

Seismische Bodenbewegung in Bukarest (Rumänien) - Untersuchung lateraler Variationen und Modellierung mit empirischen Greenschen Funktionen

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der Fakultät für Physik der
Universität Karlsruhe (TH)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Geophys. Wolfgang Wirth
aus Sonthofen

Tag der mündlichen Prüfung: 12.11.2004
Referent: Prof. Dr. F. Wenzel
Korreferent: Prof. Dr. K. Fuchs

Erklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt zu haben.

Karlsruhe, den 10.08.2004

Wolfgang Wirth

Danksagung

Prof. Dr. Friedemann Wenzel danke ich für die Übernahme des Referats und für eine Themenstellung, die nicht nur an sich äußerst interessant ist, sondern mir auch ermöglichte eingebunden in ein interdisziplinäres Projekt wie den Sonderforschungsbereich 461 zu arbeiten, was für mich sehr lehrreich war und eine große Motivation darstellte.

Prof. Dr. Karl Fuchs danke ich für die Übernahme des Korreferats, für sein Interesse an meiner Arbeit und die vielen ermutigenden Worte mit denen er mir und dem gesamten Sonderforschungsbereich immer wieder als Ansporn diente.

Dr. Klaus-Peter Bonjer bin ich dafür zu Dank verpflichtet, dass er mich an dem Erfahrungs- und Datenschatz teilhaben ließ, der sich unter seiner Leitung in seinem Teilprojekt angesammelt hat.

Mein Dank für die Bereitstellung von Starkbebenaufzeichnungen der analogen SMA-1 und SMAC-B Rekorder gilt Dr. Mihaela Rizescu, Prof. Dr. Dan Lungu und Dr. Trajan Moldoveanu.

Dass mir die ersten Daten aus der URS-Messkampagne so schnell zur Verfügung standen, ist das Verdienst von Dr. Joachim Ritter und Tobias Diehl.

Prof. Dr. Kojiro Irikura und Dr. Hiroe Miyake stellten das Programm zur EGF-Simulation zur Verfügung, beteiligten sich an einer gemeinsamen Vergleichsrechnung und beantworteten alle meine Fragen mit äußerst freundlicher Hilfsbereitschaft. Dafür gebührt ihnen mein besonderer Dank. Bedanken möchte ich mich auch bei Dr. Olaf Novak und Christoph Kluge für die Einführung in die von ihnen modifizierte Version dieses Programms.

Für die Hilfestellung bei der Behandlung geologischer Themen danke ich Dr. Blanka Sperner und Dr. Alexander Kienzle. Beide steuerten auch Abbildungen zu dieser Arbeit bei.

Bei Dr. Vladimir Sokolov möchte ich mich für eine erfreulich produktive Zusammenarbeit bedanken.

Dr. Mircea Radulian stand mir bei der Bewertung meiner Ergebnisse häufig als ortskundiger Diskussionspartner zur Verfügung.

Dass ich während meiner Arbeit nie unter allzu großen Computerproblemen zu leiden hatte ist der hervorragenden Arbeit von Petra Knopf und Thomas Nadolny zu verdanken.

Stellvertretend für alle Kollegen am Nationalen Institut für Erdforschung (NIEP) möchte ich mich bei Dr. Gheorghe Marmureanu und Dr. Stefan Balan

für die Gastfreundlichkeit bedanken, mit der ich bei meinen Besuchen in Bukarest empfangen wurde.

Allen ungenannten Kollegen und Freunden am Geophysikalischen Institut in Karlsruhe danke ich für die hervorragende Arbeitsatmosphäre und die schöne Zeit, die ich hier verbringen durfte.

Zu guter Letzt möchte ich nicht vergessen mich bei meinen Eltern zu bedanken, die mich während meines Studiums und meiner Zeit in Karlsruhe auf vielfältige Weise unterstützten.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	3
2	Seismische Gefährdung, Tektonik und Geologie Südost-Rumäni- ens	9
3	Datenbasis	19
3.1	Schaffung eines formal einheitlichen Datensatzes	19
3.2	Datenbasis für die Untersuchung von Bodenbewegungsvaria- tionen in Bukarest	24
3.3	Datenbasis für die Modellierung der Beben vom 4. März 1977 und 30. August 1986	33
4	Laterale Variationen seismischer Bodenbewegung in Buka- rest	40
4.1	Theoretische Grundlagen	40
4.1.1	Standorteffekte	41
4.1.2	Beschreibung standorteffektbedingter lateraler Varia- tionen seismischer Bodenbewegung in Bukarest	43
4.1.3	Südkalifornische ShakeMaps	47
4.2	Beobachtete Variationen	48
4.2.1	PGA Variationen	48
4.2.2	Variationen der Intensität	51
4.2.3	Spektrale Variationen	54
4.3	Diskussion	61
4.4	Konzept zur Generierung urbaner Quasi-Echtzeit-Erschütte- rungskarten für Bukarest	64
5	EGF-Simulation von Vrancea-Beben	77
5.1	Theoretische Grundlagen	78

