlicher Absorption zu einer Verstärkung oder Abschwächung des primären Erdbebensignals als Ganzes und seiner einzelnen Teilfrequenzen führen kann. Die örtliche Intensitätsüberhöhung wird unter dem Begriff "Bodenverstärkung (Soil Amplification)" zusammengefaßt. Sie kann in extremen Fällen eine oder mehrere Intensitätsstufen der zwölfteiligen makroseismischen Skala (MSK-Skala) ausmachen.

Für die praktische Anwendung der probabilistischen Erdbebengefährungskarten erscheint es daher zweckmäßig, den aus den Karten für einen konkreten Standort abzulesende regionale Intensitätswert I durch einem lokalen Korrekturwert ΔI zu ergänzen, welcher sich aus den örtlichen geologischen und seismotektonischen Gegebenheiten ergibt, z.B. aus dem gesteinsmäßigen Aufbau des Standortuntergrundes oder aus dem Vorhandensein von aktiven tektonischen Störungszonen in der näheren Umgebung des Standortes.

Zur Bestimmung der lokalen Korrekturwerte ΔI kann man entweder analytisch vorgehen, indem man in systematischer Weise den Schichtenaufbau und die bodendynamische Kennwerte der in den verschiedenen Erdbebengebieten vorkommenden Lockergesteins-Deckschichten bestimmt, um so zu realistischen Ausgangsparametern für die Aufstellung von bodendynamischen Modellen zu kommen, welche als Grundlagen für die quantitative Berechnung des Schwingungsverhaltens bzw. der seismischen Übertragungsfunktion eines Baugrundes dienen können. Oder man versucht auf empirische Weise über eine statistische Auswertung von untergrundbezogenen makroseismischen Beobachtungen die Größe von lokalen Korrekturwerten ΔI abzuleiten.

Der zuletzt genannte Weg zur Bestimmung der Größe der lokalen Korrekturwerte ΔI wurde im nachfolgend beschriebenen Forschungsvorhaben hauptsächlich beschrritten. Zur Absicherung der Ergebnisse wurden auch Modellrechnungen zur quantitativen Bestimmung der Bodenübertragungsfunktion durchgeführt und die einschlägige Fachliteratur ausgewertet.

10.2 Auswertung makroseismischer Beobachtungen

Um eine brauchbare Datenbasis für die statistischen Untersuchungen zu schaffen, wurden die makroseismischen Beobachtungen von insgesamt 26 mitteleuropäischen Erdbeben ausgewertet, welche sich im Zeitraum von 1692 bis 1983 ereignet haben und von denen ein einigermaßen vollständiges makroseismisches Beobachtungsmaterial vorlag. Die ausgewerteten Erdbeben sind in der Tabelle 10.1 aufgelistet. Es handelt sich hauptsächlich um Ereignisse, die in Westdeutschland (Mittelrheingebiet, Niederrheinische Bucht) sowie im angrenzenden belgischen und holländischen Gebiet ausgelöst wurden. Aus dem südwestdeutschen Raum wurde nur das große Schadenbeben von 1911 auf der westlichen Schwäbischen Alb bei Ebingen bearbeitet. Da die Auswertung der einzelnen Beben sehr viel Zeit in Anspruch nahm, war es innerhalb der zur Verfügung stehenden Frist nicht möglich, die Datenbasis weiter auszudehnen. Die untersuchten Erdbeben decken bezüglich ihrer Lokalbebenmagnitude einen Bereich von $M_{AW} = 4,2$ bis $6,1$ ab und bezüglich ihrer Epizentralintensität einen Bereich von $I_0 = V-VI$ bis $VIII$ der MSK-Skala.

Tabelle 10.1: Zusammenstellung der untersuchten Erdbeben

Datum	Epizentrum	Herdkoordinaten UTM		Tiefe km	Mag.	Int. (MSK)
		Rechtswert	Hochwert			
19.09.1692	Brabant (B)	204.0	5636.0	27.0	6.0	8.0
26.12.1755	Düren	312.0	5631.0	11.0	5.5	7.5
18.02.1756	Düren	321.0	5631.0	16.0	6.0	8.0
23.02.1828	Tirlemont (B)	224.0	5624.0	17.0	5.4	7.5
29.07.1846	St.Goar	406.0	5556.0	10.0	5.4	7.0
02.10.1869	Engers	397.0	5588.0	08.0	4.6	6.0
22.10.1873	Herzogenrath	295.0	5641.0	03.0	4.6	7.0
24.06.1877	Herzogenrath	296.0	5639.0	02.0	4.6	8.0
26.08.1878	Tollhausen	328.0	5645.0	09.0	5.4	8.0
24.01.1880	Langenkandel	442.0	5443.0	08.5	4.5	5.5
09.09.1892	Boppard	401.0	5596.0	10.0	4.3	6.5
22.01.1896	Neustadt	438.9	5305.7	12.0	4.9	6.0
16.11.1911	Ebingen	500.0	5340.6	15.0	6.1	8.0
05.01.1926	Zülpich	331.7	5622.9	22.0	5.0	5.5
19.06.1928	Rödingen	323.1	5647.4	10.0	4.4	5.5
10.07.1931	Bedburg	330.5	5656.4	10.0	4.4	5.0
20.11.1932	Hertogenbosch (NL)	250.6	5724.3	08.0	5.5	7.0
04.01.1935	Roermond (NL)	297.2	5672.3	13.0	4.3	5.5
11.06.1938	Ronse (B)	121.4	5637.1	25.0	5.9	7.0
11.07.1949	Kerpen	334.5	5635.9	12.0	4.2	5.0
08.03.1950	Euskirchen	338.4	5611.7	07.0	5.0	7.0
14.03.1951	Euskirchen	338.5	5611.7	08.5	5.7	7.5
07.09.1951	Eupen (B)	295.8	5607.5	13.0	4.6	6.0
25.06.1960	Roermond (NL)	268.1	575.3	12.5	4.2	5.0
28.06.1982	Bad Marienberg	428.5	5614.4	13.2	4.7	5.5
08.11.1983	Lüttich (B)	253.2	5614.8	06.0	5.1	7.0

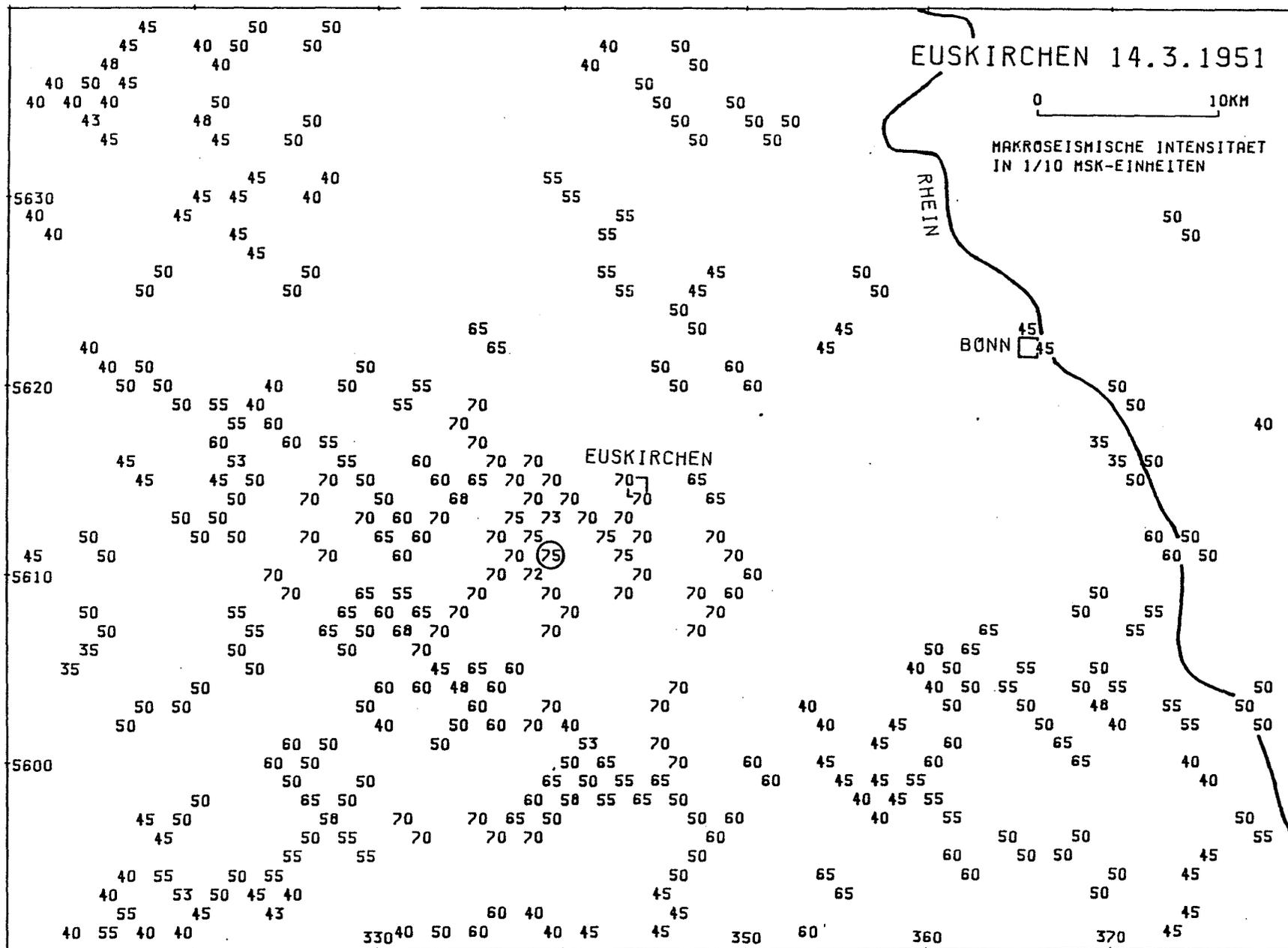
Mag = Lokalbebenmagnitude (Richter-Skala)(MAW), Int = makroseismische Intensität im Epizentrum (MSK-Skala), B = Belgien, NL = Niederlande
Die Herdkoordinaten sind im UTM-Netz (Universale Transversale Mercator-Projektion) angegeben

Die makroseismischen Beobachtungen wurden für die älteren Beben aus der Literatur entnommen, insbesondere aus den Erdbebenkatalogen von Sieberg (1940) und Sponheuer (1952), sowie aus Einzelbeschreibungen der jeweiligen Erdbeben. Für die neueren Beben im Rheinland seit 1925 standen größtenteils die makroseismischen Originalmeldungen aus dem Archiv der Erdbebenwarte in Bensberg zur Verfügung. Das gesamte makroseismische Datenmaterial wurde hinsichtlich der Intensitätszuordnung mit Hilfe der neuesten Fassung der MSK-Skala überarbeitet und in EDV-gerechter Form abgespeichert.

Die Ursprungsdatei (Datei 1) enthält die allgemeinen Angaben über die Erdbeben (Datum, Herdzeit, Herdkoordinaten im UTM-Netz, Herdtiefe, Lokalbebenmagnitude, Epizentralintensität, Ereignistyp) sowie alle Orte, von denen makroseismische Beobachtungen von dem jeweiligen Erdbeben vorliegen. Die Beobachtungsorte sind mit ihren UTM-Koordinaten und der am Ort festgestellten makroseismischen Intensität nach der MSK-Skala aufgeführt. Wurden vom gleichen Ort mehrere Beobachtungen gemeldet, so sind der Mittelwert und die Standardabweichung der Intensität angegeben sowie die Zahl der Beobachtungen. Für jeden Beobachtungsort enthält die Ursprungsdatei außerdem Angaben über Hypozentralentfernung und das Azimut vom Herd zum Beobachtungsort.

Die beschriebene Datei enthält zur Zeit von den insgesamt 26 bearbeiteten mitteleuropäischen Erdbeben mehr als 4500 makroseismische Intensitätsangaben von etwa 1800 verschiedenen Orten. Das Erstellen dieser umfangreichen Datei war sehr zeitaufwendig und nahm einen großen Teil der im Rahmen des Forschungsvorhabens zur Verfügung stehenden Zeit in Anspruch. Da die Datei aber nicht nur für die vorliegende Fragestellung, sondern für eine Vielzahl von erdbebenstatistischen Untersuchungen genutzt werden kann (z.B. für die Erstellung von Verbreitungskarten der maximalen beobachteten Erdbebenintensität oder zur Ableitung von Abnahmegesetzen der makroseismischen Intensität mit der Herdentfernung), erscheint der Arbeitsaufwand gerechtfertigt.

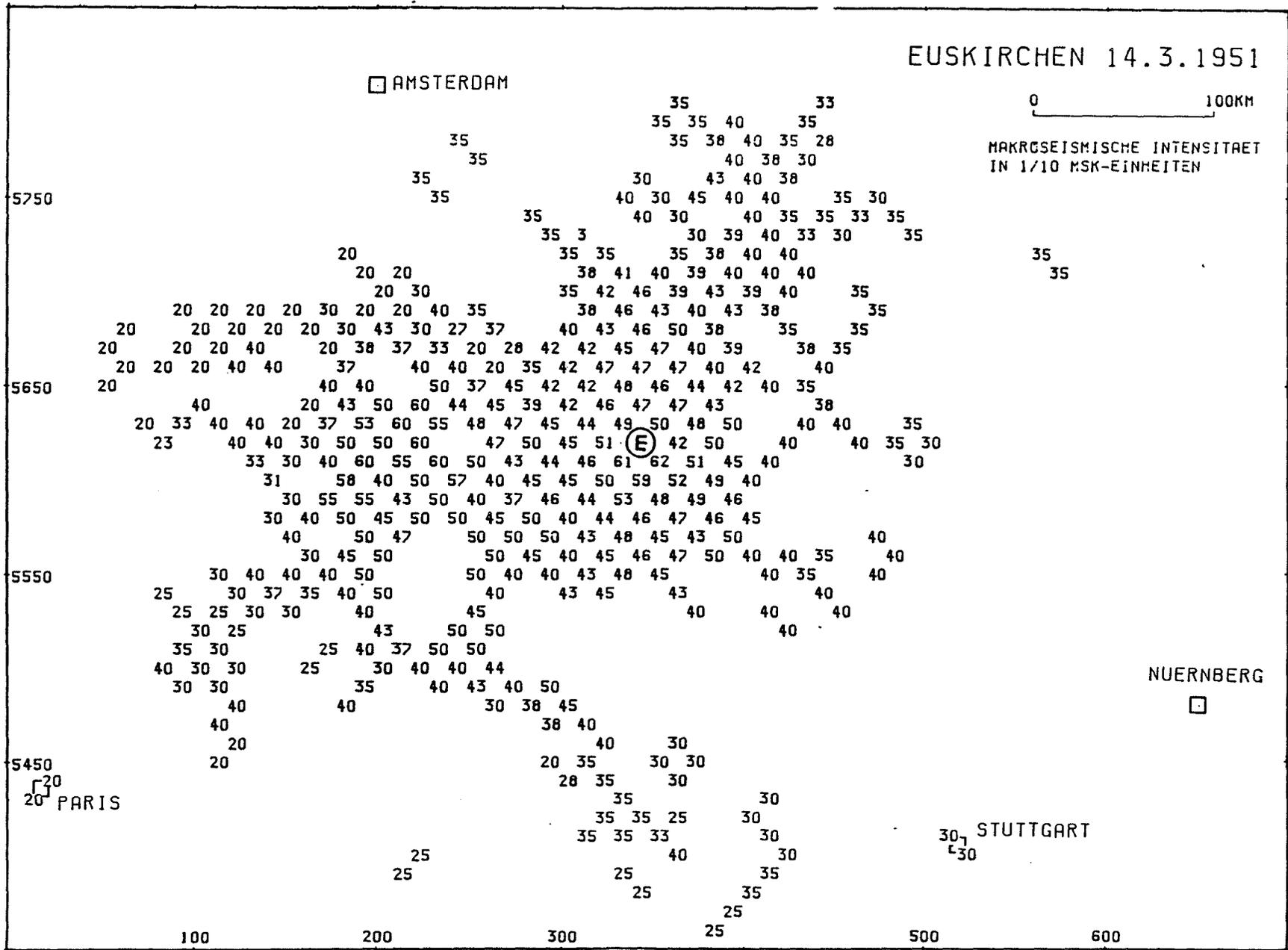
Die in der Ursprungsdatei (Datei 1) gesammelten makroseismischen Daten wurden zu Kontrollzwecken für jedes der bearbeiteten Erdbeben in Form von Intensitätskarten geplottet. Die Abb. 10.1 und 10.2 zeigen entsprechende Beispiele für das Euskirchener Erdbeben vom 14.3.1985 (Lokalbebenmagnitude $M_{AW} = 5,7$, Epizentralintensität $I_0 = VII-VIII$ MSK). In der Abb. 10.1 ist der zentrale Teil des Schüttergebietes dargestellt. Die Abb. 10.2 zeigt



UTM-GITTER, ZONE 32U

ABTEILUNG ERDBEBENGEOLOGIE, GEOLOGISCHES INSTITUT, UNIVERSITAET KOELN

Bild 10.1 Beobachtete makroseismische Intensitäten (in 1/10 MSK-Einheiten) beim Erdbeben von Euskirchen 1951



UTM-GITTER, ZONE 32U

ABTEILUNG ERDBEBENGEOLOGIE, GEOLOGISCHES INSTITUT, UNIVERSITÄT KOELN

Bild 10.2 Gemittelte Intensitäten (1/10 MSK-Einheiten) über Flächenelemente von 20x20 km² beim Euskirchener Erdbeben 1951

die Intensitätsverteilung im gesamten makroseismischen Schüttergebiet, welches einen Radius von etwa 300 km aufweist. Um zu einer übersichtlichen Darstellung zu kommen, wurde in der Abb. 10.2 die über Flächenelemente von 20x20 qkm gemittelte Intensität geplottet.

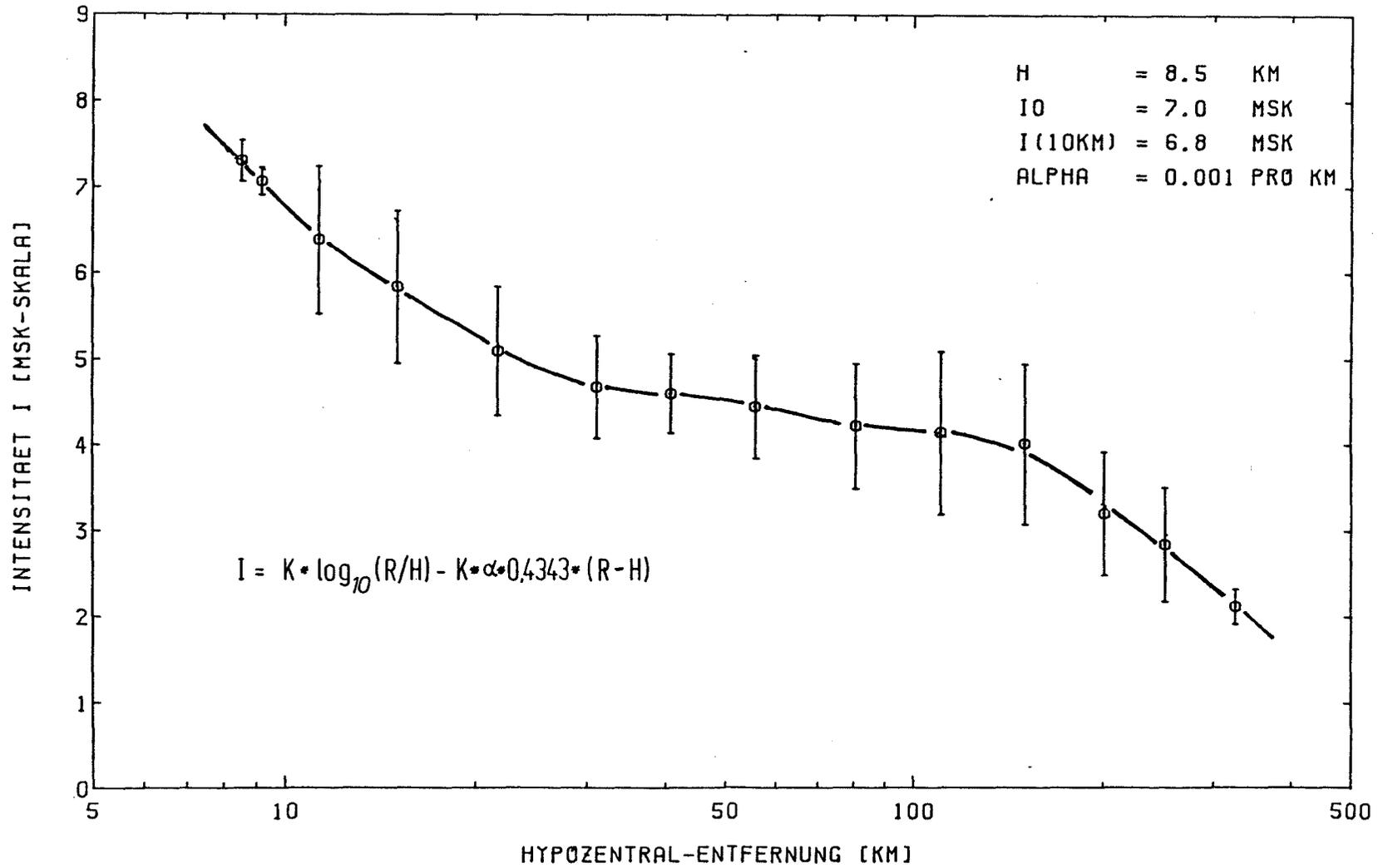
Außerdem wurde für jedes Erdbeben die Abnahme der makroseismischen Intensität mit der Hypozentralentfernung (Abstand vom unterirdischen Erdbebenherd) untersucht und in einem Diagramm dargestellt. Beispiele für solche Auswertungen zeigen die Abb. 10.3 bis 10.6. Bei der Ermittlung der Intensitätsabnahme wurde nicht, wie gemeinhin üblich, von Isoleistenradien ausgegangen, sondern von den Einzelbeobachtungen der Intensität und den zugehörigen Herdentfernungen. Auf diese Weise war es möglich, Abnahmekurven für die in der jeweiligen Entfernung auftretenden Mittelwerte der Intensität und deren Standardabweichung zu berechnen. Die gewonnenen Mittelwerts-Abnahmekurven sind für ingenieurseismologische Anwendungen aussagekräftiger als die aus Isoleistenradien abgeleiteten Abnahmekurven. Beide Kurven zeigen prinzipielle Unterschiede und lassen sich nicht direkt miteinander vergleichen.

Die Mittelwerts-Abnahmekurven weisen in der Regel keinen stetigen Intensitätsabfall auf, sondern zeigen Feinstrukturen auf, die bei vielen Beben in der gleichen Weise wiederkehren. Hier spiegelt sich ganz offensichtlich der Schichtenbau und die vertikale Geschwindigkeitsstruktur der Erdkruste wieder, welche zu einer Bündelung oder Abschwächung der seismischen Schwingungsenergie in bestimmten Herdentfernungen führt (infolge von Reflexion und Refraktion der seismischen Wellen an Diskontinuitätsflächen der Erdkruste).