5.1.1	Das Repräsentationstheorem von Burridge and Knopoff (1964) als Grundlage für die Simulation seismischer Bodenbewegungen	78
5.1.2	Das EGF-Simulationsverfahren von Irikura	81
5.1.3	Gegenüberstellung der Verfahren von Irikura und Hutchings	86
5.1.4	Der Spannungsabfall bei Erdbeben	88
5.2	EGF-Modellierung der Starkbeben vom 30. August 1986 und 4. März 1977	91
5.2.1	Startmodell	92
5.2.2	Synthetische Tests zur Untersuchung des Einflusses einzelner Modellparameter	97
5.2.3	Anpassung der angenommenen EGF-Herdflächen . . .	109
5.2.4	Einfluss einer Variation von angenommener Bruchgeschwindigkeit, Hypozentrumslage und EGF-Anstiegszeit nach Anpassung der angenommenen EGF-Herdfläche	123
5.2.5	Bewertung der Modellierungsergebnisse in Form von Bodenverschiebungsspektren	131
5.2.6	Ergebnisse: Herdparameter von EGF- und Targetbeben	138
5.3	Diskussion	140
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	146
	Literaturverzeichnis	151
A	Mittlere normierte PGA-Werte	164
B	Mittlere spektrale Verhältnisse	165

Kapitel 1

Einführung

Die ständig wachsende Vulnerabilität der menschlichen Gesellschaft gegenüber Erdbeben (und Naturkatastrophen im allgemeinen) erhöht die Dringlichkeit effektiver Konzepte zur Risikominderung. Ursache für die wachsende Vulnerabilität ist die zunehmende räumliche Konzentration von Menschen, Bauwerken und wirtschaftlichen Strukturen in Ballungszentren. Statistiken hierzu liefert beispielsweise die Earthquake and Megacities Initiative (EMI), eine gemeinnützige wissenschaftliche Nichtregierungsorganisation, die als Reaktion auf die genannte Entwicklung gegründet wurde, auf ihren Internet-Seiten vom 6.5.2002 (Earthquake and Megacities Initiative, 2002). So fand laut EMI 80 % des Bevölkerungswachstums in den 1990ern in Städten statt. Weiterhin wird auf eine Aussage der Vereinten Nationen verwiesen, nach der im Jahr 2000 die Hälfte aller Menschen in städtischen Gebieten lebte, die räumlich gesehen zusammen nur 3 % der Erde ausmachen.

Urbane Ballungszentren stellen extrem vulnerable Gebiete dar. An traurigen Belegen dafür mangelt es nicht. Zwei davon nennt Bendimerad in seinem Internet-Beitrag „Megacities, Megarisk“ vom 3.4.2002 (Bendimerad, 2002): Das Erdbeben von Kobe (Japan) im Jahr 1995 mit 6.000 Toten und einem wirtschaftlichen Schaden von 120 Milliarden US\$ und das Erdbeben von Izmit (Türkei) im Jahr 1999 mit 20.000 Toten und einem wirtschaftlichen Schaden von 20 Milliarden US\$.

Den genannten Entwicklungen durch effektive Risikominderung entgegenwirken zu können, erfordert ein Zusammenspiel verschiedener Disziplinen. Genannt seien hier neben der Seismologie nur Bauingenieurwesen, geotechnisches Ingenieurwesen, Geologie, nichtseismologische Bereiche der Geophysik, aber auch Politik, Soziologie und Rechtswesen. Die Beiträge, die die Seismologie zur Risikominderung leisten kann, fallen in die Bereiche Erdbebenvorhersage, Echtzeit-Seismologie und Gefährdungsanalyse. Erdbebenvorhersage ist ein kontrovers diskutiertes Thema, das in absehbarer Zeit keine praxis-

reifen Verfahren hervorbringen dürfte, wenngleich durchaus Hoffnungen auf zukünftige Erfolge bestehen (z. B. Wyss, 2001). Umso mehr Bedeutung kommen Echtzeit-Seismologie und Gefährdungsanalyse zu.