Um zu einer allgemein gültigen Abnahmefunktion des Mittelwertes der makroseismischen Intensität mit wachsender Herdentfernung zu kommen, wurden die Intensitätsbeobachtungen von 12 rheinischen Erdbeben zusammenfassend ausgewertet (Abb. 10.7). Als Normierungsgröße diente die Intensität $I(10\text{km})$ in 10 km Hypozentralentfernung. Die durch eine Regressionsanalyse bestimmte Abnahmefunktion ist in Abb. 10.8 dargestellt. Sie läßt sich durch ein Polynom der nachstehenden Form beschreiben:

$$I(R) - I(10\text{km}) = 10,6 - 19,0 \log R + 10,4 (\log R)^2 - 2,1 (\log R)^3 \quad (10.1)$$

EUSKIRCHEN 14.3.1951



V/22

Bild 10.3 Abnahme der mittleren Intensität mit der Hypozentralentfernung bei dem Erdbeben von Euskirchen 1951

DUEREN 18.2.1756

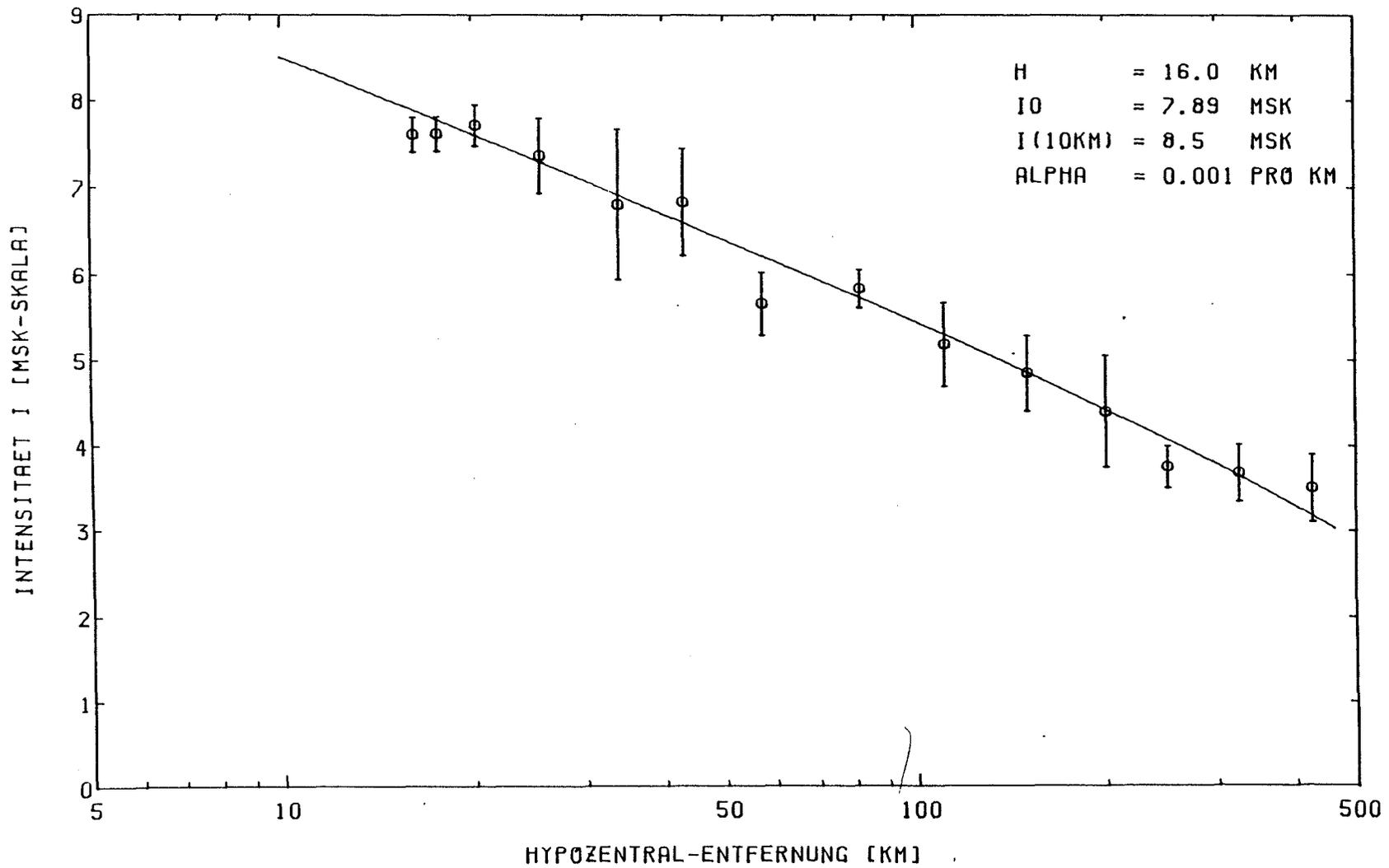
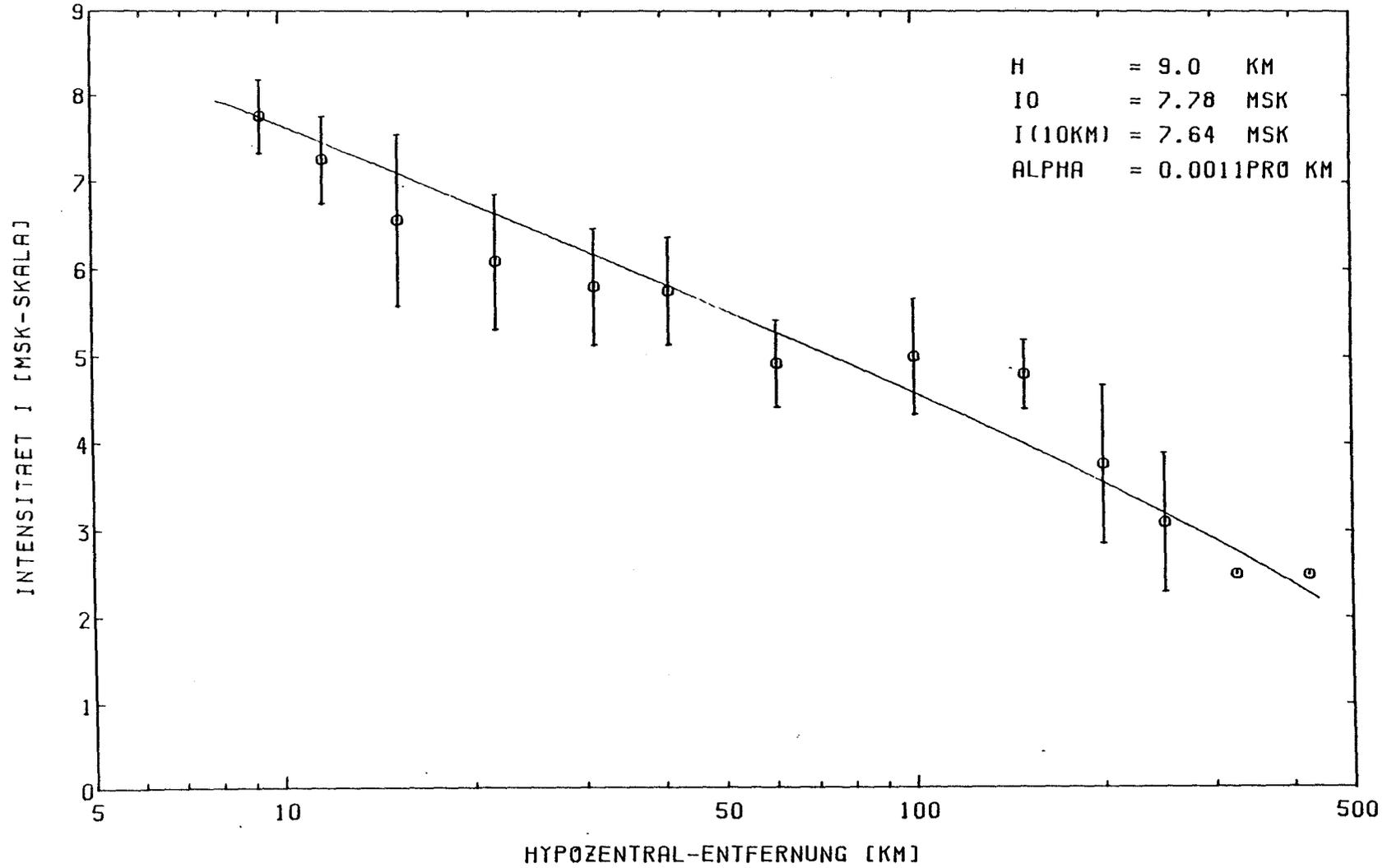


Bild 10.4 Abnahme der mittleren Intensität mit der Hypozentralentfernung bei dem Erdbeben von Dürren 1756

TOLLHAUSEN 26.8.1878



V/24

Bild 10.5 Abnahme der mittleren Intensität mit der Hypozentralentfernung bei dem Erdbeben von Tollhausen 1878

EBINGEN 16.11.1911

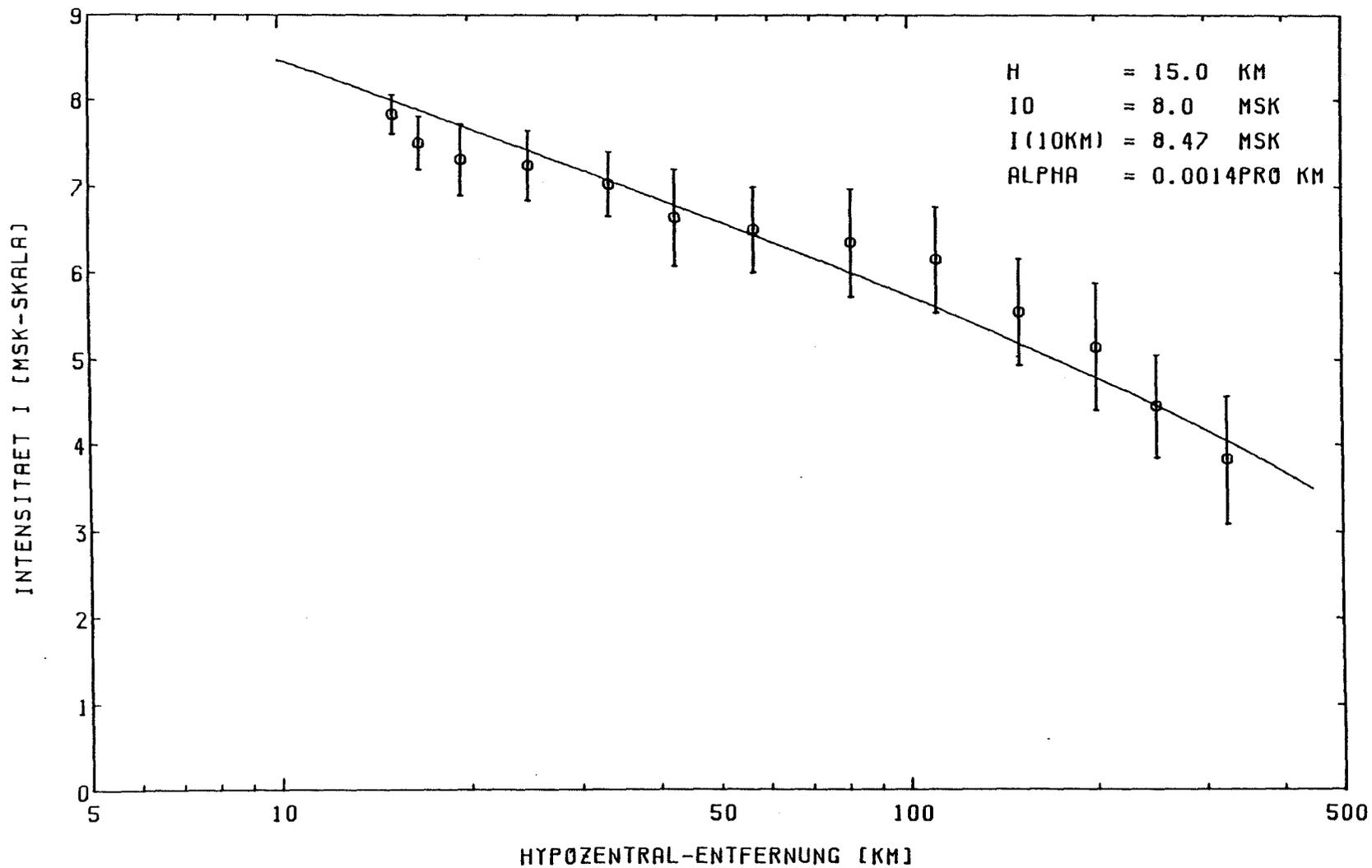


Bild 10.6 Abnahme der mittleren Intensität mit der Hypozentralentfernung bei dem Erdbeben von Ebingen 1911

INTENSITAETSABNAHME RHEINLAND

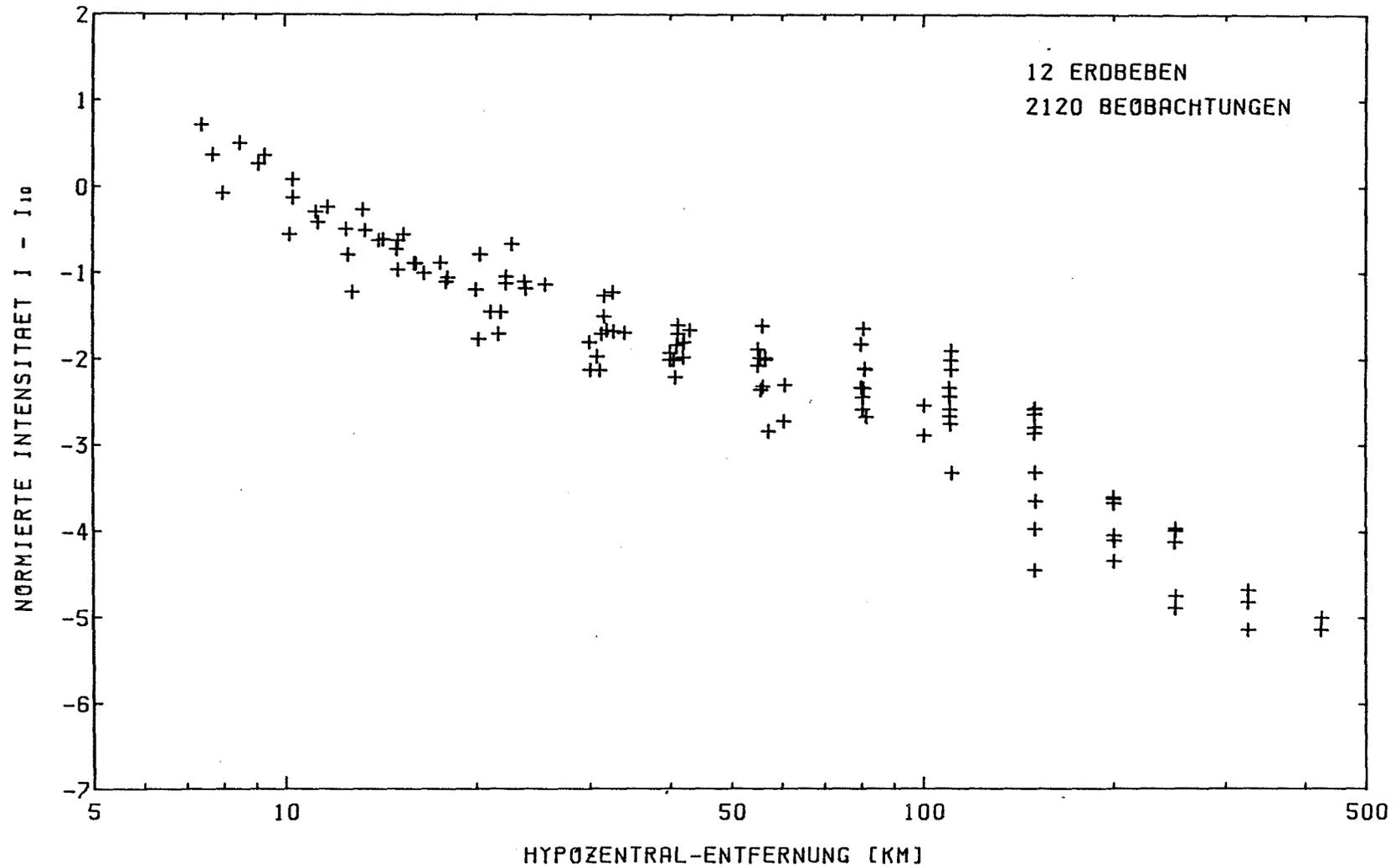


Bild 10.7 Abnahme des Mittelwertes der Intensität mit der Hypozentralentfernung für 12 Erdbeben im Rheinland. Als Normierungsgröße dient die Intensität I(10km) in 10 km Entfernung vom Hypozentrum

INTENSITAETSABNAHME RHEINLAND

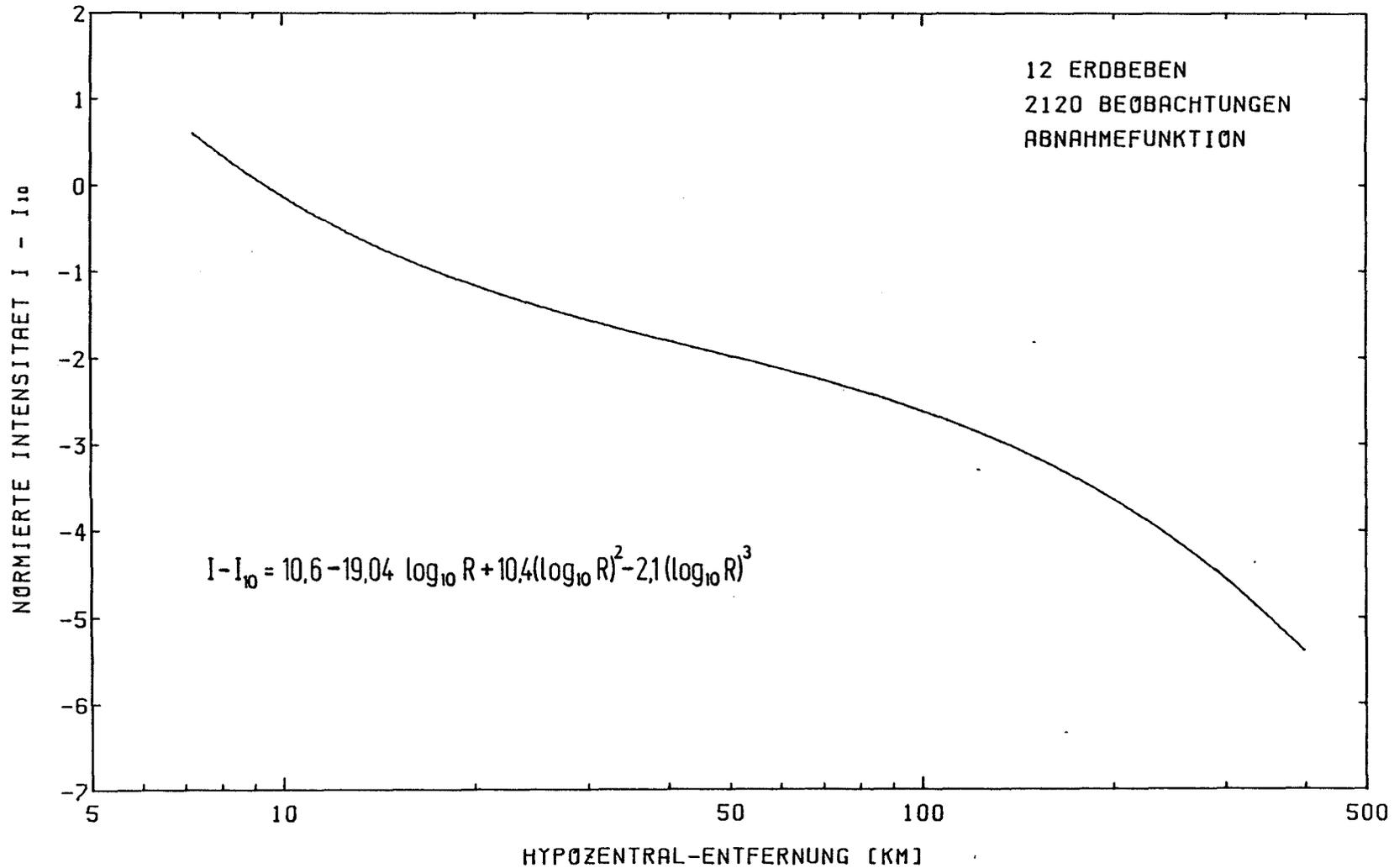


Bild 10.8 Mittlere Abnahmefunktion für die makroseismische Intensität mit der Hypozentralentfernung. Die Kurve wurde aus den Beobachtungswerten der Abb. 10.7 abgeleitet

V/27

10.8

Die Größe $I(R)$ gibt dabei den Mittelwert der makroseismischen Intensität (MSK-Skala) in der Hypozentralentfernung R (km) an. Im Diagramm der Abb. 10.8 fällt auf, daß die Abnahme der Intensität im Entfernungsbereich zwischen 30 km und 90 km deutlich geringer ist in kleineren oder größeren Herdentfernungen. Dieser Effekt läßt sich, wie bereits oben ausgeführt, am einfachsten auf den Einfluß eines geschichteten Ausbreitungsmediums und die dabei auftretenden reflektieren, refraktierten und in Ausbreitungskanälen geführten seismischen Wellen zurückführen.

10.3 Definition von geologisch-tektonischen Standortkennzahlen

Zur Kurzbeschreibung der lokalen geologischen und seismotektonischen Besonderheiten eines Standortes wurde eine zweistellige Ortskennzahl "GT" eingeführt. Die erste Ziffer "G" dieser Ortskennzahl charakterisiert den geologischen Untergrund. Die zweite Ziffer "T" gibt Auskunft über die seismotektonische Position des Standortes.

Eine genaue Definition der geologisch-tektonischen Ortskennzahlen findet man in der Tabelle 10.2. Der geologische Untergrund wird je nach Gesteinsart und Mächtigkeit der Lockergesteins-Deckschichten in 7 Klassen unterteilt ($G = 1$ bis 7). Die Zuordnung erfolgt dabei in einer Weise, daß die zu erwartende Intensitätsüberhöhung mit der Klassenkennzahl G zunimmt. Zur Kennzeichnung der seismotektonischen Position eines Standortes wurden 5 Klassen unterschieden ($T = 1$ bis 5). Auch hier nimmt die "Gefährlichkeit" eines Standortes mit der Klassenkennzahl zu. Bei der Definition der geologischen Kennzahlen wurden im Hinblick auf eine eindeutige ingenieurseismologische Gesteinsbeschreibung auch die typischen Geschwindigkeiten für die Kompressionswellen (V_p) und Scherwellen (V_s) berücksichtigt. Die Geschwindigkeitswerte richten sich nach in-situ Meßwerten von Lüdelling (1976), Baermann & Hübner (1984), Stümpel et al. (1984), Ahorner & Budny (1985) und anderen.

Für alle Beobachtungsorte der im Abschnitt 10.2 beschriebenen makroseismischen Ursprungsdatei (Datei 1) wurde eine zweite Datei angelegt, in der den Beobachtungsorten die jeweils zutreffende geologisch-tektonische Ortskennzahl GT zugeordnet ist. Die Ortskennzahlendatei (Datei 2) umfaßt zur Zeit

Geotektonische Kennzahl zur Beschreibung des geologischen Untergrundes und der seismotektonische Position eines Standortes

Die Kennzahl besteht aus zwei Ziffern (GT). Die erste (G) gibt den Aufbau des geologischen Standortuntergrundes an, die zweite (T) die seismotektonische Position.

Geologischer Untergrund

- G = 1 Kristallines Festgestein (Granit, Gneis, Basalt u.ä.) mit keiner oder einer nur geringmächtigen Lockergesteinsüberdeckung (max.10 m)
 $V_p > 4500$ m/s, $V_s > 2000$ m/s
- G = 2 "Hartes" sedimentäres Festgestein (Kalkstein, Sandstein, Tonschiefer u.ä.) mit keiner oder nur geringmächtiger Lockergesteinsüberdeckung (max.10 m).
 $V_p = 3000-4500$ m/s, $V_s = 1000-2000$ m/s
- G = 3 "Weiches" sedimentäres Festgestein (mürbe Sandsteine, Mergelsteine u.ä.) mit keiner oder geringmächtiger Lockergesteinsüberdeckung (max.10 m).
 $V_p = 2300-3000$ m/s, $V_s = 600-1000$ m/s
- G = 4 Lockergesteine (tertiäre und quartäre Kiese, Sande, Schluffe, Tone, Braunkohlen u.ä.) mit einer Gesamtmächtigkeit von mehr als 200 m.
 $V_p < 2300$ m/s, $V_s < 600$ m/s
- G = 5 Lockergesteine (wie oben) mit einer Gesamtmächtigkeit von 50-200 m.
- G = 6 Lockergesteine (wie oben) mit einer Gesamtmächtigkeit von 10-50 m
- G = 7 Extrem "weiche" Lockergesteine (wassererfüllte Torfschichten, Mudde, auch künstliche Aufschüttungen) sowie Standorte in rutschgefährdeter Hanglage oder im Uferbereich von Seen und anderen Gewässern.

Seismotektonische Position

- T = 1 Standort liegt außerhalb der bekannten seismisch-aktiven Gebietszonen
- T = 2 Standort liegt außerhalb der bekannten seismisch-aktiven Gebietszonen, aber in einem Bergbaug Gebiet mit möglichen bergbaulich bedingten Erdstößen
- T = 3 Standort liegt innerhalb einer seismisch-aktiven Gebietszone (mit historisch belegten Erdbebenherden). Eine Beziehung zu bekannten Herdverwerfungen ist nicht herzustellen.
- T = 4 Standort liegt in der Nähe einer aktiven Störungszone (Abstand 5 bis 20 km)
- T = 5 Standort liegt im direkten Einflußbereich einer aktiven Störungszone (Abstand kleiner als 5 km).

Eine geologische Störungszone (Abschiebung, Aufschiebung oder Seitenverschiebung) gilt dann als aktiv,

- wenn von ihr in der Vergangenheit bereits Erdbeben ausgegangen sind, deren Herde sich eindeutig mit der Störungszone verknüpfen lassen (dies gilt sowohl für stärkere Erdbeben als auch für Mikroerdbeben), und/oder
- wenn klare geologische oder geodätische Hinweise auf eine Störungsaktivität in der jüngsten geologischen Vergangenheit (vor allem im Quartär) oder in der Gegenwart vorliegen.

mehr als 1000 Orte, welche hauptsächlich in den Bundesländern Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz und Hessen sowie in den angrenzenden Gebieten von Belgien, Luxemburg und den Niederlanden liegen. Zur Bestimmung der Ortskennzahlen wurden kleinmaßstäbliche geologische Spezialkarten (zumeist Geologische Meßtischblätter im Maßstab 1:25 000) sowie das geologische Fachschrifttum herangezogen.

In der Abb. 10.9 sind zur Verdeutlichung des Verfahrens die geologischen Ortskennzahlen (Kennziffer G) für das Gebiet der Niederrheinischen Bucht und das angrenzende Rheinische Schiefergebirge geplottet. Es sind etwa 800 Orte dargestellt. Das tektonische Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht (zwischen Köln und Aachen) ist mit mächtigen tertiären und quartären Lockersedimenten erfüllt und weist dementsprechend überwiegend geologische Ortskennzahlen der Klasse G = 4 (Lockergesteins-Deckschichten von mehr als 200 m Mächtigkeit) auf. In den Randbereichen der Bucht, wo die Mächtigkeit der Lockergesteinsschichten zurückgeht, kommen Ortskennzahlen der Klassen G = 5 und G = 6 vor (Mächtigkeit der Lockergesteins-Deckschichten 50-200 m bzw. 5-50 m). Im Rheinischen Schiefergebirge stehen oberflächennah sedimentäre Festgesteine (Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine, Kalke und dgl.) an, die durch die Ortskennzahl G = 2 beschrieben werden. Nur in Teilbereichen, wie etwa im Neuwieder Becken oder im Westerwald, treten davon abweichende Ortskennzahlen auf. Eine besondere Stellung nehmen das Mechernicher Triasdreieck am Südwestrand der Niederrheinischen Bucht und das Oberkreidegebiet bei Aachen ein, wo mesozoische "weiche" Festgesteine der Klasse G = 3 oberflächennah anstehen.

Die Abb. 10.10 zeigt für das gleiche Gebiet die Verteilung der seismotektonischen Ortskennzahlen (Kennziffer T). Standorte im direkten Einflußbereich von größeren aktiven tektonischen Störungszonen (Klasse T = 5) findet man hauptsächlich in der westlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht. Hier sind zahlreiche "fortlebende" Verwerfungen (nordwest-südost streichende Abschiebungen) bekannt, die nach geologischen und geodätische Beobachtungen bis in die Gegenwart aktiv sind und als Herdlinien von Erdbeben in Frage kommen (Ahorner 1968, Ahorner & Pelzing 1983).

Bild 10.9 Geologische Ortskennzahlen für das Gebiet der Niederrheinischen Bucht und das angrenzende Rheinische Schiefergebirge

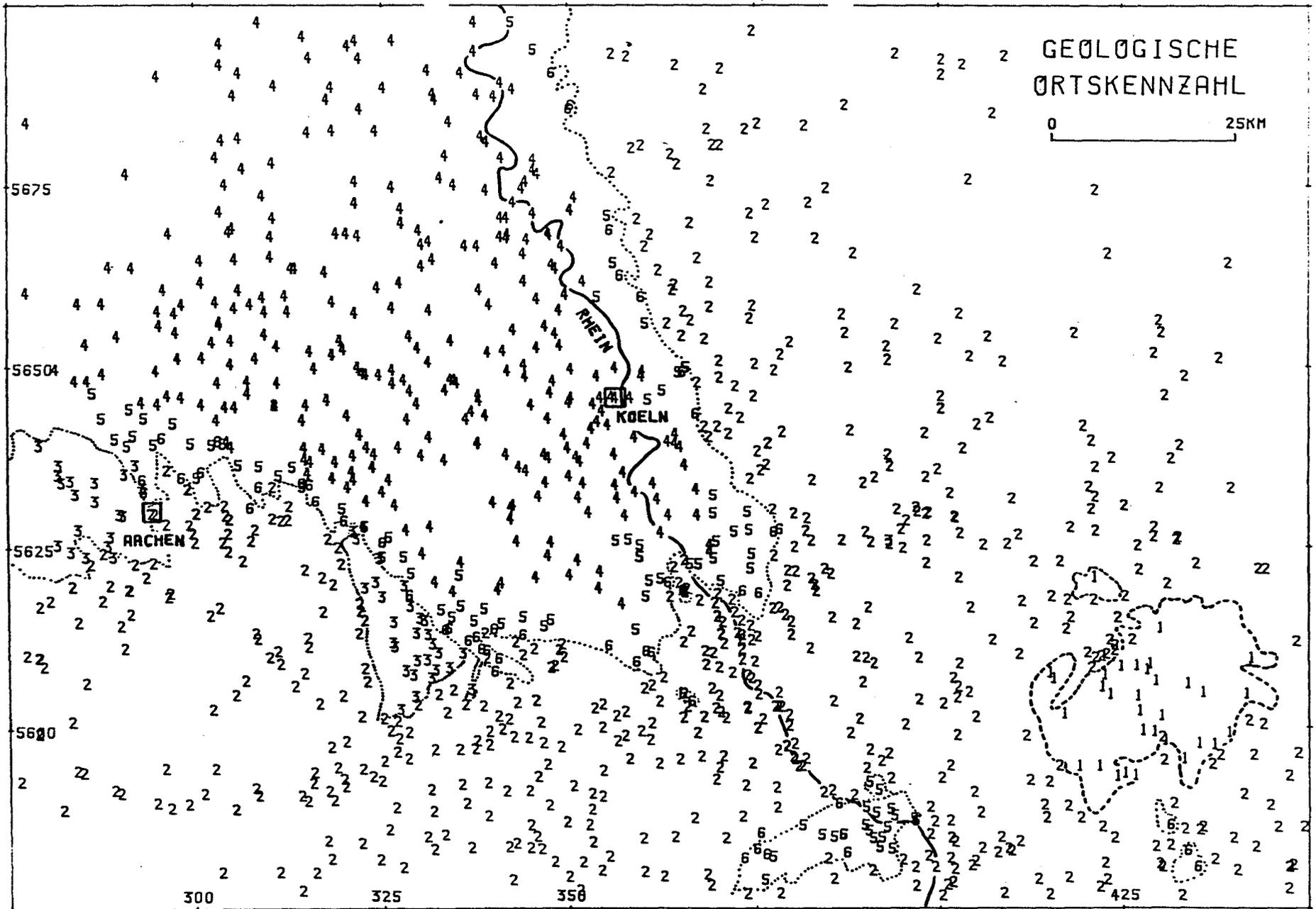
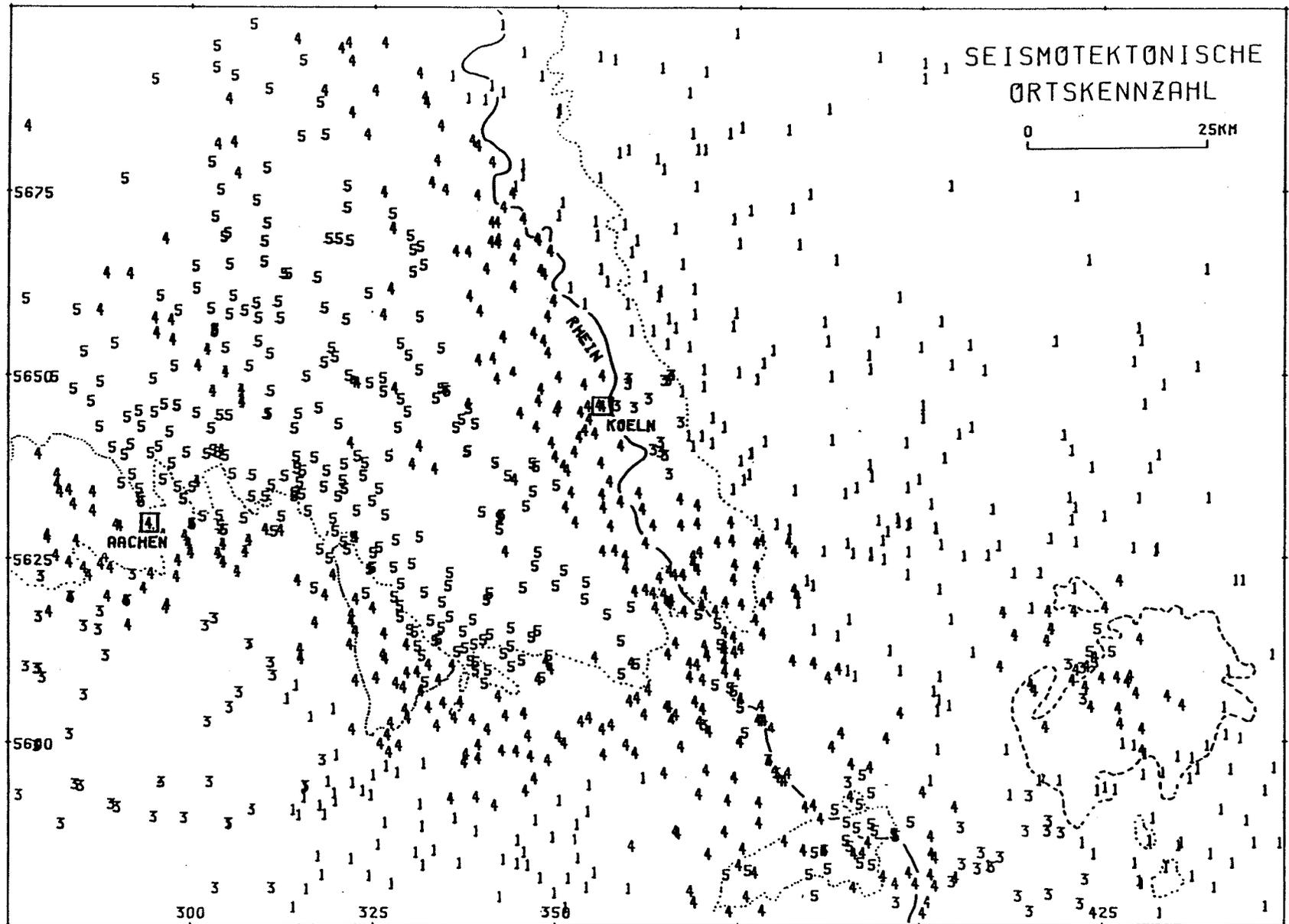


Bild 10.10 Seismotektonische Ortskennzahlen für das Gebiet der Niederrheinischen Bucht und das angrenzende Rheinische Schiefergebirge



UTM-GITTER, ZONE 32U

ABTEILUNG ERDBEBENGEOLOGIE, GEOLOGISCHES INSTITUT, UNIVERSITÄT KOELN

10.4 Ermittlung von lokalen Intensitätsabweichungen

Die lokale Intensitätsabweichung ΔI für einen Beobachtungsort ergibt sich aus der Differenz zwischen beobachteter Intensität $I(\text{beo})$ und der über ein Abnahmegesetz berechneten Intensität $I(\text{ber})$:

$$\Delta I = I(\text{beo}) - I(\text{ber}) \quad (10.2)$$

Als makroseismisches Abnahmegesetz wurde bei unseren Untersuchungen die von Ahorner (1983) für Mitteleuropa abgeleitete Intensitäts-Entfernungs-Beziehung benutzt, die in ihrer Grundkonzeption auf das Abnahmegesetz von Kövesligethy-Sponheuer (Sponheuer 1960) zurückgeht:

$$I(R) = I(10\text{km}) + 3,0 - 3,0 \log(R) - 1,3 \alpha (R - 10) \quad (10.3)$$

Dabei bedeuten:

- $I(R)$ = makroseismische Intensität (MSK-Skala) in der Entfernung R (km) vom unterirdischen Erdbebenherd
- R = Herdentfernung (Hypozentralentfernung) in km
- $I(10\text{km})$ = makroseismische Intensität (MSK-Skala) in 10 km Herdentfernung
- α = Absorptionskoeffizient pro km (normal 0,001...0,005)

Das Abnahmegesetz (Gl. 10.3) geht von einer vereinfachten Wellenausbreitung in einem homogenen Halbraum aus, berücksichtigt also nicht die Schichtung der Erdkruste.

Feinheiten der Energieausbreitung, wie sie in dem empirisch ermittelten Abnahmegesetz für die mittlere Intensität (Gl. 10.1 im Abschnitt 10.2) erkennbar werden, sind in dem oben aufgeführten Abnahmegesetz nicht enthalten. Wenn es trotzdem zur Berechnung der lokalen Intensitätsabweichungen benutzt wurde, so hat das im wesentlichen zwei Gründe. Einmal sind die Feinstrukturen der Energieausbreitung von der jeweiligen Krusten=

struktur und der Herdtiefe abhängig und damit regional unterschiedlich. Zum anderen wurde das Abnahmegesetz (Gl. 10.3) auch für die Berechnung der im Abschnitt 9 beschriebenen probabilistischen Erdbebengefährungskarten für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland benutzt und es erschien aus Kompatibilitätsgründen sinnvoll, die ergänzenden Untersuchungen mit dem gleichen Abnahmegesetz durchzuführen.

Die Zuordnung der makroseismischen Intensität $I(10\text{km})$ zur Lokalbebenmagnitude MAW (Richter-Skala) ergibt sich aus der für mitteleuropäische Erdbeben empirisch abgeleiteten Beziehung (Ahorner 1983):

$$I(10\text{km}) = 1,5 \text{ MAW} - 1,0 \quad (10.4)$$

Durch Kombination der Beziehungen (Gl. 10.3) und (Gl. 10.4) erhält man für die Berechnung der makroseismischen Intensität I (MSK-Skala) in Abhängigkeit von der Hypozentralentfernung $R(\text{km})$ und der Lokalbebenmagnitude MAW die verallgemeinerte Formel (Ahorner 1983):

$$I(R, \text{MAW}) = 1,5 \text{ MAW} + 2,0 - 3 \log(R) - 1,3 \alpha (R - 10) \quad (10.5)$$

Mit dieser Formel wurden für alle in der Ursprungsdatei (Datei 1) enthaltenen makroseismischen Beobachtungen die lokalen Intensitätsabweichungen ΔI berechnet und mit Hilfe der Ortskennzahlendatei (Datei 2) mit den für die jeweiligen Beobachtungsorte geltenden geologischen und seismotektonischen Ortskennzahlen in Beziehung gesetzt. Als Absorptionskoeffizient wurde der bei dem jeweiligen Erdbeben aus den Beobachtungen bestimmte, oder - falls eine Bestimmung nicht möglich war - ein mittlerer Wert von $\alpha = 0,0025$ pro km verwendet.

Wegen der starken Streuung der Beobachtungswerte ist eine Zuordnung zwischen den lokalen Intensitätsabweichungen und den geologischen und seismotektonischen Standortbedingungen nur mit Hilfe von statistischen Methoden möglich. Wir haben dabei unterschiedliche Zuordnungsverfahren getestet, um eine optimale Lösung zu finden. Weiterhin wurde überprüft, ob sich die lokalen Intensitätsabweichungen in systematischer Weise mit der Epizentralentfernung oder mit anderen Parametern verändern.

Im Diagramm der Abb. 10.11 sind als Beispiel für das Rheinland (Kartenausschnitt der Abb. 10.9) die lokalen Intensitätsabweichungen ΔI für die Untergrundklasse $G = 4$ (mehr als 200 m Lockergestein) über der Epizentralentfernung aufgetragen. Man erkennt eine deutliche Abhängigkeit der Durchschnittswerte für ΔI von der Epizentralentfernung. Während die ΔI -Werte im Entfernungsbereich von 0 km bis etwa 50 km im Mittel deutlich im negativen Bereich liegen (Durchschnittswert etwa $\Delta I = -0,37 \pm 0,59$), besteht bei größer werdender Entfernung eine zunehmende Tendenz zur Annäherung an den Nullwert, sodaß im Entfernungsbereich zwischen 50 km und 100 km im Durchschnitt nur ein sehr geringer ΔI -Wert herauskommt (von etwa $\Delta I = +0,03 \pm 0,63$).

Worauf die Entfernungsabhängigkeit der ΔI -Werte zurückgeht, ist noch nicht völlig geklärt. Denkbar ist, daß sich bei den geringen Intensitäten in größerer Entfernung vom Erdbebenherd die Untergrundeinflüsse nicht mehr so deutlich bemerkbar machen, weil die Unsicherheit der Intensitätsbestimmung bei kleinen Intensitäten den Effekt verschleiert. Weiterhin könnte eine Rolle spielen, daß der Frequenzinhalt des seismischen Signals sich mit größer werdender Herdentfernung in den niederfrequenten Bereich verschiebt, wo die Bodenverstärkung nicht mehr so wirksam ist. Außerdem muß man natürlich damit rechnen, daß das verwendete mittlere Abnahmegesetz für die Erdbebenintensität den Beobachtungsdaten nicht voll angepaßt ist.

Solange die Entfernungsabhängigkeit der ΔI -Werte noch nicht klar gedeutet werden kann, erscheint es zweckmäßig, die angestrebte Zuordnung zwischen den ermittelten ΔI -Werten und den geologischen und seismotektonischen Ortskennzahlen hauptsächlich im Nahbereich (Entfernung bis etwa 30 km vom Epizentrum) durchzuführen. Dies ist auch aus ingenieurseismologischer Sicht sinnvoll, weil die für Bauschäden relevanten Intensitätsgrade bei mitteleuropäischen Erdbeben fast ausschließlich im Nahbereich vorkommen.

Beispiele für eine Auswertung der ΔI -Werte im Nahbereich zeigt die

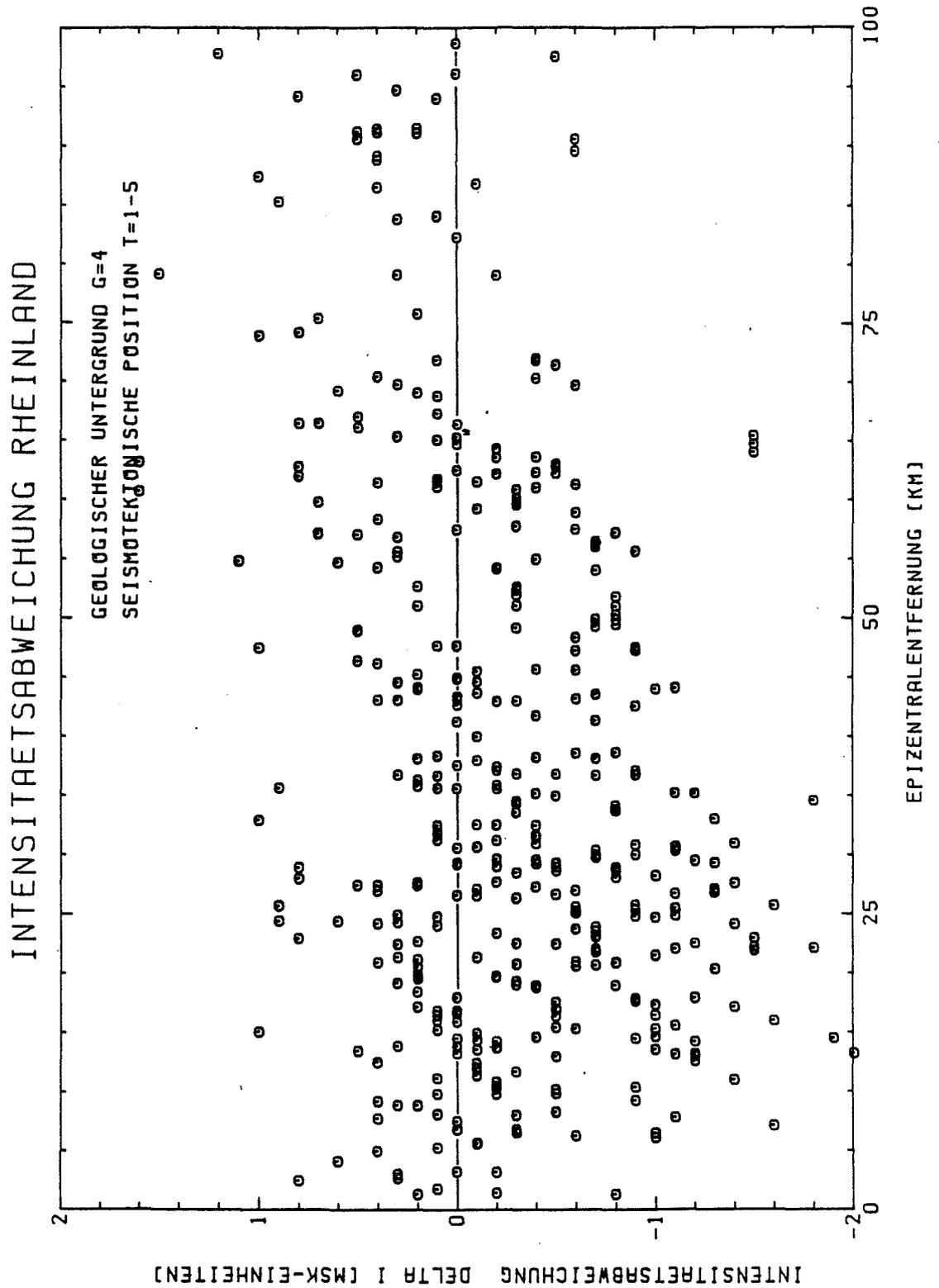


Bild 10.11 Örtliche Intensitätsabweichungen ΔI für die Untergrundklasse $G = 4$ in Abhängigkeit von der Epizentralentfernung. Die seismotektonische Position blieb unberücksichtigt

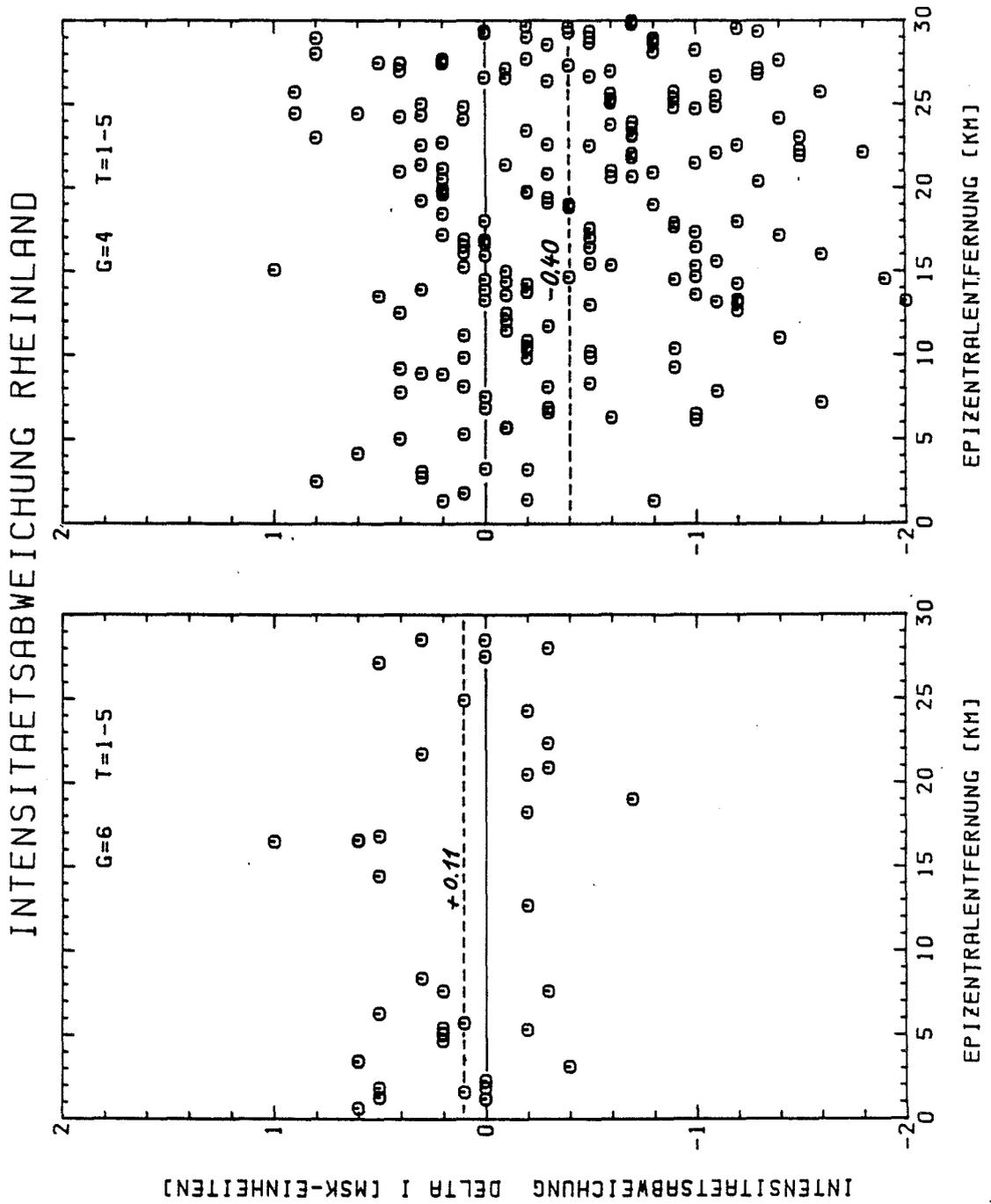


Bild 10.12 Einzelbeobachtungen und Mittelwerte für die örtlichen Intensitätsabweichungen bei den Untergrundklassen G = 6 und G = 4 . Entfernungsbereich bis 30 km vom Epizentrum. Die seismotektonische Position blieb unberücksichtigt

Abb. 10.12 . Hier sind für das Rheinland (Kartenausschnitt der Abb. 10.9) die ΔI -Werte über einem Untergrund der Klasse $G = 4$ (mehr als 200 m Lockergestein) und der Klasse $G = 6$ (Lockergestein mit 10 bis 50 m Mächtigkeit) graphisch dargestellt. Die berechneten Mittelwerte sind $\Delta I = -0,40$ für die Untergrundklasse $G = 4$ und $\Delta I = +0,11$ für die Untergrundklasse $G = 6$.