Einen Einblick in das Gebiet der Echtzeit-Seismologie vermitteln Kanamori et al. (1997). Neben der Entwicklung von Frühwarnsystemen gehört es zu deren Zielen möglichst sofort nach einem Erdbeben Informationen über die Bodenbewegung verfügbar zu machen und somit eine wichtige Grundlage für die Koordination von Such- und Rettungsaktionen zu liefern.

Inhalte und Ziele der seismischen Gefährdungsanalyse ergeben sich unmittelbar aus der Definition des Begriffs der seismischen Gefährdung. Sie beschreibt die Möglichkeit des Auftretens natürlicher erdbebenbedingter Phänomene, die widrige Auswirkungen auf eine menschliche Gesellschaft haben könnten, und ist vom seismischen Risiko zu unterscheiden, das die Wahrscheinlichkeit angibt, dass eine bestimmte Gesellschaft tatsächlich in einem bestimmten Ausmaß von derartigen Auswirkungen betroffen sein wird (siehe Reiter, 1991, S.3). Phänomene, die die seismische Gefährdung definieren, sind in erster Linie die Bodenerschütterung und aus ihr resultierende Effekte wie Bodenverflüssigung oder Hangrutschungen. Hauptaufgabe der Gefährdungsanalyse ist somit die Vorhersage zu erwartender seismischer Bodenbewegungen.

Rumäniens Hauptstadt Bukarest ist ein städtisches Ballungszentrum in einem erdbebengefährdeten Gebiet. Sie liegt nur etwa 130 km vom Süd-Ost-Ende des Karpatenbogens mit der seismisch aktiven Vrancea-Region entfernt und ist dadurch einer seismischen Gefährdung ausgesetzt. Ihre gesellschaftliche und wirtschaftliche Rolle wird durch die folgenden Informationen aus der Microsoft [®] Encarta [®] Online Enzyklopädie 2002 (Microsoft Corporation, 2002) belegt. Im Jahr 1930 betrug die Einwohnerzahl Bukarests danach etwa 631.000. Sie verdoppelte sich während der 50er Jahre infolge der damaligen Industrialisierungs- und Verstädterungspolitik. Die heutige Einwohnerzahl beträgt ungefähr 2.10 Millionen. Sie steigt weiter stetig an. Bukarest ist Finanz- und Handelszentrum und beheimatet rund ein Fünftel der industriellen Produktion des Landes.

Seismische Gefährdung und seismisches Risiko Bukarests wurden zu einem der Hauptthemen des Sonderforschungsbereiches „SFB 461 - Starkbeben - Von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen“, der, finanziert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, im Jahr 1996 an der Universität Karlsruhe ins Leben gerufen wurde (Wenzel, 1997a,b). Von Beginn an stellte der Südosten Rumäniens einen regionalen Fokus dieses Sonderforschungsbereiches dar. In Zusammenarbeit mit unterschiedlichen rumänischen Partnerinstitutionen sollen Strategien für Risikominderung und Katastrophenmanagement entwickelt und verwirklicht werden. Die vorliegende

Arbeit ist Teil dieser Bemühungen. Sie liefert hierzu zwei unterschiedliche Beiträge entsprechend derer sie sich in zwei Hauptteile gliedert.

Der erste Hauptteil beinhaltet die Beschreibung lateraler Variationen seismischer Bodenbewegungen in Bukarest im Falle eines Vrancea-Bebens. Sie wird bei zukünftigen Beben eine Grundlage für die Abschätzung der Bodenbewegung an nicht instrumentierten Standorten darstellen, so dass diese zusätzlich zu verfügbaren Beobachtungen als virtuelle Stützpunkte bei der Interpolation von Bodenbewegungsparametern verwendet werden können. Die Interpolation von Bodenbewegungsparametern soll in Zukunft hauptsächlich im Rahmen der Generierung von Erschütterungskarten nach dem Vorbild der südkalifornischen so genannten ShakeMaps (Wald et al., 1999) in Quasi-Echtzeit (innerhalb weniger Minuten nach einem Beben) erfolgen. Die Erstellung solcher Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten ist eine der Hauptzielsetzungen der Echtzeit-Seismologie.

Aus Gründen der Herd-Standort-Geometrie, die in Kap. 2 näher erläutert werden, wird davon ausgegangen, dass die beobachteten Variationen der Bodenbewegung innerhalb Bukarests in erster Linie durch Einflüsse der oberflächennahen (höchstens wenige hundert Meter) Untergrundstruktur verursacht werden. Solche Einflüsse zählen zu den so genannten Standorteffekten (siehe Kap. 4.1). Untersuchungen der Standorteffekte in Bukarest und im Süd-Ost-Teil Rumäniens wurden z. B. von Oncescu et al. (1999a), Lungu et al. (1999a), Bonjer et al. (1999), Lungu et al. (2001), Aldea et al. (2001) und Bonjer et al. (2002) veröffentlicht. Größtenteils werden in den genannten Arbeiten Verfahren zur Standorteffektbestimmung verwendet, die keiner Referenzstation mit standorteffektfreien Bodenbewegungen (auf Festgestein) oder bekanntem Standorteffekt bedürfen (z. B. Nakamura, 1989; Lermo et al., 1995, siehe Kap. 4.1). Wie Field and Jacob (1995) zeigten eignen sich diese zwar zur Bestimmung der Frequenzabhängigkeit der standortspezifischen Bodenverstärkung, geben deren Amplitude in der Regel jedoch nicht korrekt wieder. Allein Oncescu et al. (1999a) benutzen ein Verfahren, das eine korrekte Wiedergabe der Amplituden der Bodenverstärkung erlaubt, nämlich eine generalisierte Inversion (siehe Kap. 4.1) mit einer Referenzstation mit bekanntem Standorteffekt. Das geotechnische Untergrundmodell, das Oncescu et al. (1999a) verwenden, um den Standorteffekt an der Referenzstation INCERC zu berechnen wird inzwischen jedoch durch die Ergebnisse neuerer seismischer Messungen in Frage gestellt (Orlowsky et al., 2004). Eine abschließende Klärung der Frage nach den geotechnischen Untergrundeigenschaften am INCERC ist derzeit nicht möglich. Auch existiert kein anderer Standort in Bukarest, der sich durch standorteffektfreie Bodenbewegungen oder bekannten Standorteffekt als Referenzstandort eignen würde. Indem die vorliegende Arbeit die standorteffektbedingten Variationen der Bodenbewegung

in Bezug auf eine selbst standorteffektbehaftete Referenzstation beschreibt, stellt sie eine sehr einfache Darstellungsmöglichkeit vor, die die Amplitude der Bodenverstärkung relativ zur Bodenverstärkung am Referenzstandort korrekt beschreibt, ohne dass der Standorteffekt an irgendeinem Ort explizit bekannt sein muss. Die Methode von Wald et al. (1999) muss dann für die zukünftige Generierung von Erschütterungskarten von Bukarest entsprechend dieser Darstellungsweise modifiziert werden. Weitere konzeptionelle Neuerungen in diesem Zusammenhang, die in der vorliegenden Arbeit diskutiert werden, haben das Ziel die Generierung von Erschütterungskarten nach einem Beben als sukzessiven Prozess zu gestalten, bei dem jeder Schritt dem Informationsstand zum jeweiligen Zeitpunkt entspricht. Auf diese Weise können näherungsweise Karten selbst dann in Quasi-Echtzeit erzeugt werden, wenn schnelle Datenübertragungsmöglichkeiten, die eine notwendige Voraussetzung für die Quasi-Echtzeit-Verwirklichung der folgenden Generierungsschritte darstellen, nicht verfügbar sind.

Alternativ zu der vorgeschlagenen Darstellungsweise kann die standortspezifische Bodenverstärkung auch relativ zu einem synthetisch berechneten so genannten Very-Hard-Rock-Spektrum (= hypothetisches Bodenbeschleunigungsspektrum auf idealem Festgestein) berechnet werden (Sokolov et al., 2000). Diese Methode wird derzeit von Sokolov (pers. Kom.) ebenfalls im Rahmen des Sonderforschungsbereiches angewandt und ist nicht Inhalt der vorliegenden Arbeit.

Als Grundlage für die Schaffung weiterer virtueller Stützpunkte bei der Interpolation von Bodenbewegungsparametern durch numerische Modellierung von Standorteffekten erstellte Kienzle (2002) ein geologisches Modell der quartären Schichten unter Bukarests Innenstadt. Die Zusammenhänge zwischen oberflächennaher Geologie, geotechnischen Parametern wie Scherwellengeschwindigkeit und Dichte in den oberflächennahen Schichten und der Bodenbewegung in Bukarest sind jedoch derzeit noch ungeklärt.