Eine statistische Auswertung der ΔI -Werte des gesamten Datenmaterials für die Untergrundklassen $G = 2$ bis 6 unabhängig von der seismotektonischen Position ergibt für den Entfernungsbereich bis 30 km vom Epizentrum die in der Tabelle 10.3 aufgeführten Ergebnisse. Die Mittelwerte der Intensitätsabweichungen unterscheiden sich für die einzelnen Untergrundklassen zum Teil recht deutlich, wengleich die Standardabweichung recht groß ist und im Durchschnitt etwa eine halbe Intensitätsstufe ausmacht.

Für die Untergrundklassen $G = 7$ (extrem "weiche" Lockergesteine) und $G = 1$ (kristallines Festgestein) konnten bislang keine untergrundspezifischen Intensitätsabweichungen mit ausreichender Sicherheit ermittelt werden, da zu wenige Beobachtungsdaten vorliegen.

Bezieht man die berechneten Mittelwerte für untergrundbezogene Intensitätsresiduen auf die Untergrundklasse $G = 2$ (paläozoische Festgesteine), dann erhält man als Relativwerte für Intensitätskorrekturen die in der Tabelle 10.4 zusammengestellten Werte.

Die aus den makroseismischen Beobachtungen abgeleiteten untergrundspezifischen Intensitätsabweichungen erscheinen in ihrer Größenordnung sinnvoll. Erwartungsgemäß treten die größten positiven Intensitätsabweichungen über geringmächtigen Lockergesteinsschichten (Untergrundklasse $G = 6$) auf, wo durch das Zusammenspiel von Impedanz- und Resonanzeffekten bei gleichzeitig wenig wirksamer Absorption eine erhebliche Verstärkung der an der Erdoberfläche auftretenden Erdbebenschwingungen festzustellen ist.

Bei sehr mächtigen Lockergesteinsschichten (Untergrundklasse $G = 4$) wird der durch Impedanzunterschiede und Resonanzvorgänge hervorgerufene Verstärkungseffekt durch die gegenteilig wirksame Absorption zum Teil wieder aufgehoben. Daher ist es durchaus verständlich, daß bei dieser Untergrundklasse nur eine relativ geringe positive Intensitätsabweichung gegenüber dem Referenzuntergrund der Klasse $G = 2$ (hartes sedimentäres Festgestein) festzustellen ist.

Tabelle 10.3 Durchschnittswerte für ΔI . Epizentralentfernung 0 - 30 km

Untergrundklasse	Mittelwert I (MSK)	Standard= abweichung	Zahl der Beobachtungen
G = 6 Lockergestein, 10-50 m	+ 0,11	\pm 0,36	37
G = 5 Lockergestein, 50-200 m	- 0,30	\pm 0,54	37
G = 4 Lockergestein, 200 m	- 0,40	\pm 0,59	197
G = 3 sedimentäres Festgestein, weich	- 0,58	\pm 0,70	43
G = 2 sedimentäres Festgestein, hart	- 0,48	\pm 0,74	167

Tabelle 10.4 Relative ΔI -Werte bezogen auf Referenzuntergrund G = 2

Untergrundklasse	Relativer Intensitätszuwachs $\Delta I(R)$ MSK	
	berechnet	gerundet
G = 7 extrem "weiches" Lockergestein	(-)	(-)
G = 6 Lockergestein, 10-50 m	+ 0,59	+ 0,6
G = 5 Lockergestein, 50-200 m	+ 0,18	+ 0,2
G = 4 Lockergestein, 200 m	+ 0,08	+ 0,1
G = 3 sedimentäres Festgestein, weich	- 0,10	- 0,1
G = 2 sedimentäres Festgestein, hart	+ 0,00	+ 0,0
G = 1 kristallines Festgestein	(-)	(-)

Zwischen der seismotektonischen Position der Beobachtungsorte, die durch die Kennzahl T charakterisiert wird, und den lokalen Intensitätsabweichungen ergab sich bei den durchgeführten statistischen Tests keine klare Korrelation. Wir vermuten, daß das derzeit zur Verfügung stehende Datenmaterial für eine solche Auswertung sowohl in quantitativer als auch in qualitativer Hinsicht noch nicht ausreicht.

10.5 Vergleich mit Regelungen und Empfehlungen

In der DIN 4149 "Bauten in deutschen Erdbebengebieten" (Neufassung April 1981) wird der Einfluß des lokalen Untergrundes auf die Regelwerte der Horizontalbeschleunigung durch einen Baugrundfaktor X berücksichtigt. Die Größe dieses Faktors wird in der Norm in Abhängigkeit vom geologischen Aufbau des Baugrundes wie folgt angegeben:

Beschreibung der Baugrundklassen nach DIN 4149	Baugrundfaktor X Multiplikator für Beschleunigung	entspricht Intensitäts= zuwachs ΔI MSK-Einheiten
a) bei harten Festgesteinen (z.B. Granit, Kalkstein, Basalt, harter Sandstein) in gleichmäßig festem Verband	1,0	+ 0,0
b) bei weichen Festgesteinen (z.B. weicher Sandstein, Schieferton, Mergelstein) und bei harten Festgesteinen mit wech= selnder Schichtung oder starker Klüftung	1,1...1,2	+ 0,17...0,32
c) bei Lockergesteinen (z.B. nichtbindige Böden wie Kiese, Sande, bindige Böden, Schluffe oder Tone mit einer Konsistenz besser als steif)	1,2...1,4	+ 0,32...0,58
d) bei ungünstigem Baugrund (Hangschutt, lockere Ablagerungen, künstliche Auf= füllungen, weiche bindige Böden)	> 1,4	> + 0,58

Die Umrechnung des Baugrundfaktor X, welcher als Multiplikator für den Regelwert der Horizontalbeschleunigung dient, in den entsprechenden Intensitätszuwachs ΔI (MSK-Einheiten) erfolgte unter Zugrundelegung der Intensitäts-Beschleunigungs-Zuordnung von Murphy & O'Brien (1977):

$$\log(a) = 0,25 I + 0,25 \quad (10.6)$$

$$I = 4 \log(a) - 1.0 \quad (10.7)$$

Die Beschleunigung a wird dabei cm/s^2 angegeben, die makroseismische Intensität in MM- bzw. MSK-Einheiten.

Ein Vergleich der Regelung nach DIN 4149 mit den von uns auf Grund der statistische Auswertung von makroseismischen Intensitätsbeobachtungen abgeleiteten untergrundabhängigen Korrekturwerte ΔI für die Standortintensität führt zu folgendem Ergebnis:

Untergrundklassen und Intensitätszusatzwerte ΔI (MSK-Einheiten)

nach vorliegende Untersuchung		nach DIN 4149	
G = 1	Kristallin + 0,0	Festgestein, hart + 0,0	
G = 2	Festgestein, hart + 0,0		
G = 3	Festgestein, weich - 0,1	Festgestein, weich	+ 0.17...0.32
G = 4	Lockergestein, 200m + 0,1	Lockergestein	+ 0.32...0.58
G = 5	Lockergestein, 50-200m + 0,2		
G = 6	Lockergestein, 10-50m + 0.6		
G = 7	extrem weicher Boden + 1.0	weicher Boden	>+ 0.58

Wie der Vergleich zeigt, passen die statistisch gefundenen lokalen Intensitätszusatzwerte im allgemeinen recht gut zu der in DIN 4149 festgelegten Regelung. Ein wesentlicher Unterschied ergibt sich bei der Untergrundklasse Lockergestein, wo auf Grund der vorliegenden Untersuchungen unbedingt eine Unterteilung in Unterklassen unter Berücksichtigung der Mächtigkeit der Lockersedimentschichten vorgenommen werden sollte. Sehr mächtige Lockersedimente führen wegen der erhöhten Absorption im allgemeinen zu keinen nennenswerten Intensitätsüberhöhungen, während geringmächtige Lockersedimente, bei denen die Absorption zu vernachlässigen ist, sehr bedeutsame Intensitätsüberhöhungen zeigen. Dieser wichtige Einfluß der Schichtmächtigkeit wird in der DIN 4149 in keiner Weise berücksichtigt.

Anhang V

A.V.1 Literatur zum Teil V

- Ahorner, L. (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlengebiet der Niederrheinischen Bucht. Z.deutsch.geol.Ges. 118, S.150-160
- Ahorner, L. (1983): Seismicity and neotectonic structural activity in the Rhine Graben system in Central Europe. - In: A.R.Ritsema & A. Gürpınar (eds.), Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North Sea Area, p.101-111; Reidel Publishing Company, Dordrecht
- Ahorner, L. & Pelzing, R. (1983): Seismotektonische Herparameter von digital registrierten Erdbeben der Jahre 1981 und 1982 in der westlichen Niederrheinischen Bucht. - Geol.Jb. E 26, S.35-63
- Ahorner, L. & Budny, M. (1985): Seismische Bestimmung der bodendynamischen Kennwerte von oberflächennahen Schichten in Erdbebengebieten der Niederrheinischen Bucht. - In: K.H.Heitfeld (ed.), Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S.560-582; Springer-Verlag Berlin-Heidelberg
- Hosser, D., Klein, H., Ahorner, L., Rosenhauer, W., Berckhemer, H., Kopera, J., Schneider, G., Kunze, Th., Waas, G., Werkle, H. und Weber, W. (1983): Realistische seismische Lastannahmen für bauliche Anlagen mit erhöhtem Sekundärrisiko. Abschlußbericht eines im Auftrag des Instituts für Bautechnik, Berlin, durchgeführten Forschungsvorhabens (Az. IV/1-5-377/82)
- Rosenhauer, W. (1983): Methodological aspects encountered in the Lower Rhine Area seismic hazard analysis. - In: A.R.Ritsema & A.Gürpınar (eds.), Seismicity and Seismic Risk in the Offshore North Sea Area, p.385-396; D.Reidel Publishing Company, Dordrecht
- Rosenhauer, W. (1984): Seismizitätsanalyse und probabilistische Erdbebengefährdungskarten für ein die Bundesrepublik umfassendes Gebiet. Interatom-Bericht INTAT 68.08753.5 vom Juli 1984, 45 S.

Sieberg, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58-1799. - Mitt.deutsch.Reichserdbebendienst, H.2, 112 S., Berlin

Sponheuer, W. (1952): Erdbebenkatalog Deutschlands und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1800-1899. - Mitt.deutsch.Erdbebendienst, H.3, 195 S., Berlin

T E I L VI

SCHLUSSTEIL

ANWENDUNGSBEISPIELE

ZUSAMMENFASSENDE WERTUNG

Dietmar Hosser

König und Heunisch
Beratende Ingenieure

mit Beiträgen
der Forschungsgruppen

11. ANWENDUNGSBEISPIELE

11.1 Übersicht und Eingangsdaten

Ein besonderes Anliegen dieser Arbeit ist die Bereitstellung praxisgerecht aufbereiteter Methoden und Daten für die Ermittlung konsistenter, realistischer seismischer Lastannahmen. Die alternativen Vorgehensweisen müssen bei untereinander verträglichen Datensätzen zu vergleichbaren Ergebnissen führen. Dies zu dokumentieren und gleichzeitig einige Zusatzerläuterungen zum zweckmäßigen Vorgehen anzufügen, ist Gegenstand dieses Abschnitts mit Anwendungsbeispielen.

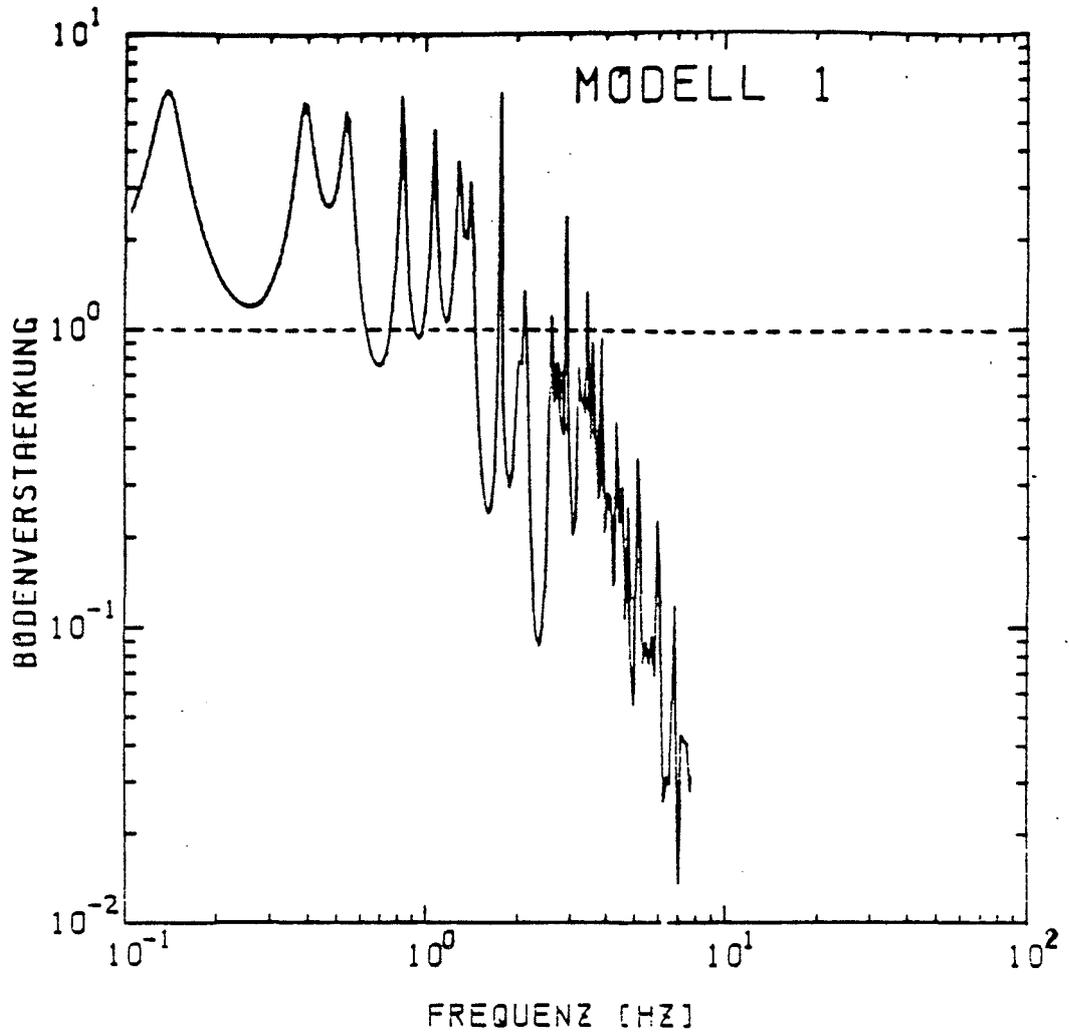
Da speziell die Methoden nach Teil IV wohl nur bei sehr detaillierten Informationen über die seismologischen Gegebenheiten und über die Untergrundverhältnisse in Frage kommen, sollen als Beispiele zwei Standorte gewählt werden, zu denen die Forschergruppen bereits Vorarbeiten geleistet haben, aus denen besondere Detailkenntnisse resultieren:

- Jülich
- Jungingen.

Der Untergrundaufbau mit den wesentlichen baugrunddynamischen Kennwerten ist aus den Bildern 11.1 und 11.2 zu ersehen. Aufgrund der Kriterien gemäß Abschnitt 3.2, Tabelle 3.1 sind demnach die Untergrundverhältnisse wie folgt zu klassifizieren:

- Jülich: Untergrundklasse A
- Jungingen: Untergrundklasse M.

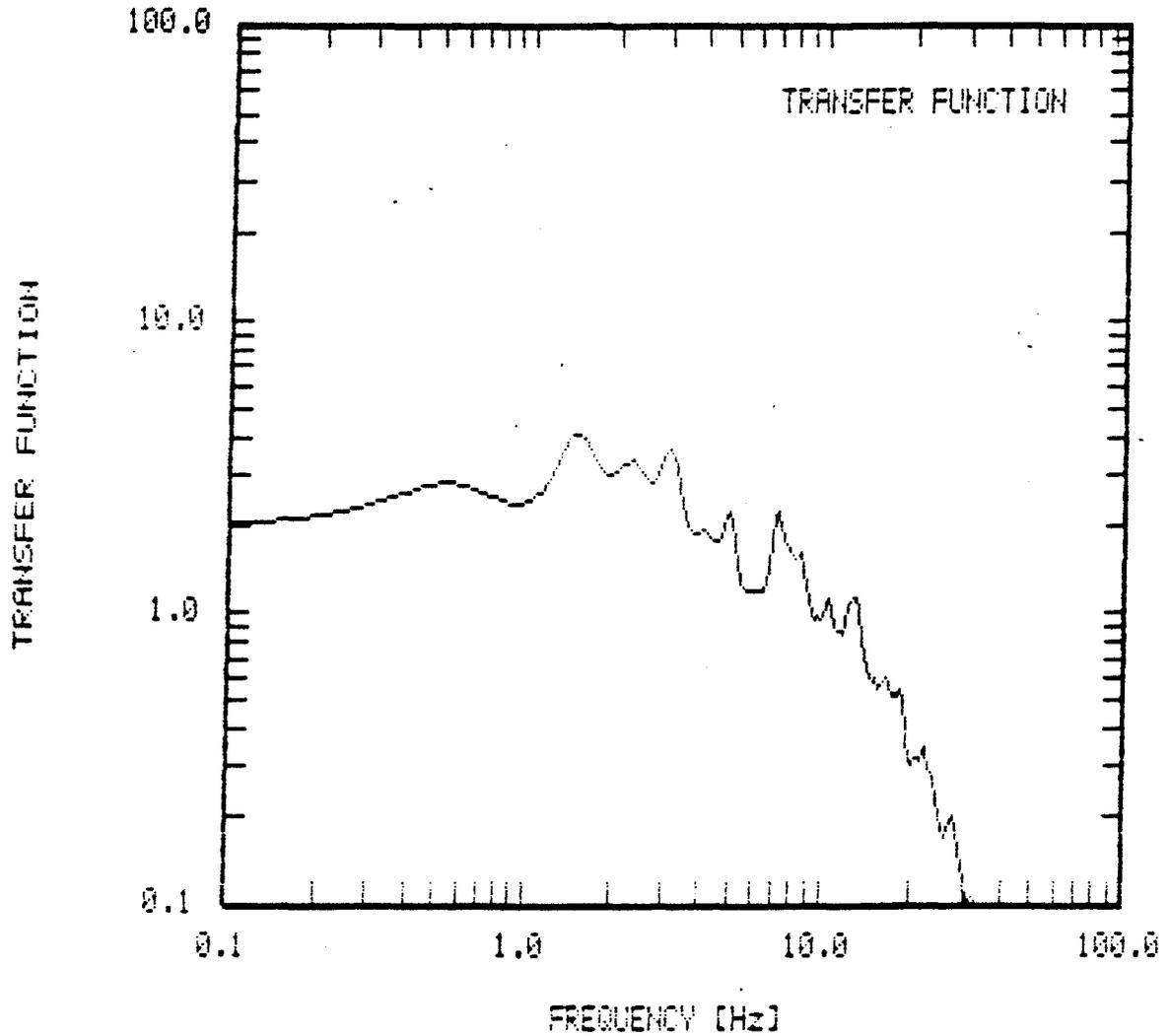
Die zugehörigen Übertragungsfunktionen der Sedimentauflage sind in den genannten Bildern zur Kontrolle dargestellt. Sie bestätigen die Klassifizierung.



SCHICHTMODELL

SCHICHT NR.	DICKE (CM)	V(SH) (CM/SEC)	σ	DICHTE (G/CM ³)	SCHERMODUL (DYN/CM ²)
0	15	205	3.5	1950	77
1	45	255	10	1970	125
2	75	300	15	2000	179
3	45	340	15	2000	231
4	110	400	15	2050	470
5	110	500	15	2050	575
6	50	500	15	2100	705
7	50	390	7.5	1400	212
8	50	500	15	2100	705
9	50	390	7.5	1400	212
10	400	650	20	2100	887
-	-	2500	100	2500	15624

Bild 11.1 Bodenaufbau, Kennwerte und Übertragungsfunktion für den Standort Jülich



LAY. NO.	THICK. [m]	VELOCITY [m/s]	DENSITY [t/m**3]	Ø	PHI [DEG]	RAY-PATH [m]	TRAVELTIME [s]
1	100.000	1000.000	1960.0	50.0	12.91	102.593	.1025935
2	130.000	1600.000	2158.0	50.0	20.95	139.198	.8699792E-01
3	25.000	2200.000	2300.0	50.0	29.44	28.707	.1384882E-01
4	140.000	1800.000	2356.0	50.0	23.71	152.911	.8495054E-01
5	160.000	3100.000	2653.0	50.0	43.84	221.622	.7155540E-01
6	200.000	2100.000	2323.0	50.0	17.98	879.429	.3225277
7	5845.000	3300.000	2719.0	100.0	47.50	6652.133	1.621858
8	.000	3300.000	2719.0	100.0	47.50	.000	.4485639E-07

Bild 11.2 Bodenaufbau, Kennwerte und Übertragungsfunktion für den Standort Jungingen

11.2 Erdbebengefährdung

Mit der in Abschnitt 9 beschriebenen Methodik wurden von Prof. Ahorner/Dr. Rosenhauser detaillierte probabilistische Seismizitätsanalysen für die beiden ausgewählten Standorte durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Bild 11.3 in Form von Intensitäts-Eintrittsraten dargestellt. In Tabelle 11.1 sind die wahrscheinlichen makroseismischen Kenngrößen der repräsentativen Erdbeben angegeben.

Wählt man als angezielte Überschreitensrate der Standortintensität $\lambda = 10^{-4}/a$, so ergeben sich die in Tabelle 11.2 zusammengestellten Kennwerte (erweiterte Bandbreite in Klammer).

Tabelle 11.2 Makroseismische Kennwerte für die Referenzstandorte

Standort	Kennwerte		
	I	M	R (km)
Jülich	VIII \pm 1/2	5,3 - 6,4 (4,5 - 6,5)	6 - 17 (0 - 30)
Jungingen	VIII 1/2 \pm 1/2	5,7 - 6,5 (4,5 - 6,5)	9 - 17 (0 - 30)

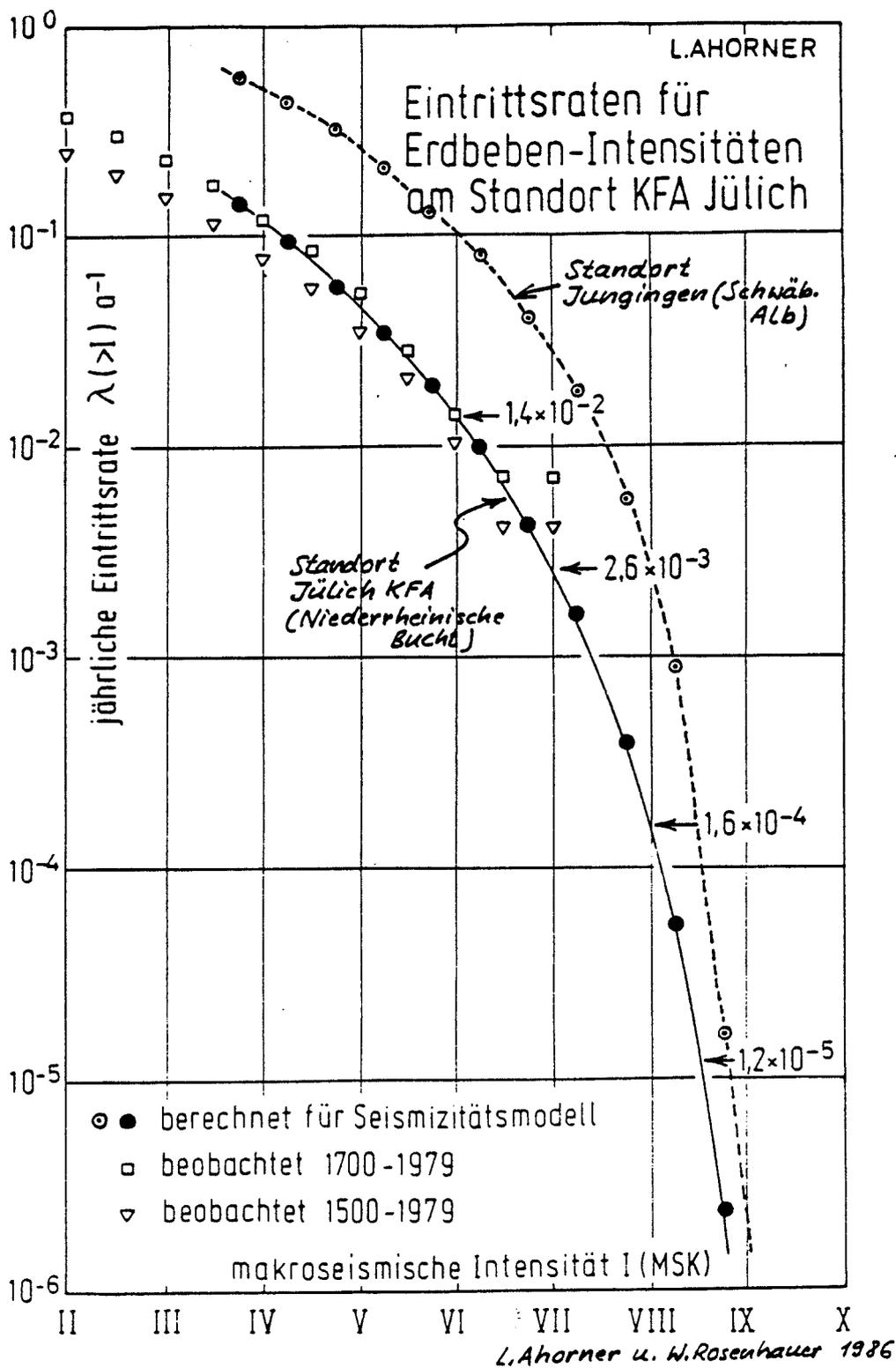


Bild 11.3 Intensitätseintrittsraten für die Referenzstandorte

Eintrittsraten für regionale Erdbeben-Intensitäten berechnet nach einem großräumigen Seismizitätsmodell mit PSSAEL 1/84

Bearbeiter: L.Ahorner und W.Rosenhauer

Standortintensität I nach MSK-Skala	Standort KFA Jülich (R=318km, H=5643km)				Standort Jungingen (R=504km, H=5353km)			
	Überschreitensrate für Intensität $\lambda (>I) a^{-1}$	vorherrschender Wertebereich für			Überschreitensrate für Intensität $\lambda (>I) a^{-1}$	vorherrschender Wertebereich für		
		Magnitude MAW	Entfernung R(km)		Magnitude MAW	Entfernung R(km)		
3,75	$1,5 \times 10^{-1}$			$5,6 \times 10^{-1}$				
4,25	$1,1 \times 10^{-1}$			$4,3 \times 10^{-1}$				
4,75	$7,1 \times 10^{-2}$			$3,2 \times 10^{-1}$				
5,25	$3,9 \times 10^{-2}$			$2,1 \times 10^{-1}$				
5,75	$2,1 \times 10^{-2}$			$1,3 \times 10^{-1}$				
6,25	$1,0 \times 10^{-2}$	4,7 - 5,4	10 - 18	59%	$7,9 \times 10^{-2}$	4,6 - 5,4	8 - 16	75%
6,75	$4,5 \times 10^{-3}$	5,0 - 5,7	9 - 17	72%	$4,1 \times 10^{-2}$	5,0 - 5,8	9 - 17	80%
7,25	$1,6 \times 10^{-3}$	5,2 - 6,0	9 - 17	77%	$1,8 \times 10^{-2}$	5,3 - 6,0	9 - 16	84%
7,75	$3,8 \times 10^{-4}$	5,5 - 6,2	9 - 16	88%	$5,5 \times 10^{-3}$	5,6 - 6,2	9 - 17	90%
8,25	$5,5 \times 10^{-5}$	5,8 - 6,3	9 - 16	96%	$8,9 \times 10^{-4}$	5,9 - 6,4	10 - 16	98%
8,75	$(2,2 \times 10^{-6})$	(5,6 - 6,4)	(5 - 12)	100%	$(1,6 \times 10^{-5})$	(6,1 - 6,5)	(9 - 15)	100%

Erläuterung: Die Berechnung der statistischen Überschreitensraten erfolgte mit dem Programm PSSAEL 1/84 (neueste Version). MAW ist die Lokalbebenmagnitude (Richter-Skala), R ist der Hypozentralabstand in km. Die Prozentzahl gibt an, wieviele der durch PSSAEL simulierten Ereignisse in den angegebenen Wertebereich fallen.

Tabelle 11.1 Wahrscheinliche makroseismische Kenngrößen für die Referenzstandorte bei unterschiedlichen Intensitätseintrittsraten

11.3 Freifeld-Antwortspektren

Mit der Klassifizierung der Untergrundverhältnisse gemäß Abschnitt 11.1 und der Festlegung der Bandbreiten der makroseismischen Kenngrößen gemäß Abschnitt 11.2 sind alle Voraussetzungen für eine statistische Auswertung von Freifeldspektren nach den in Abschnitt 3 erläuterten Methoden geschaffen.

Zunächst wurde die von Prof. Ahorner vorgegebene Bandbreite der makroseismischen Kenngrößen exakt eingehalten; dadurch wurde jedoch der Stichprobenumfang auf jeweils nur zwei Zeitverläufe reduziert, so daß eine statistische Auswertung nicht in Frage kam. Bei Erweiterung der Bandbreite entsprechend den Klammerwerten der Tabelle 11.2 ergeben sich 10 bzw. 8 repräsentative Zeitverläufe zur Auswertung. Die zugehörigen Freifeld-Antwortspektren sind in den Bildern 11.4 für Jülich und 11.5 für Jungingen geplottet. Dort sind auch gemäß Abschnitt 3.4 geglättete Bemessungsspektren eingetragen. Das letzte Bild entspricht dem Bild 3.6 in Abschnitt 3.3.

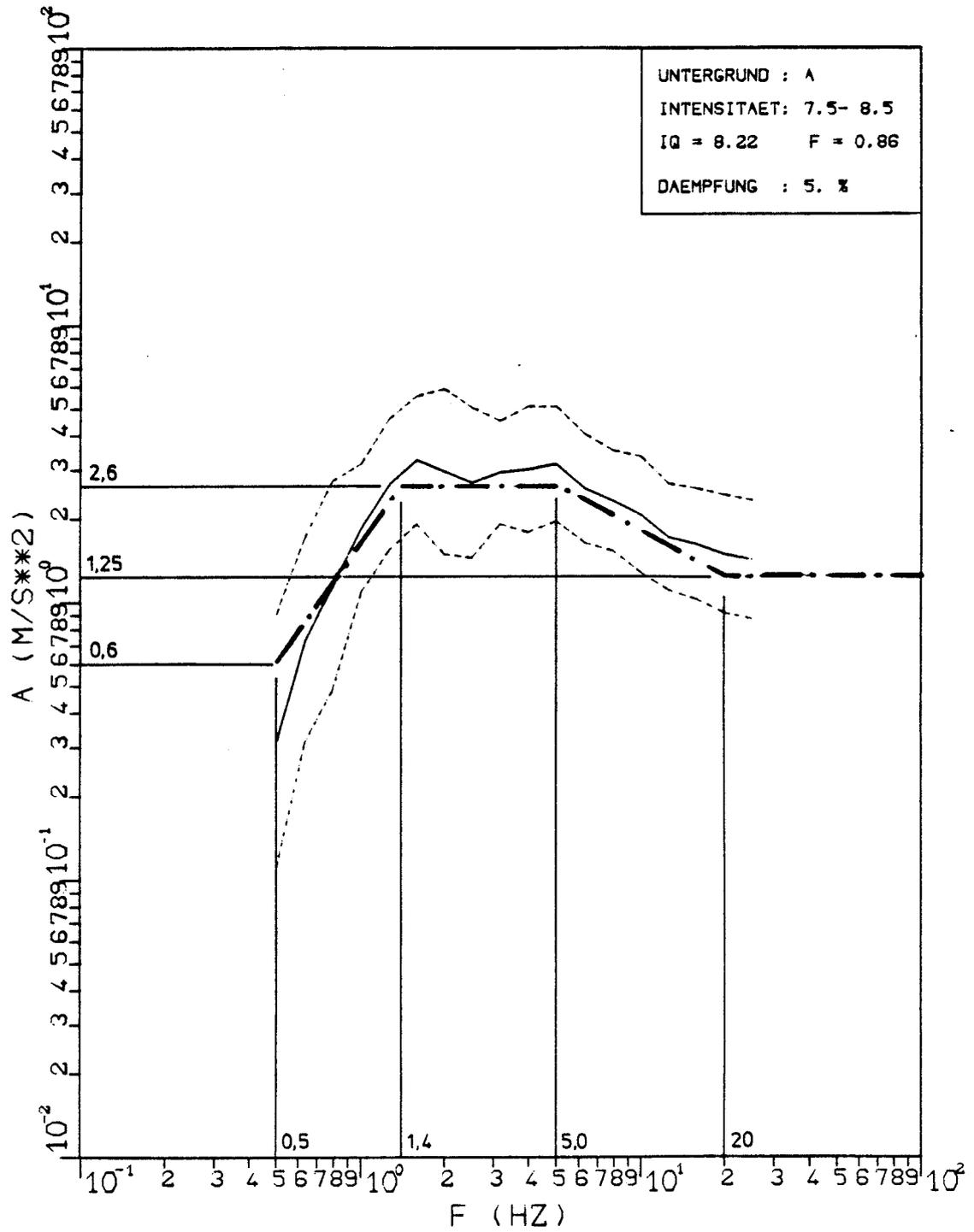


Bild 11.4 Statistisches Freifeld-Antwortspektrum für Jülich mit erweiterter Bandbreite der makroseismischen Kenngrößen

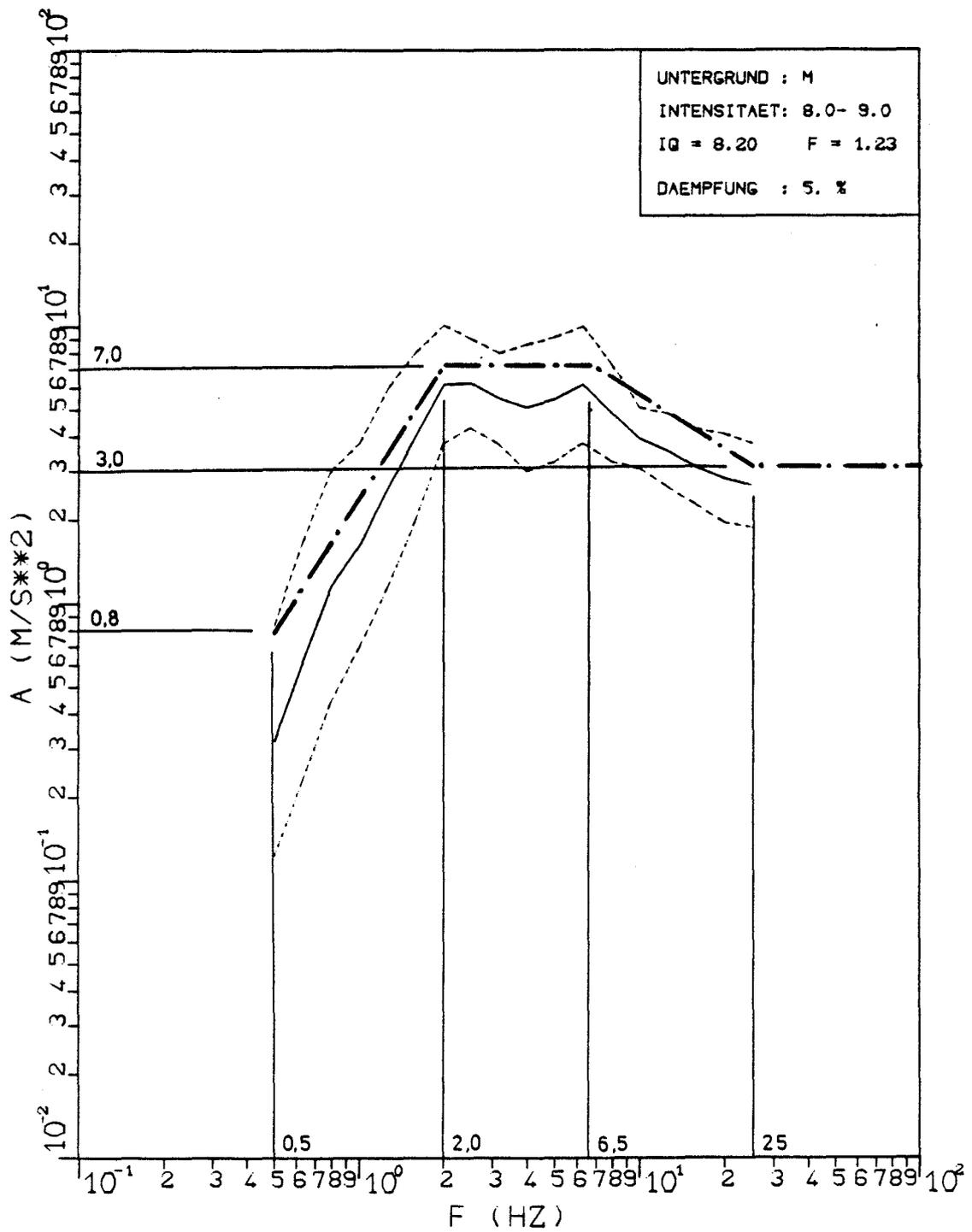


Bild 11.5 Statistisches Freifeld-Antwortspektrum für Jungin-
 gen mit erweiterter Bandbreite der makroseismi-
 schen Kenngrößen

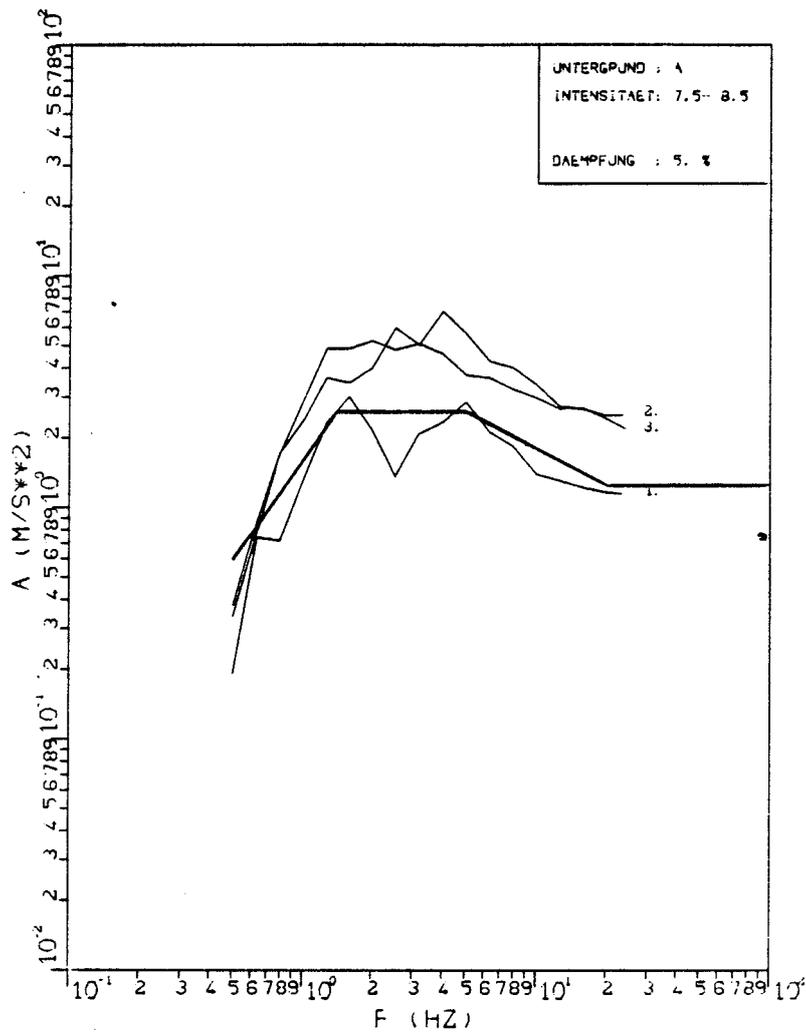
11.4 Natürliche Bemessungszeitverläufe

Die Auswahl natürlicher Bemessungszeitverläufe erfolgt analog zu Abschnitt 4.3 nach den Kriterien

- Frequenzgehalt entsprechend dem Bemessungsspektrum
- Starkbebendauer zwischen Mittelwert und 84 % - Fraktile der Stichprobe

Für den Standort Jülich wurden von den Antwortspektren der erweiterten Stichprobe gemäß Abschnitt 11.3 die in Bild 11.6 oben geplotteten Spektren ausgewählt. Die zugehörigen Starkbebendauern genügen den Anforderungen an die Bemessungsstarkbebendauer. Die ausgewählten Zeitverläufe sind in Bild 11.7 dargestellt.

Standortverhältnisse wie in Jungingen - Untergrundklasse M und Intensität $I = VIII \ 1/2 \pm 1/2$ - wurden bereits in Abschnitt 4.3 behandelt. Daher werden hier nur die ausgewählten Zeitverläufe in Bild 11.8 wiedergegeben.



Bemessungsstarkbebendauer:

$$t_s = 3,5 - 4,8 \text{ s} \quad (5,0 - 8,3 \text{ s})$$

Starkbebendauer der ausgewählten Zeitverläufe:

lfd. Nr. 1	= Zeitverlauf Nr. 355	$t_s = 4,3 \text{ s}$
2	728	5,0 s
3	760	4,7 s

Bild 11.6 Auswahl von Bemessungszeitverläufen für Standort Jülich

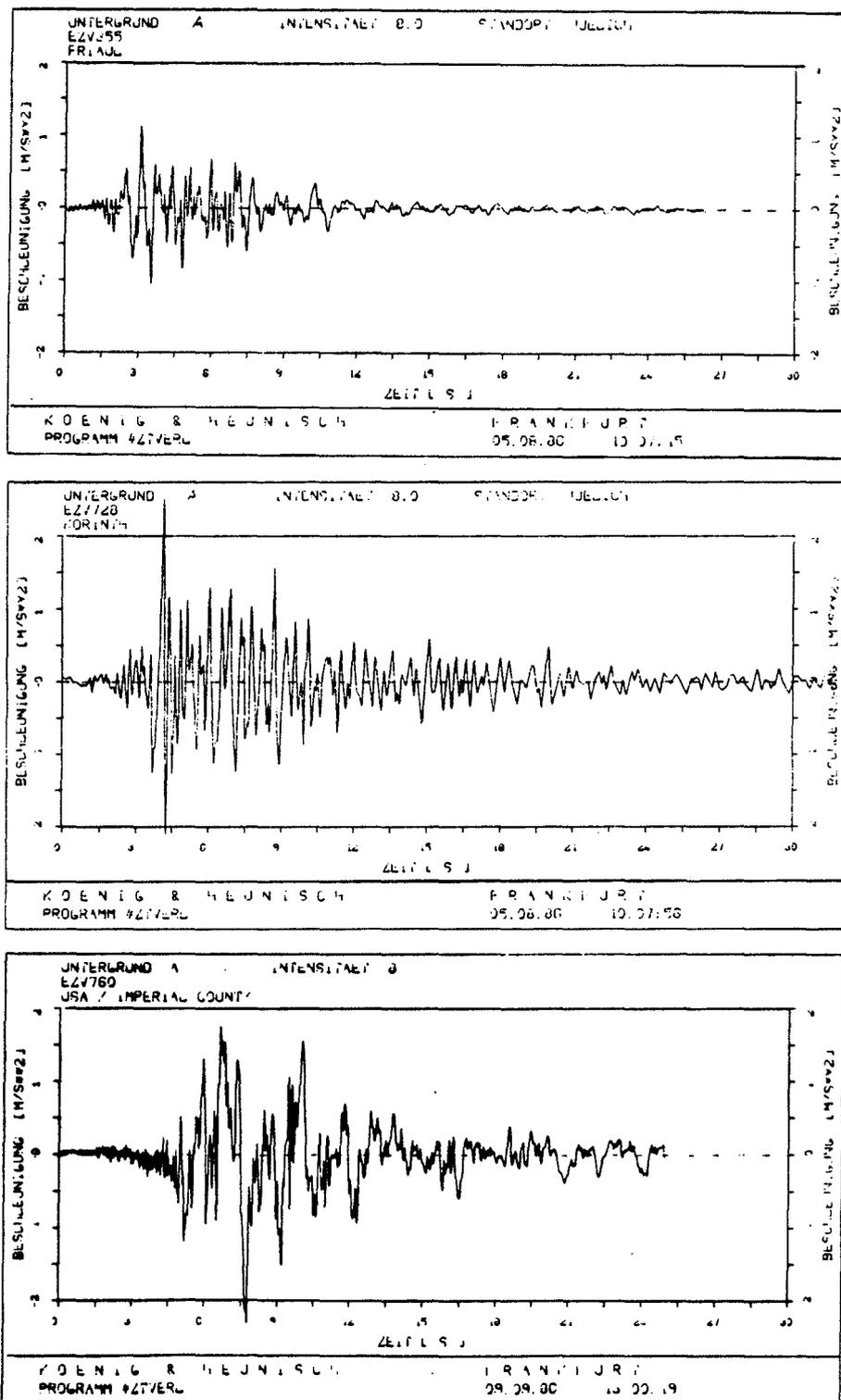


Bild 11.7 Ausgewählte Zeitverläufe für Standort Jülich

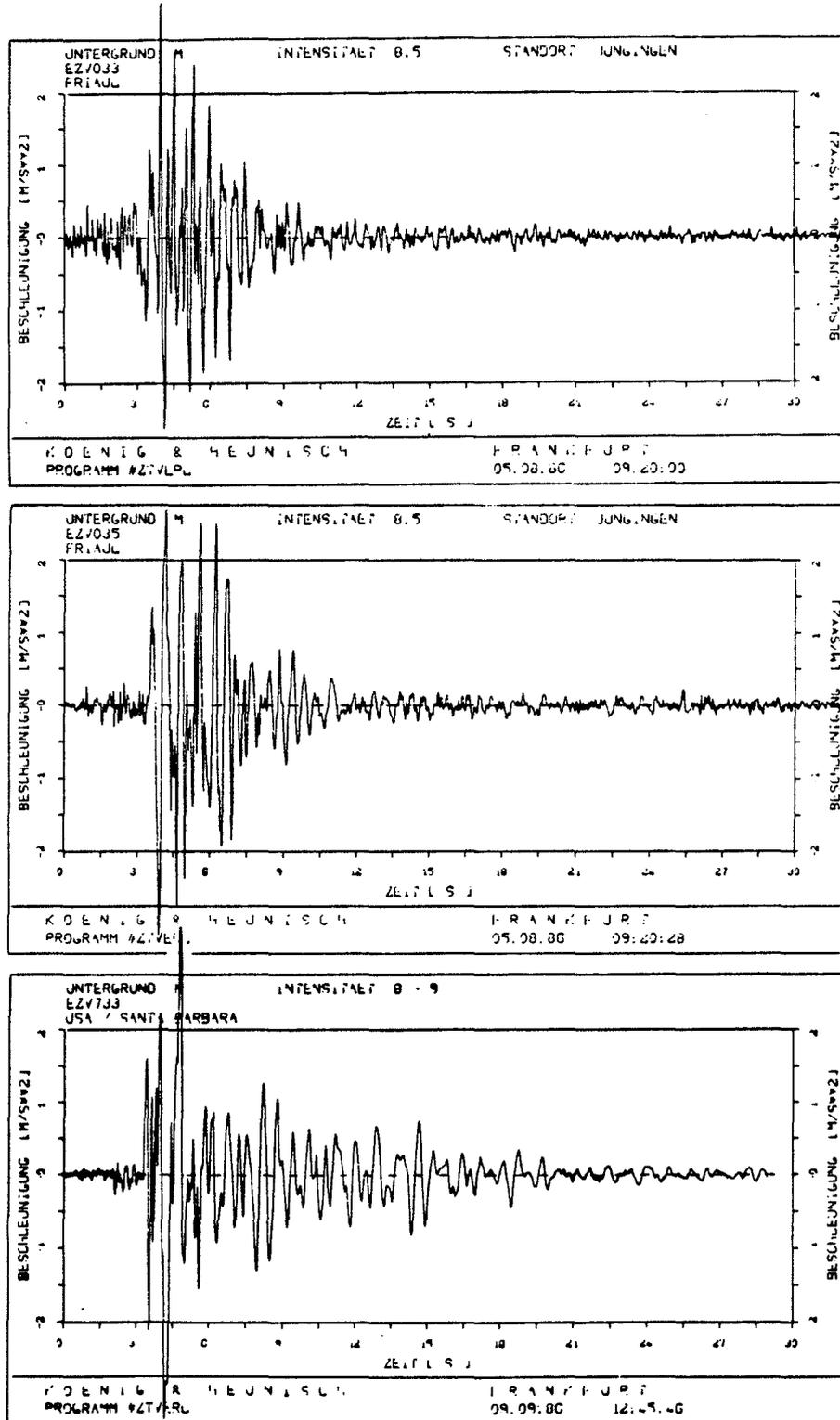


Bild 11.8 Ausgewählte Zeitverläufe für den Standort Jungingen

11.5 Freifeld-Energiespektren

Auslegungskenngrößen:

Standort Jülich:	Intensität I = 8.0
	Bodenklasse A
Standort Jungingen:	Intensität I = 8.5
	Bodenklasse M

Die seismische Erregung wird gemäß Kap. 5.4, 5.5 und 6.2 durch die folgenden Parameter beschrieben:

Standort Jülich:

$$\text{Energie } E = 10^{-5.29+0.664 \cdot 8.0} = 1.05 \text{ m}^2/\text{s}^3 \quad (\text{Kap.5.5 Gl.14a})$$

$$\text{Starkbebendauer TTb} = 4.6 \text{ s} \quad (\text{Kap.5.4 Tab. 4})$$

Normiertes Bemessungs-Energiespektrum (E=1): (Kap.6.2 Tab. 6)

f (Hz)	0.5	1.3	6.0	25.0
F(ω) × 10 ⁴ (m ² /s ²)	880	6220	310	1.6

Das skalierte Energiespektrum ergibt sich durch Multiplikation der Amplituden F(ω) mit dem Faktor E/1.0 = 1.05 und ist in Bild 11.9 dargestellt.

Standort Jungingen:

$$\text{Energie } E = 10^{-5.42+0.707 \cdot 8.5} = 3.89 \text{ m}^2/\text{s}^3 \quad (\text{Kap.5.5 Gl.14b})$$

$$\text{Starkbebendauer TTb} = 2.9 \text{ s} \quad (\text{Kap.5.4 Tab. 4})$$

Normiertes Bemessungs-Energiespektrum (E=1): (Kap.6.2 Tab. 6)

f (Hz)	0.5	2.0	7.0	25.0
F(ω) × 10 ⁴ (m ² /s ²)	235	4210	530	1.4

Das skalierte Energiespektrum ergibt sich durch Multiplikation mit E/1.0 = 3.89 und ist ebenfalls in Bild 11.9 dargestellt. Bild 11.10 zeigt die entsprechend dem in Kap.6.1 dargestellten Verfahren errechneten probabilistischen Pseudobeschleunigungs-Antwortspektren für beide Standorte.

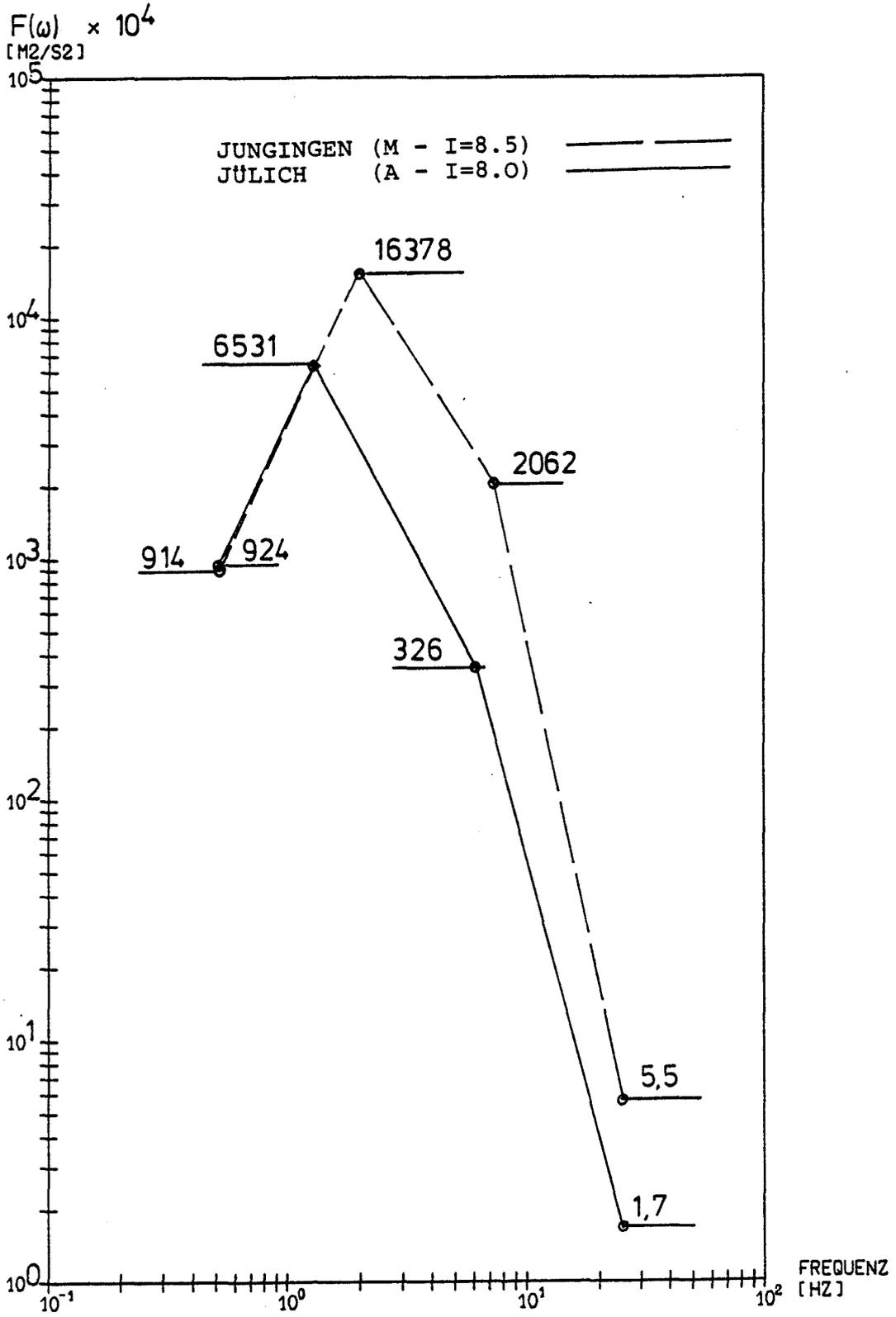


Bild 11.9 Bemessungs-Energiespektren (skaliert)

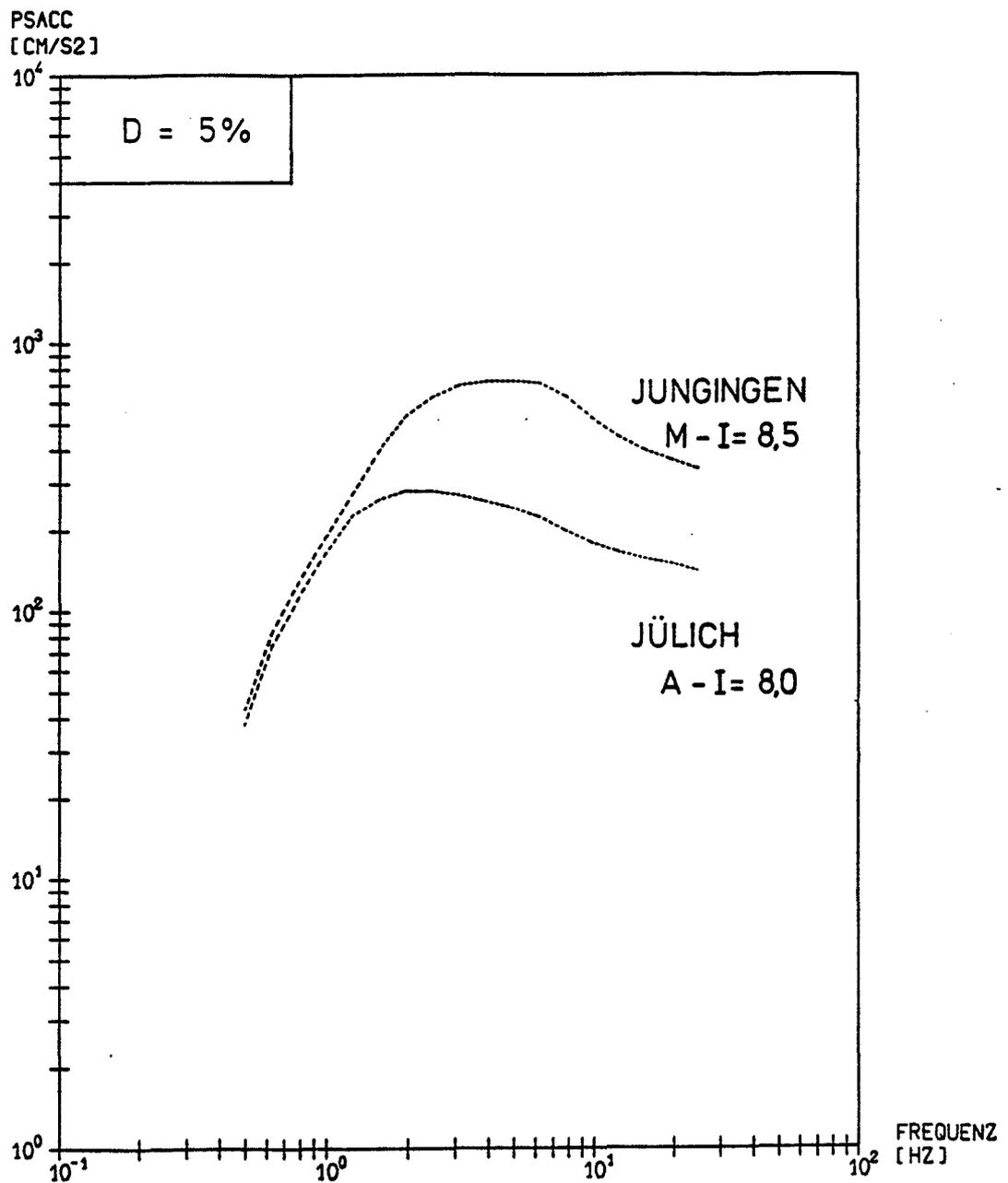


Bild 11.10 Probabilistische Pseudobeschleunigungs-Antwortspektren aus Bemessungsspektren

11.6 Künstlich generierte Zeitverläufe

Auslegungskenngrößen und Erregungsparameter für die Standorte Jülich und Jungingen entsprechen den Werten aus Kap. 11.5 .

Die generelle Vorgehensweise sowie die schrittweise Berechnung des künstlichen Akzelerogramms für den Standort Jungingen sind in Kap. 6.3 angegeben.

Bild 11.11 zeigt die beiden resultierenden künstlichen Seismogramme für den Standort Jülich (Starkbebendauer = 4.6 s, Gesamtdauer = 14.5 s) und den Standort Jungingen (Starkbebendauer = 2.9 s, Gesamtdauer = 9.1 s).

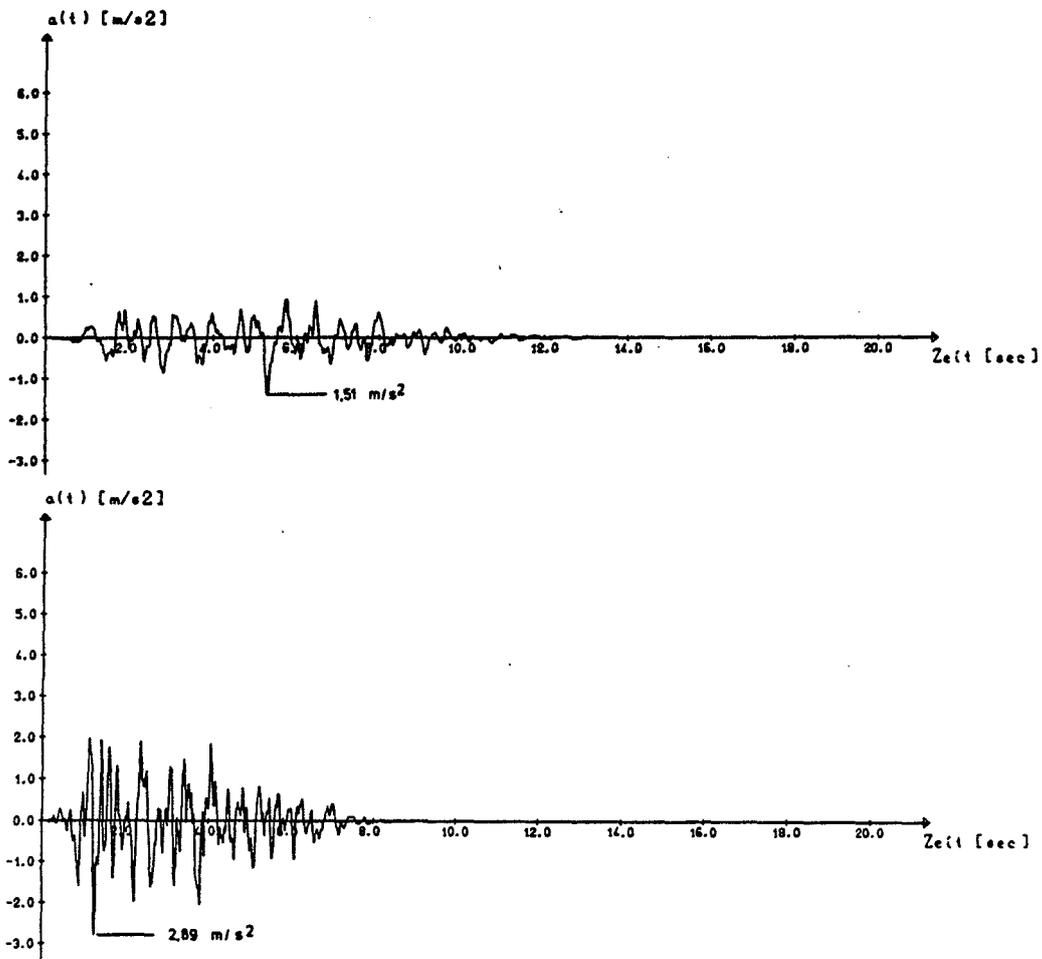


Bild 11.11 Künstliche Seismogramme für die Standorte Jülich (oben) und Jungingen (unten)

11.7 Kristallin-Bemessungsspektren (nominale makroseismische Intensitäten: 6,7 und 8)

Der Vorschlag für die Verläufe von Antwortspektren geht von Kristallinspektren (r) für die Kategorien F und B aus. Vergleichsmessungen in Jungingen (Schwäbische Alb) dienen zur experimentellen Kontrolle. Das Spektrum für die Kategorie M ist zwischen die Verläufe für B und F intrapoliert worden. Als Einhängewerte werden folgende Beschleunigungen vorgeschlagen:

F	-	2,0 m/s ²	(statt 2,4 m/s ²)
M	-	1,0 m/s ²	(statt 1,0 m/s ²)
B	-	0,5 m/s ²	(statt 0,6 m/s ²).

Bild 11.12a zeigt die Mittelwertspektren für $\beta = 5\%$ Dämpfung. In Bild 11.12b sind entsprechende Spektralverläufe für einen geringmächtigen Untergrund niedriger Geschwindigkeit dargestellt. Sie haben eine ähnliche Form wie bei den Kristallinmodellen; es ergeben sich jedoch Überhöhungen bei etwa 12 Hz, die für schwächere Beben niedriger ausfallen als für stärkere. Bei niedrigeren Scherwellengeschwindigkeiten verschiebt sich die durch die oberste Schicht verursachte Überhöhung zu kleineren Frequenzwerten.

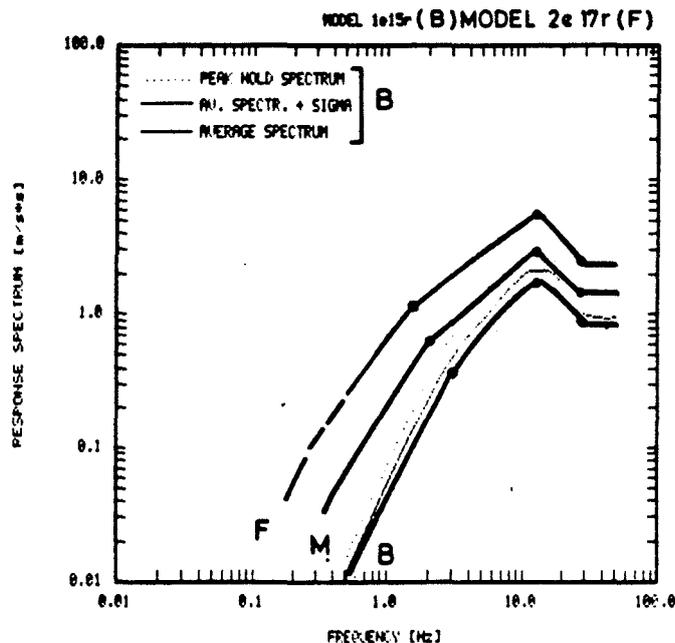


Bild 11.12a Bemessungsspektren für kristallinen Untergrund

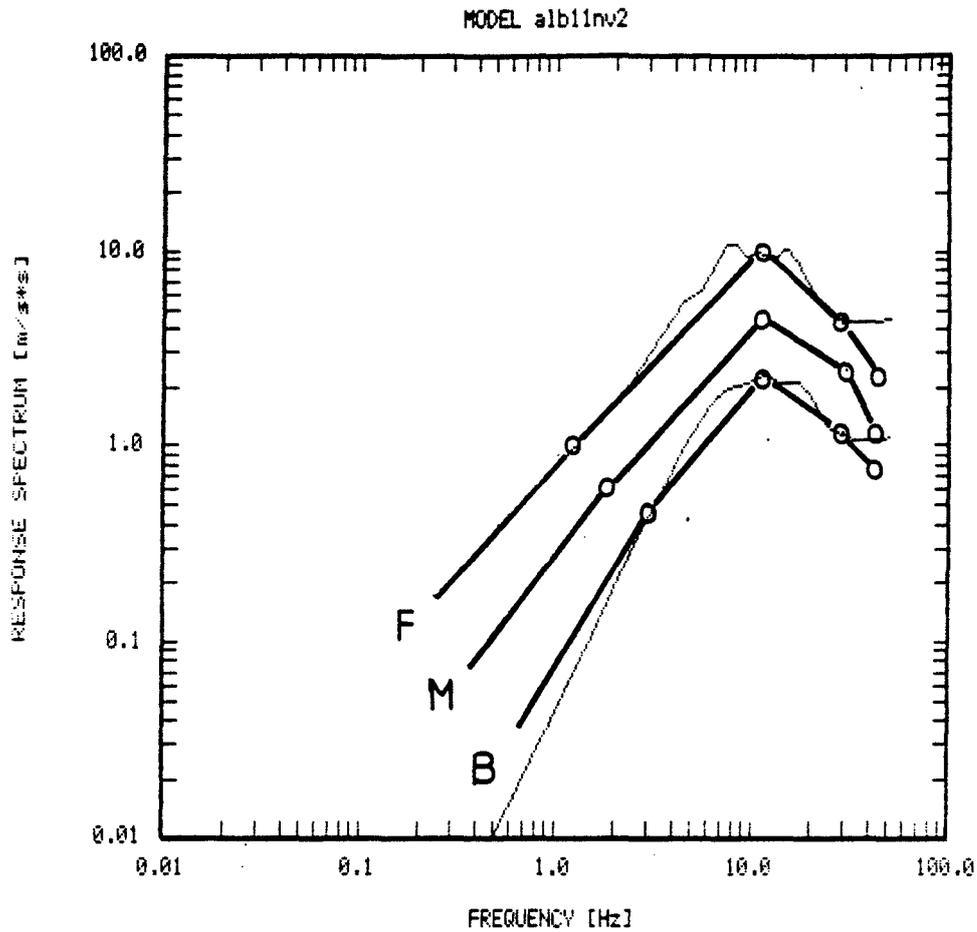


Bild 11.12b Bemessungsspektren für Untergrund "a" Jungingen
(oberste Schicht 12 m mit $V_s = 600$ m/s)

11.8 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe

In den Bildern 11.13 bis 11.17 sind 25 Simulationen für die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978 auf der westlichen Schwäbischen Alb dargestellt. Als Untergrundmodell wurde das Modell der Station Jungingen gewählt. Die unterschiedlichen Signalformen sind eine Folge der stochastischen Modellierung des Herdprozesses.

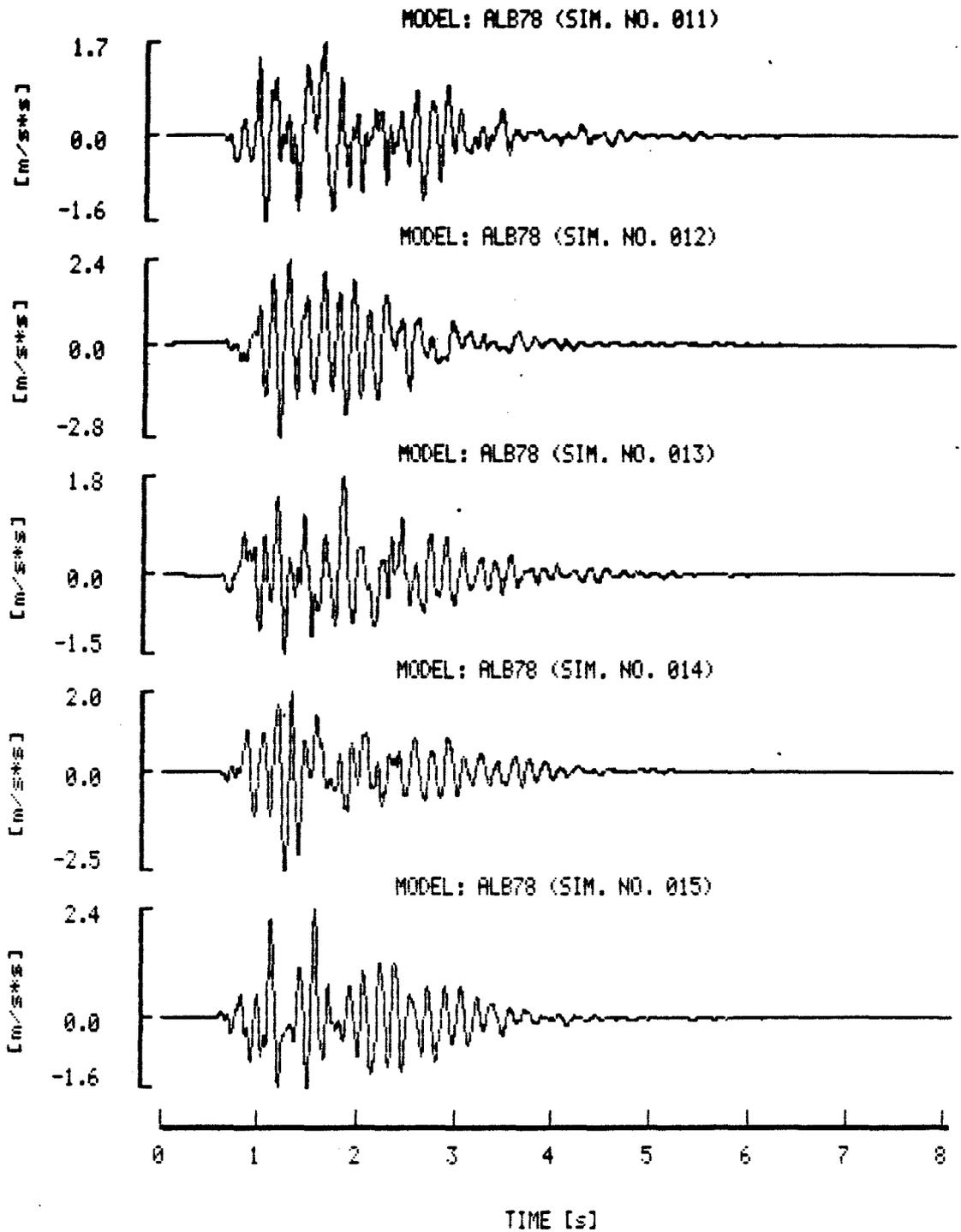


Bild 11.13 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe für das Modell Jungingen und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978

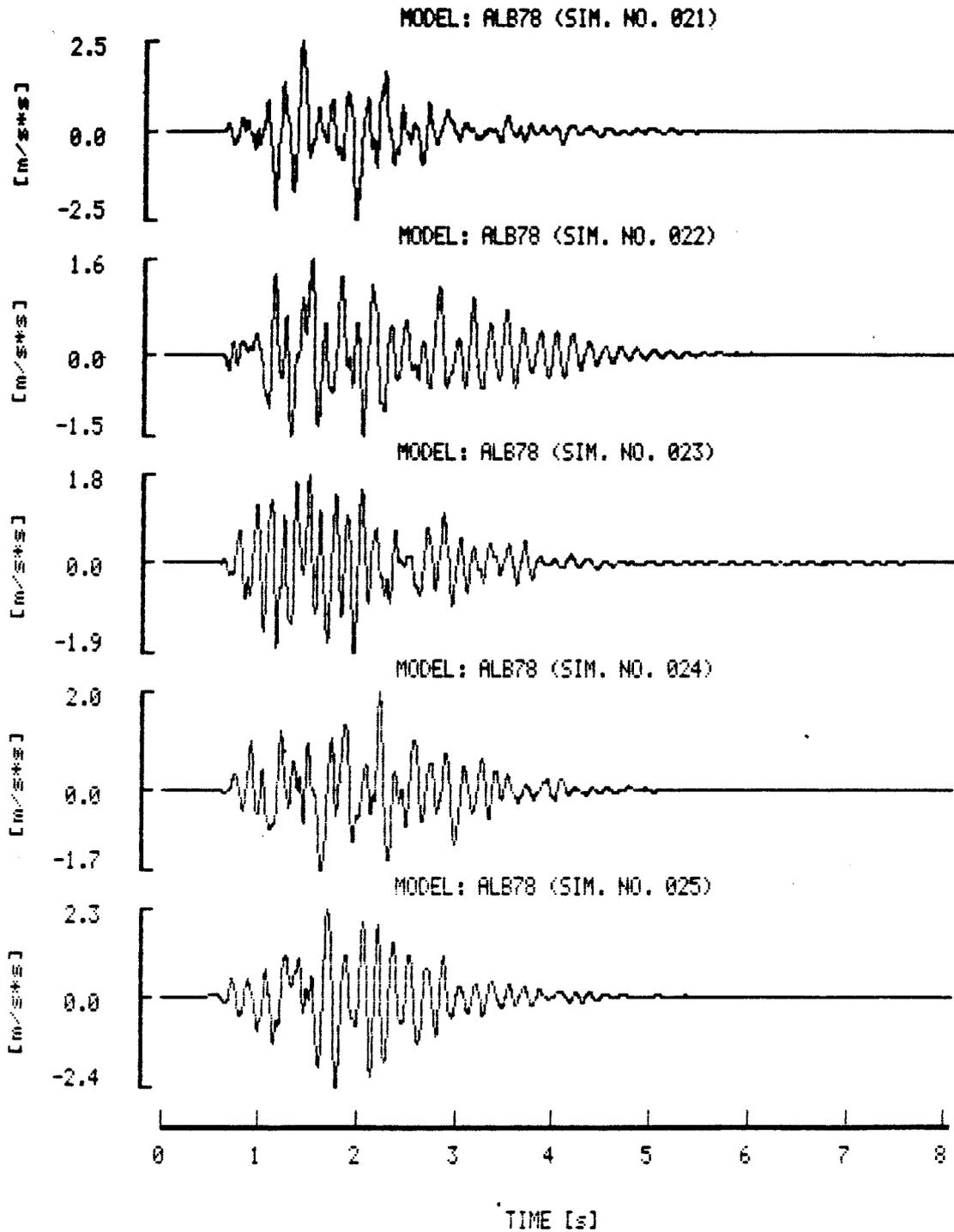


Bild 11.14 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe für das Modell Jungingen und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978

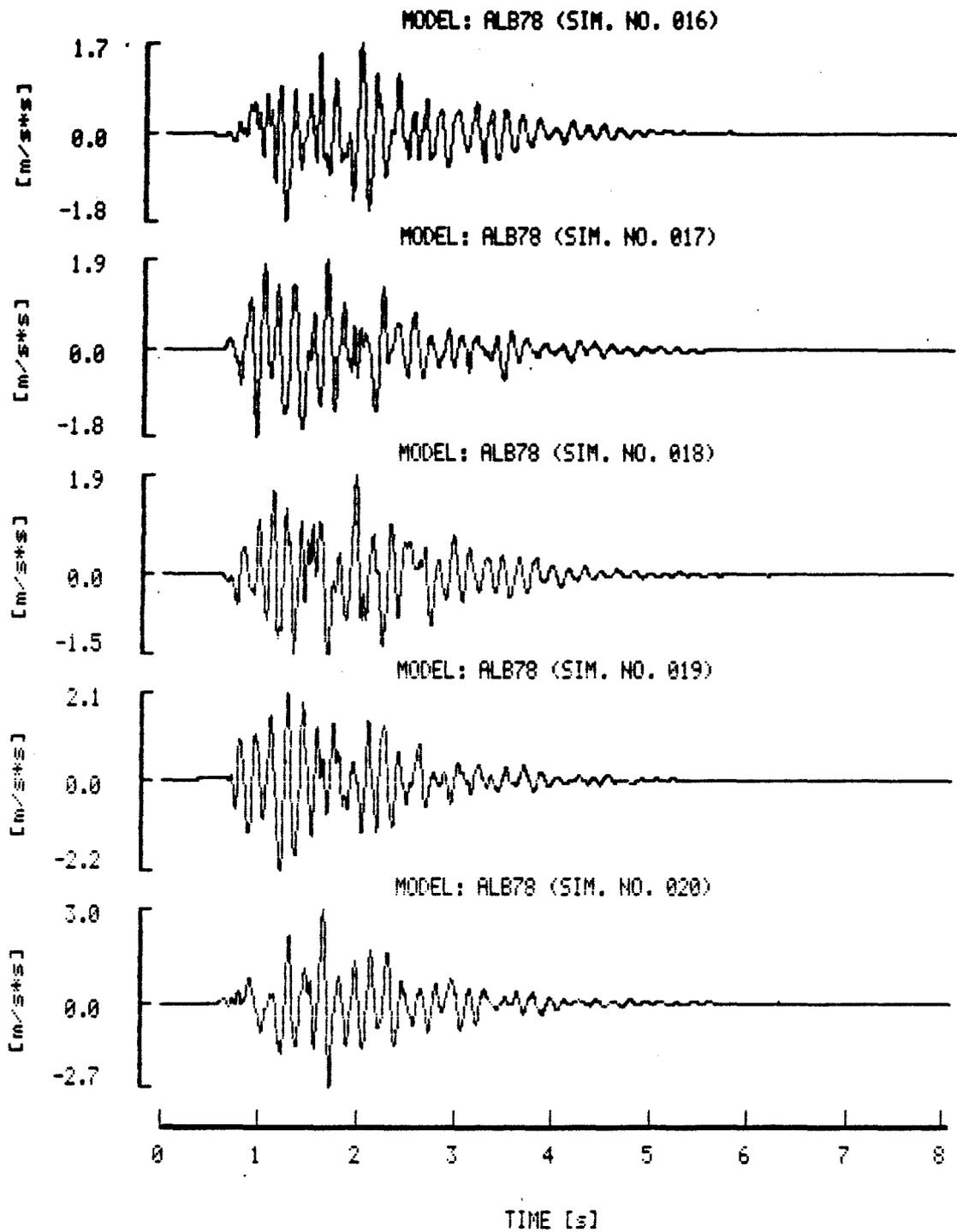


Bild 11.15 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe für das Modell Jungingen und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978

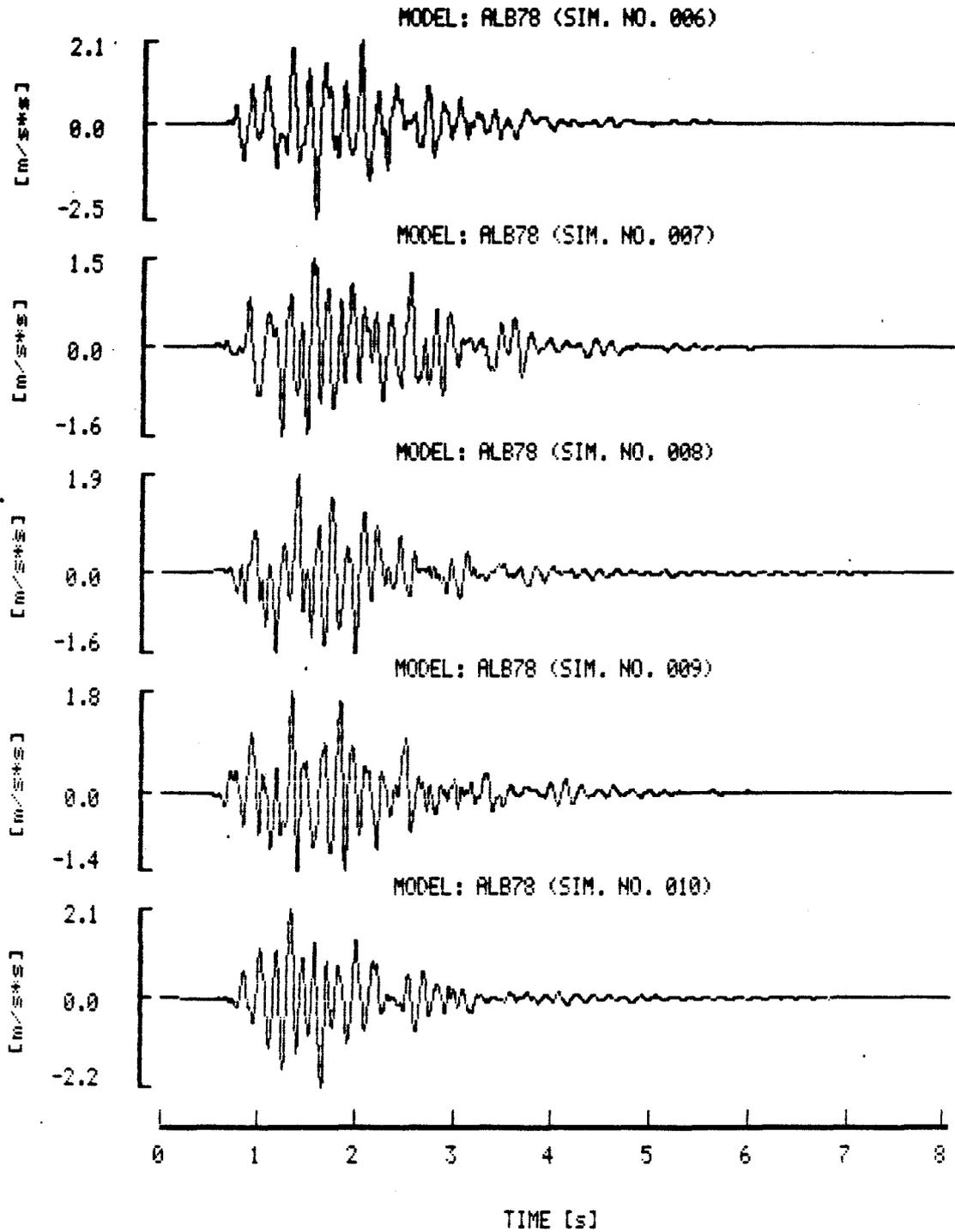


Bild 11.16 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe für das Modell Jungingen und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978

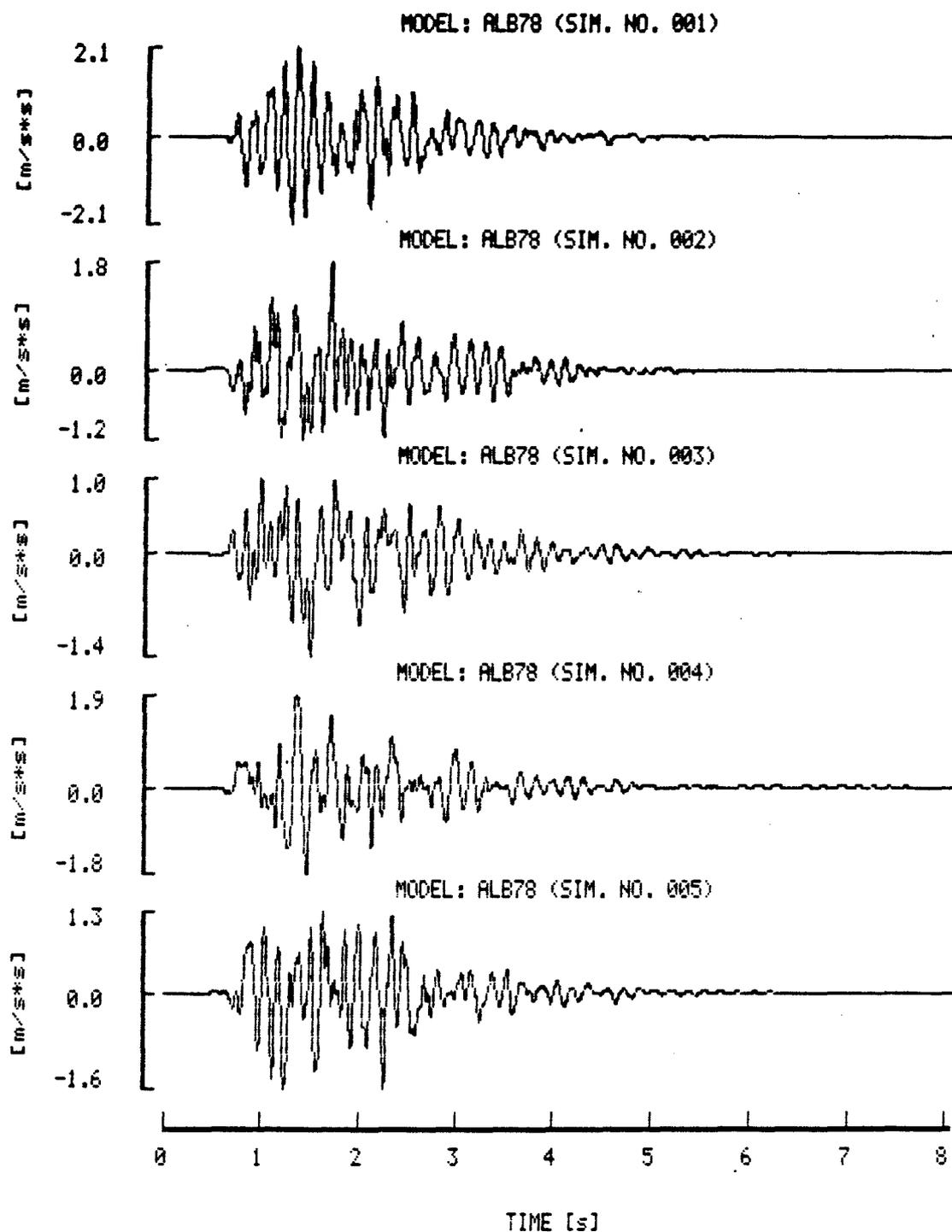


Bild 11.17 Synthetische Freifeld-Zeitverläufe für das Modell Jungingen und die Herdparameter des Bebens vom 3. September 1978

12. ZUSAMMENFASSENDE WERTUNG

12.1 Erdbebengefährdung

Im Rahmen dieses Vorhabens wurde eine umfassende globale und lokale Seismizitätsanalyse für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland durchgeführt.

Grundlage für die erste Phase der Untersuchungen war ein erweiterter Katalog mit ca. 1700 historischen Erdbeben über einen Zeitraum von etwa 1000 Jahren in Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Dieser Katalog wurde hinsichtlich der makroseismischen Kenngrößen mit probabilistischen Methoden neu ausgewertet. Hierauf aufbauend konnte - unter Berücksichtigung zusätzlicher geologischer und seismotektonischer Informationen und Modellvorstellungen - ein großräumiges Seismizitätsmodell für das Bundesgebiet entwickelt werden. Es definiert ca. 30 Herdzone, für die jeweils gleiche, durch Wahrscheinlichkeitsverteilungen beschriebene Herdparameter gelten. In umfangreichen Simulationsrechnungen wurden anhand des Seismizitätsmodells seismische Gefährdungsanalysen für über 700 rasterartig verteilte Standorte durchgeführt. Sie waren die Basis für probabilistische Karten der Erdbebengefährdung (Erdbebenzonenkarten) mit vorgegebener Überschreitensrate der Standortintensität.

Die zweite Phase der Untersuchungen galt den lokalen geologischen und seimotektonischen Einflüssen, aus denen Abweichungen der Erdbebengefährdung gegenüber der Erdbebengefährdungskarte resultieren können. Mit statistischen Methoden gelingt es, aus einer genügend großen Zahl von über unterschiedlichem geologischen Untergrund gemachten makroseismischen Beobachtungen diese örtlichen Einflüsse herauszufiltern. Im Nahbereich eines Erdbebens (Entfernung bis etwa 30 km vom Epizentrum), in dem bei mitteleuropäischen Erdbeben die für Bauschäden relevanten Intensitätsgrade auftreten, ergeben sich aus der statistischen Auswertung im Mittel die in Tabelle 12.1 zusammengestellten relativen (auf die Untergrundklasse 2, d.h. "harte Sedimentäre Festgesteine" bezogenen) untergrundspezifischen Intensitätsabweichungen (MSK-Einheiten).

Tabelle 12.1 Intensitätsabweichungen ΔI in Abhängigkeit von den Untergrundklassen G (bezogen auf G=2)

Untergrundklasse	Geologische Beschreibung	Intensitätsabw. ΔI
G = 7	Lockergesteine, extrem "weich"	(+ 1,0)
G = 6	Lockergesteine, 10-50 m mächtig	+ 0,6
G = 5	Lockergesteine, 50-200 m mächtig	+ 0,2
G = 4	Lockergesteine, 200 m mächtig	+ 0,1
G = 3	Festgesteine, "weich"	- 0,1
G = 2	Festgesteine, "hart"	+ 0,0
G = 1	Kristallin	(+ 0,0)

Die ΔI -Werte für die Untergrundklassen G = 7 und G = 1 konnten aus dem verfügbaren Datenmaterial nicht in signifikanter Weise abgeleitet werden. Sie wurden als Schätzwerte in die Tabelle eingetragen.

Die angegebenen ΔI -Werte können als lokale Korrekturwerte in Verbindung mit den Probabilistischen Karten der Erdbebengefährdung für das Gebiet der Bundesrepublik benutzt werden. Die für einen konkreten Standort maßgebliche Erdbebenintensität ergibt sich als Summe der aus der Karten abgelesenen regionalen Intensität $I(\text{regional})$ und dem entsprechend dem örtlichen geologischen Untergrund festzusetzenden Korrekturwert $\Delta I(\text{lokal})$ zu

$$I(\text{Standort}) = I(\text{regional}) + \Delta I(\text{lokal}) .$$

Durchgeführte Modellrechnungen zum quantitativen Nachweis der Bodenverstärkung haben diese durch statistische Auswertung der makroseismischen Beobachtungen gefundenen Korrekturwerte im Prinzip bestätigt.

Lokale Korrekturen sind im allgemeinen nicht erforderlich, wenn mit untergrund- und intensitätsabhängigen Freifeldspektren als Lastannahme gearbeitet wird, wie sie in den Teilen II bis IV dieses Berichtes gegeben werden (vgl. Abschnitt 12.2). Hierbei erscheint jedoch der Sonderfall von Lockergestein-

schichten geringer Mächtigkeit (10 - 50 m), der sich bei Schadenbeben stets als besonders kritisch für Bauwerke erwiesen hat, durch die derzeitigen Ergebnisse noch nicht hinreichend erfaßt. Außerdem müßte noch dem Problem der Intensitätszuordnung an Registrierstandorten aufgrund vorhandener makroseismischer Intensitätswerte Beachtung geschenkt werden.

Für die Festlegung eines lokalen Korrekturwertes zur Berücksichtigung der seismotektonischen Position eines Standortes reichen die Beobachtungsdaten derzeit noch nicht aus.

12.2 Empirisch-statistische Lastbeschreibungen

Die für ein seismisch weniger aktives Gebiet wie die Bundesrepublik repräsentativen Erdbeben unterscheiden sich in ihren charakteristischen makroseismischen Kenngrößen - und damit auch in den Auswirkungen auf Bauwerke - deutlich von Beben in typischen Erdbebengebieten wie Kalifornien oder Japan. Realistische seismische Lastannahmen müssen diesen Gegebenheiten Rechnung tragen; sie können also nicht - wie bisher für besondere Bauwerke (z.B. in Kernkraftwerken) üblich - aus den reichlich vorhandenen Daten der o.g. Erdbebengebiete abgeleitet werden. Es war daher ein Hauptanliegen dieses Vorhabens, die in den letzten Jahren wachsende Datenbasis mit Erdbebenregistrierungen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten, die für die Bundesrepublik repräsentativ sind, als Grundlage verbesserter Lastbeschreibungen zu nutzen.

Als Voraussetzung für die Unterscheidung von repräsentativen und nicht repräsentativen Erdbeben wurden zunächst die makroseismischen Kenngrößen und die für die Bauwerksbeanspruchung eben so wesentlichen Untergrundverhältnisse klassifiziert. Für eine in den meisten Anwendungsfällen ausreichende Grobeinstufung wurden drei Intensitätsklassen und drei Untergrundklassen vorgeschlagen. In Einzelfällen können auch Zwischenstufen gebildet werden. Den Intensitätsklassen wurden bestimmte Bereiche von maßgebenden Magnituden und Herdentfernungen zugeordnet; diese führen dazu, daß für deutsche Standorte hauptsächlich Nahbeben mittlerer Magnituden repräsentativ sind. Bei den Untergrundverhältnissen wurden zur Klassifizierung sowohl "übliche" Bodenkennwerte wie die Dichte als auch baugrunddynamische Kennwerte wie Wellengeschwindigkeiten

herangezogen; diese Klassifizierung erwies sich in Praxis als schwierig, wenn keine ausreichenden Baugrundangaben vorliegen.

Die eigentliche Auswertung der Erdbebenregistrierungen erfolgte auf unterschiedlichen Wegen. Bei dem ersten wurden die als Lastbeschreibung gesuchten ingenieurseismischen Kenndaten der Freifelderregung - Antwortspektren oder Fourieramplitudenspektren und Starkbebendauern - unmittelbar aus statistischen Auswertungen von Freifeldregistrierungen gewonnen. Diese Kenndaten können auch als Kriterien zur Auswahl repräsentativer natürlicher Erdbebenzeitverläufe herangezogen werden. Der wesentliche Vorzug dieser Vorgehensweis besteht darin, daß von Freifeldbeobachtungen direkt auf die Lastannahme für die Freifelderregung geschlossen werden kann und daß die mit Bauwerksbeanspruchungen eng verknüpfte Standortintensität als Leitparameter benutzt wird. Zusätzlich konnten in der jetzigen zweiten Phase des Vorhabens bestehende Datenunsicherheiten größtenteils beseitigt werden. Die Empfindlichkeit der statistischen Aussagen gegenüber der zufälligen Zusammensetzung einer Stichprobe repräsentativer Erdbebenregistrierungen wurde dadurch erheblich reduziert. Vorbehalte bestehen jetzt nur noch bezüglich des empfohlenen Bemessungsspektrums für Untergrundklasse Fels und Intensität $I = 8 - 9$. Bei der Auswahl einzelner natürlicher Bemessungszeitverläufe läßt sich naturgemäß die Kompatibilität mit den aus statistischen Auswertungen von Stichproben ermittelten Bemessungsspektren und Starkbebendauern nicht exakt einhalten. Verbleibende Unsicherheiten können jedoch durch Verwendung mehrerer Zeitverläufe reduziert werden.

Alternative Lastbeschreibungen wurden durch statistische Auswertungen der gleichen Erdbebenregistrierungen bezüglich Fourieramplitudenspektren und Starkbebendauern sowie durch Regressionsanalysen nach Skalierungs- und Modellparametern entwickelt. Die Ermittlung von Fourier-Bemessungsspektren erfolgte analog zu den Freifeld-Antwortspektren; anstelle einer direkten Berücksichtigung von Intensitätsklassen kann eine Skalierung nach der aus den Regressionsanalysen erhaltenen Beschleunigungsenergie erfolgen. Ein Vorteil der Fourierspektren besteht darin, daß sie sowohl in Antwortspektren als auch in Leistungsspektren umgerechnet werden können. Letztere sind wiederum Ausgangspunkt für eine Generierung von künstlichen Beschleunigungszeitverläufen nach der Methode der Zufalls-

schwingungen. Auf diese Weise lassen sich auf der gleichen Datenbasis alle gebräuchlichen Lastbeschreibungsvarianten - Antwortspektren für Berechnungen nach der Antwortspektrenmethode, Leistungsspektren für probabilistische Berechnungen und Zeitverläufe für dynamische Analysen nach der Zeitverlaufsmethode - konsistent herleiten. Für die bevorzugt mit Antwortspektren arbeitende Alltagspraxis erscheint jedoch der erste Weg angemessener.

Eine in der ersten Phase des Vorhabens untersuchte dritte Variante der empirischen Lastbeschreibung mittels statistischer Festgesteinspektren in Verbindung mit analytischen Übertragungsfunktionen für die Sedimentauflage wurde nicht weiterverfolgt, da sie gegenüber den beiden anderen Methoden nur bei sehr genauer Kenntnis der Untergrundverhältnisse Vorteile aufweist.

12.3 Analytische Lastbeschreibungen

In der ersten Phase des Vorhabens wurden analytische Verfahren zur Ermittlung von synthetischen Basisspektren - als Erdbeben-erregung an der Basis einer Sedimentauflage - und Übertragungsfunktionen - zur Berücksichtigung des Einflusses der Sedimente auf die Freifelderregung - erprobt. Die jetzige zweite Phase diene im wesentlichen der Absicherung dieser Verfahren und der ergänzenden Herleitung synthetischer Seismogramme.

Die Basisspektren wurden aus Modellvorstellungen über den seismischen Herdvorgang und die Wellenausbreitung im Kristallin berechnet. Die Beschreibung des Herdvorganges erfolgt durch ein Herdspektrum, das mit Hilfe von Herdparametern - Herdmoment und Abstrahlcharakteristik - definiert ist; diese Herdparameter können aufgrund von Beobachtungen bei realen Beben bestimmt werden. Daneben sind die zumeist recht gut abschätzbaren Eigenschaften des Kristallins längs des Wellenweges zu berücksichtigen.

Die Beobachtung, daß das Herdspektrum der Beschleunigung bis zu einer Eckfrequenz ansteigt, oberhalb einer Maximalfrequenz abfällt und dazwischen annähernd konstant ist, berechtigt dazu, das Herdsignal vereinfachend als bandbegrenzttes weißes

Rauschen zu simulieren. Unter Beachtung der durch die Dauer des Herdvorganges gegebenen zeitlichen Begrenzung läßt sich dann nach der Theorie der Zufallsschwingungen ein synthetischer Zeitverlauf des Herdsignals generieren .

Die Ausbreitung des seismischen Signals im Kristallin und in der Sedimentauflage ist durch eine geometrische Amplitudenabnahme (als Funktion des Laufweges) und eine frequenzabhängige Absorption (in Abhängigkeit der Dämpfungseigenschaften der Bodenschichten) gekennzeichnet; bei dünnen oberflächennahen Lockersedimentschichten kann eine frequenzselektive Amplitudenvergrößerung hinzukommen. Die analytische Erfassung dieser Einflüsse auf die Freifelderregung erfolgt mit Hilfe einer für vertikal propagierende SH-Wellen und horizontal geschichtete Medien gültigen Näherung. Voraussetzung für die Anwendung ist eine detaillierte Kenntnis des Untergrundaufbaus mit den zugehörigen Bodenkennwerten; besondere Schwierigkeiten bereitet dabei die zutreffende Beschreibung der Absorption. Nachteilig erscheint bei dieser analytischen Ermittlung der Freifelderregung, daß im wesentlichen nur das Endergebnis anhand von Beobachtungen überprüfbar ist, während die zahlreichen Zwischenschritte "im Dunkeln" bleiben. Nicht zuletzt wegen des relativ großen rechnerischen Aufwandes dürfte sich die Anwendung daher auf spezielle Regionen beschränken, für die umfangreiche seismologische und geologische Informationen vorliegen, und auf Bauwerke, bei denen ein erhöhter Aufwand vertretbar ist.

12.4 Rückwirkungen auf Regelungen und Empfehlungen

Die Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen sind durchweg so aufbereitet, daß sie unmittelbar als Grundlage zur Festlegung seismischer Lastannahmen für einen bestimmten Standort dienen können. Dies wurde mit den Anwendungsbeispielen in Abschnitt 11 belegt.

Es liegt daher nahe, diese Ergebnisse auch zu einer kritischen Wertung und ggf. Verbesserung von bestehenden Regelungen und Empfehlungen für die Erdbebenauslegung von Bauwerken heranzuziehen. In diesem Zusammenhang sind von besonderem Interesse:

- DIN 4149 Teil 1 (für übliche Bauwerke)
- KTA 2201 Teil 1 (für Kernkraftwerke)
- EUROCODE Nr. 8 (als Entwurf einer gemeinsamen Norm für den Bereich der EG).

Internationale Empfehlungen von CEB und ISO zu seismischen Lastannahmen sind im Eurocode Nr. 8 aufgegangen und brauchen daher nicht gesondert betrachtet zu werden.

Die Vergleiche der in diesem Vorhaben erarbeiteten Vorschläge mit den vorgenannten Regelungen sind zu jedem Teilaspekt in den entsprechenden Abschnitten des Berichtes enthalten. Hier sollen nur einige wesentliche Schlußfolgerungen gezogen werden. Konkrete Verbesserungsvorschläge für die Regelungen werden gesondert im Anhang erläutert.

DIN 4149 Teil 1

Die Erdbebengefährdung an einem Standort wird in DIN 4149 anhand einer Karte der Erdbebenzonen (mit den Zonen A, 0 und 1 bis 4) beurteilt. Diese Karte kann aufgrund von Abschnitt 9 und den darin enthaltenen probabilistischen Erdbebengefährdungskarten überarbeitet werden. Für übliche Bauwerke kommen als Auslegungsgrundlage Standortintensitäten mit der jährlichen Überschreitensrate 10^{-3} in Frage.

Der Einfluß des lokalen Untergrundes auf die Regelwerte der Horizontalbeschleunigung wird durch einen Baugrundfaktor berücksichtigt. Dieser kann nach Abschnitt 10 überprüft und schärfer definiert werden.

Die Beschreibung der Freifelderregung erfolgt durch ein normiertes Antwortspektrum und den Regelwert der Horizontalbeschleunigung. Die Untersuchungen in Teil II und III dieses Berichtes haben eigentlich ergeben, daß eine derartige Lastbeschreibung nicht optimal ist. Aus Gründen der für die Alltagspraxis gebotenen Einfachheit erscheint diese Vorgehensweise jedoch auch weiterhin vertretbar. Das vorgeschriebene normierte Antwortspektrum selbst kann nicht mit den Bemessungsspektren dieser Arbeit verglichen werden, da es empirische Abminderungen zur Berücksichtigung eines duktilen Tragwerksverhaltens - bei Beanspruchung über elastische Grenzen

hinaus - beinhaltet. Die Abstufung der Horizontalbeschleunigungen für die Erdbebenzonen kann gemäß Abschnitt 3 und 5 überprüft und modifiziert werden.

KTA 2201 Teil 1

Die Regelungen für deutsche Kernkraftwerke unterscheiden sich von den Vorschriften für übliche Bauwerke dadurch, daß aufgrund des erhöhten Sekundärrisikos eine größere Zuverlässigkeit der Tragwerke gefordert wird und dafür ggf. auch ein erhöhter Nachweisumfang in Kauf genommen wird.

Die Regel KTA 2201 Teil 1 enthält ebenfalls eine Erdbebenzonenkarte zur Grobabschätzung der Erdbebengefährdung, obgleich nach dem Stand der Technik seismologische Begutachtungen im Einzelfall üblich sind. Im Gegensatz zu DIN 4149 werden nur 3 Erdbebenzonen unterschieden. Auch diese Karte sollte aufgrund der neueren Erkenntnisse überarbeitet werden. Hierbei sind geringere Überschreitensraten der Standortintensität zugrunde zu legen, z.B. 10^{-5} /Jahr.

Als ingenieurseismische Kenndaten wurden nach bisherigem Stand der Technik normierte Standardspektren in Anlehnung an amerikanische Regelungen und Einhängewerte der horizontalen und vertikalen Bodenbeschleunigung benutzt. Letztere wurden der Standortintensität über empirische Beziehungen - ebenfalls auf amerikanischer Datenbasis - zugeordnet. Diese Vorgehensweise sollte in jedem Falle aufgegeben werden. Statt dessen wird im allgemeinen die Verwendung der in diesem Vorhaben entwickelten intensitäts- und untergrundabhängigen Freifeld-Bemessungsspektren empfohlen. Wegen der geringeren statistischen Unsicherheiten sollten 50 %-Fraktile-Spektren anstelle der bisher gebräuchlichen 84 %-Fraktile vorgegeben werden. Im Hinblick auf die erforderliche Zuverlässigkeit muß dann jedoch die Standortintensität mit der o.g. Überschreitensrate (ungünstiger als bisher üblich) definiert werden.

Für dynamische Berechnungen nach der Zeitverlaufsmethode sollten Bemessungs-Starkbebendauern gemäß Abschnitt 4 festgelegt werden. Zeitverläufe können alternativ nach der Methode der Zufallsschwingungen künstlich generiert (vgl. Abschnitt 5 und 7) oder nach den Kriterien in Abschnitt 4 aus repräsentativen Erdbebenregistrierungen ausgewählt werden. Im zweiten Fall

empfiehlt sich die Verwendung von mindestens zwei Zeitverläufen, um zufälligen Lücken im Frequenzgehalt Rechnung zu tragen.

Generell sollte der Regeltext so formuliert werden, daß alle in diesem Bericht untersuchten Verfahren zur Definition seismischer Lastannahmen zulässig sind. Es erscheint allerdings angebracht, auf die für analytische Verfahren notwendigen speziellen seismotektonischen und geologischen Standortinformationen hinzuweisen.

Eurocode Nr. 8

Auch im Eurocode Nr. 8 wird die Erdbebengefährdung anhand von drei Erdbebenzonen beurteilt. Die für den Bereich der Bundesrepublik gültige Karte kann aus den Untersuchungen in Abschnitt 9 abgeleitet werden. Sie müßte der künftigen DIN 4149-Karte entsprechen.

Die als ingenieurseismische Kenndaten benötigten elastischen Freifeld-Antwortspektren können für die Bundesrepublik ebenfalls auf der Basis dieses Berichtes definiert werden. Entsprechende Vorschläge sind im Kapitelanhang A.II.3 enthalten.

Für die Verwendung von Zeitverläufen sollte eine realistische Starkbebendauer festgelegt werden; der zur Zeit empfohlene Wert erscheint für mitteleuropäische Verhältnisse überzogen.

REALISTISCHE SEISMISCHE LASTANNAHMEN FÜR BAUWERKE

ABSCHLUSSBERICHT

ANHANG

ÄNDERUNGSVORSCHLÄGE ZU NORMEN UND EMPFEHLUNGEN

Dietmar Hossler

König und Heunisch
Beratende Ingenieure

1. DIN 4149 Teil 1

Die jetzige Erdbebenzonenkarte sollte durch eine neue Karte ersetzt werden, die aus den probabilistischen Erdbeben-Gefährdungskarten, z.B. für eine jährliche Überschreitensrate der Standortintensität von 10^{-3} , abgeleitet wird.

Anzahl der Erdbebenzonen, Nominalintensitäten der Zonen, Zuordnungskriterien sowie eventuell zu berücksichtigende Besonderheiten, die durch das probabilistisch-mathematische Modell nicht hinreichend erfaßt werden, können erst nach weiteren Überlegungen und Diskussionen im Arbeitsausschuß festgelegt werden. Geht man vorläufig von den Nominalintensitäten der derzeitigen DIN 4149 und dem dort angenommenen Überhöhungsfaktor 1,8 aus, können nach Abschnitt 3 Regelwerte der Horizontalbeschleunigung a_0 etwa wie folgt bestimmt werden:

- Man legt der Betrachtung maximale Spektralwerte $\max S_a$ für die Untergrundklasse M zugrunde und erhält aus den Bildern 3.13, 3.14 und 3.15 diese Werte als Plateauwerte

für $I = 6.5$	$\max S_a = 1,6 \text{ m/s}^2$
für $I = 7.5$	$\max S_a = 3,5 \text{ m/s}^2$
für $I = 8.5$	$\max S_a = 7,0 \text{ m/s}^2$

und durch Interpolation

für $I = 7.0$	$\max S_a = 2,5 \text{ m/s}^2$
für $I = 8.0$	$\max S_a = 5,3 \text{ m/s}^2$

- Durch Division von $\max S_a$ durch den Überhöhungsfaktor 1,8 und einen Baugrundfaktor - der für Untergrundklasse M zu 1,2 angesetzt wird - ergeben sich für a_0 nach Rundung folgende Werte:

für $I = 6.5$ (Zone 1)	$a_0 = 0,8 \text{ m/s}^2$
für $I = 7.0$ (Zone 2)	$a_0 = 1,2 \text{ m/s}^2$
für $I = 7.5$ (Zone 3)	$a_0 = 1,6 \text{ m/s}^2$
für $I = 8.0$ (Zone 4)	$a_0 = 2,5 \text{ m/s}^2$

Für je zwei Nominalintensitäten, die sich um $\Delta I = 1$ unterscheiden, beträgt das Verhältnis der zugeordneten $\max S_a$ - bzw. a_0 -Werte 2,0. Einer durch den Untergrund bedingten Intensitätskorrektur entspricht demnach - bei logarithmischem Zusammenhang zwischen I und a_0 - näherungsweise ein Baugrundfaktor

$$\kappa = 2,0 \Delta I.$$

Falls der Untergrundeinfluß wie bisher nur über einen Baugrundfaktor κ berücksichtigt werden soll, ergibt sich hierfür auf der Grundlage von Abschnitt 10.5 etwa folgende Zuordnung:

- Festgestein	$\kappa =$	1,0
- Lockergesteine (tertiäre und quartäre Kiese, Sande, Schluffe, Tone, Braunkohlen u.a.) mit einer Gesamtmächtigkeit von mehr als 200 m	$\kappa =$	1,1
- Lockergesteine (wie vor) mit einer Gesamtmächtigkeit von 50 - 200 m	$\kappa =$	1,2
- Lockergesteine (wie vor) mit einer Gesamtmächtigkeit von 10 - 50 m	$\kappa =$	1,5
- extrem weiche Lockergesteine (wassergefüllte Torfschichten, Mudde, auch künstliche Aufschüttungen)	$\kappa =$	2,0

Nicht zuletzt in Angleichung an EUROCODE 8 erscheint jedoch ein Vorgehen wie in Abschnitt 3 dieses Anhangs - unter Verwendung untergrundabhängiger normierter elastischer Antwortspektren - günstiger.

Anstelle einer pauschalen Erfassung duktilen Tragwerksverhaltens - das oft in Praxis nicht gewährleistet ist - empfiehlt sich die Verwendung elastischer Freifeldspektren in Verbindung mit Abminderungsfaktoren in Abhängigkeit der gegebenen Konstruktion. Hierfür erforderliche zusätzliche Untersuchungen werden zur Zeit von der Studiengruppe EUROCODE 8 durchgeführt.

2. KTA 2201 TEIL 1

Die Karte der Erdbebenzonen sollte analog Abschnitt 1.1 ersetzt werden. Als Regelfall ist jedoch von einer geringeren jährlichen Überschreitensrate, z.B. 10^{-5} , auszugehen, die dann für das Sicherheitserdbeben gilt. Das kleinere Auslegungserdbeben könnte anhand der gleichen Karte definiert werden, die für DIN 4149 empfohlen wurde. Neben dieser regionalen Abschätzung der Erdbebengefährdung sollten lokale seismotektonische und geologische Besonderheiten nach den in Abschnitt 10 definierten Kriterien berücksichtigt werden. Hierzu wird in der Regel ein seismologisches Gutachten erforderlich sein.

Die Lastbeschreibung mit Hilfe von Standard-Freifeldspektren und Maximalbeschleunigungen als Einhängewerten sollte für diesen Anwendungsbereich aufgegeben werden. Statt dessen könnten die intensitäts- und untergrundabhängigen Freifeld-Bemessungsspektren gemäß Abschnitt 3 oder 5 dieses Berichtes in einem Beiblatt der Regel aufgenommen werden; eine Skalierung wäre dann allenfalls für Zwischenstufen der Standortintensität erforderlich. Der Regeltext muß auch die Verwendung von Fourier- oder Leistungsspektren gemäß Abschnitt 5 und 6 oder von synthetischen Spektren gemäß Abschnitt 7 und 8 freistellen. Alle Spektren gelten jeweils für eine horizontale Komponente; die vertikale Komponente kann daraus näherungsweise durch Amplitudenreduktion auf 2/3 ermittelt werden.

Die Starkbebendauer sollte gemäß Abschnitt 4 festgelegt werden. Bei der Verwendung von Zeitverläufen als Lastannahme muß sichergestellt werden, daß der Frequenzgehalt des Bemessungsspektrums zuverlässig abgedeckt wird.

3. EUROCODE NR. 8

Für die Anwendung des Eurocodes 8 auf Standorte in der Bundesrepublik sind anstelle der Empfehlungen im Kommentar von den zuständigen nationalen Gremien folgende Festlegungen zu treffen:

- eine deutsche Erdbebenzonenkarte
- Regelwerte der Bodenbeschleunigung
- normierte elastische Antwortspektren.

Hierbei kann grundsätzlich nach den zuvor für DIN 4149 gegebenen Empfehlungen verfahren werden.

Bezüglich der im Entwurf zu EUROCODE 8, Teil I und II, vorgesehenen 3 Erdbebenzonen wird in der Stellungnahme des koordinierten NABau-Spiegelausschusses "Erdbeben" die Einführung eines Texteingeschubes gefordert mit dem Wortlaut: "Weitere Differenzierungen nach nationalen Gegebenheiten sind möglich." In diesem Sinne sollen Anzahl und Nominalintensitäten der Erdbebenzonen entsprechend den deutschen Gegebenheiten gewählt werden. Die Spektralwerte sollen - im Einklang mit der Spiegelausschuß-Stellungnahme - der 50 % - Fraktile entsprechen und nicht, wie im Entwurf EUROCODE 8, der 86 % - Fraktile.

Für die in Tabelle 2 von Entwurf EUROCODE 8, Teil I, einzutragenden Eckperioden T_1 , T_2 , den Überhöhungsfaktor R_0 und den Exponenten k ergeben sich nach Bild 3.10 bis Bild 3.18 dieses Berichts die in Tabelle A1 angegebenen, untergrund- und intensitätsabhängigen Werte. Dabei wurde R_0 als Verhältnis zwischen dem Plateauwert $\max S_a$ und S_a (100 Hz) ermittelt; ist α der Winkel des aufsteigenden Astes der Geradenzüge in Bild 3.10 bis 3.18 mit der Horizontalen, gilt $k = \tan \alpha$. Die im Entwurf EUROCODE 8 vorgesehene absolute Bodenverschiebung D_0 soll laut Spiegelausschuß-Stellungnahme entfallen, da nicht regelfähig. Für diese Bodenverschiebung wurden daher im vorliegenden Bericht keine Werte ermittelt.

Tabelle A1: Untergrund- und intensitätsabhängige Freifeldspek-
tren

Intensität	Untergrundklasse	$T_1(s)$	$T_2(s)$	R_0	k
6-7	A	0,15	0,40	1,83	1,48
	M	0,13	0,29	2,13	1,60
	R	0,07	0,17	1,86	1,15
7-8	A	0,20	0,67	2,00	1,48
	M	0,14	0,33	2,33	1,60
	R	0,07	0,18	1,87	1,15
8-9	A	0,20	0,71	2,22	1,42
	M	0,15	0,50	2,33	1,60
	R	0,07	0,20	2,00	1,15

Die im Vergleich zu üblichen Normwerten hohen k-Werte sind für den Magnitudenbereich der untersuchten Beben charakteristisch.

Für die im Entwurf EUROCODE 8 vorgesehenen untergrundabhängigen und intensitätsunabhängigen normierten elastischen Antwortspektren könnten, mit Bezug auf Tabelle A1, ungefähr die gerundeten Werte aus Tabelle A2 angegeben werden.

Tabelle A2: Normierte elastische Antwortspektren

Untergrundklasse	$T_1(s)$	$T_2(s)$	R_0	k
A	0,2	0,7	2,0	1,5
M	0,1	0,4	2,2	1,5
R	0,1	0,2	2,2	1,0

Geht man für die Bestimmung der Regelwerte der Horizontalbeschleunigung a_0 von der Untergrundklasse M aus und führt gemäß EUROCODE 8 keinen Baugrundfaktor ein, dann ergeben sich mit $R_0 = 2,2$ (gerundet) die gleichen a_0 - Werte wie für DIN 4149. Mit einem Baugrundfaktor $K = 1,2$ erhielte man:

für I = 6,5 (Zone 1)	$a_0 = 0,65 \text{ m/s}^2$
für I = 7,0 (Zone 2)	$a_0 = 1,00 \text{ m/s}^2$
für I = 7,5 (Zone 3)	$a_0 = 1,50 \text{ m/s}^2$
für I = 8,0 (Zone 4)	$a_0 = 2,25 \text{ m/s}^2$.

Eine durch den Untergrund bedingte Intensitätskorrektur könnte auf der Grundlage von Abschnitt 10.5 vorgegeben werden. Diese Modifikation erscheint immer dann sinnvoll, wenn als Ausgangswert für die Standortintensität nur eine - üblicherweise von seismologischen Gutachtern angegebene - makroseismische Intensität vorliegt. Die entsprechende Feinanpassung des Regelwertes der Horizontalbeschleunigung a_0 kann genügend genau mit dem empirischen Faktor

$$F = 10^{0,3 \Delta I}$$

erfolgen, der auch in Abschnitt 3 zur Korrektur der Abweichungen zwischen angezielter Nennintensität einer Intensitätsklasse und der mittleren Intensität der zugehörigen Stichprobe verwendet wurde.

Hinsichtlich der Verwendung von Zeitverläufen werden Vorgaben gemäß Abschnitt 2.2 dieses Anhangs empfohlen.