Den zweiten Hauptteil der Arbeit stellt die Modellierung der Vrancea-Beben vom 4. März 1977 ($M_w = 7.4$) und 30. August 1986 ($M_w = 7.1$) mit Hilfe des Simulationsverfahrens von Irikura (Irikura and Muramatsu, 1982; Irikura, 1983, 1986, 1999) dar. Die in Klammern angegebenen Momentenmagnituden M_w zur Beschreibung der Bebenstärke nach (Kanamori, 1977) werden dem ROMPLUS-Katalog (Oncescu et al., 1999b) entnommen. Das selbe gilt für alle Magnitudenangaben in dieser Arbeit. Das Irikura-Verfahren bedient sich so genannter empirischer Greenscher Funktionen (EGF). So werden die Aufzeichnungen schwacher Beben (EGF-Beben) bezeichnet, die im Rahmen bestimmter Simulationsverfahren (EGF-Simulationsverfahren) verwendet werden, um den Einfluss des durchlaufenen Mediums auf das seismische Signal zu beschreiben. Die Simulation eines Bebens erfolgt beim Irikura-

Verfahren durch mehrfaches Aufsummieren einer EGF unter Verwendung des Repräsentationstheorems von Burridge and Knopoff (1964) und unter Berücksichtigung bestimmter Skalierungsbeziehungen (siehe Kap. 5.1.2).

In der vorliegenden Arbeit wird das Beben vom 30. August 1986 mit vier geeigneten EGF-Beben an jeweils vier bis sechs Stationen modelliert. Die Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 mit einem geeigneten EGF-Beben an einer Station dient der Verifizierung der so gefundenen Ergebnisse. Im Folgenden wird das jeweils zu modellierende Beben als Targetbeben bezeichnet. Als Resultat der Modellierung ergeben sich anzunehmende Herdflächen und weitere Herdeigenschaften, die in Kap. 5.1 definiert werden, für EGF- und Targetbeben. Die ermittelten anzunehmenden Herdeigenschaften stellen eine Grundlage für zukünftige Bodenbewegungssimulationen zur Gefährdungsanalyse dar. Aus den anzunehmenden Herdflächen können bei zusätzlicher Kenntnis der seismischen Momente (Definition, siehe Kap. 5.1) Mindestabschätzungen der so genannten statischen Spannungsabfälle (engl. static stress drop) der Beben gewonnen werden. Diese beschreiben definitionsgemäß den Unterschied der mittleren Scherspannungen auf der Herdfläche vor und nach einem Beben (siehe Kanamori and Anderson, 1975). Die seismischen Momente stehen nach Hanks and Kanamori (1979) über eine einfache Beziehung mit den Momentenmagnituden im Zusammenhang. Letztere werden für Vrancea-Beben routinemäßig bestimmt und im ROMPLUS-Katalog Oncescu et al. (1999b) archiviert. Vom statischen Spannungsabfall zu unterscheiden ist der so genannte dynamische Spannungsabfall (engl. dynamic stress drop), der die Differenz zwischen der Scherspannung vor dem Beben und der so genannten Reibungsspannung während des Versatzvorgangs beschreibt. Der dynamische Spannungsabfall wurde auf verschiedene Art und Weise mit einfach zu messenden seismologischen Größen in Beziehung gesetzt, um seine Bestimmung zu erleichtern (siehe Boatwright, 1984, oder Kap. 5.1). Statischer und dynamischer Spannungsabfall werden als Maß für die Stärke der ingenieurtechnisch bedeutsamen hochfrequenten Bodenbewegungsanteile verwendet und stellen somit generell wichtige Parameter bei der Vorhersage von Bodenbewegungen dar (siehe Hanks and McGuire, 1981).

Bisherige Untersuchungen der Spannungsabfälle von Vrancea-Beben führten zum Teil zu widersprüchlichen Ergebnissen. Für das Beben vom 4. März 1977 z. B. geben Apopei and Bonjer (1983) 100 - 500 MPa, Räkers and Müller (1982) dagegen nur 5 MPa an. Für das Beben vom 30. August 1986 ermittelt Oncescu (1989) mit unterschiedlichen Methoden dynamische Spannungsabfälle von 84, 121 bzw. 136 MPa, während Trifu and Oncescu (1987) für das selbe Beben nur einen statischen Spannungsabfall von 5 MPa erhalten. Die Angaben zu anderen Beben mit kleineren Magnituden (Oncescu, 1986; Radulian and Popa, 1996; Popa and Radulian, 2000; Gusev et al., 2002)

variieren zwischen 0.1 und 66 MPa. Durch die vorliegende Arbeit werden die Untersuchungen, die für die mitteltiefen Beben der Vrancea-Region relativ hohe Spannungsabfälle angeben, bestätigt. In Anlehnung an Kanamori and Anderson (1975) wird allgemein davon ausgegangen, dass global gesehen die statischen Spannungsabfälle der meisten Beben zwischen 0.1 - 10 MPa liegen. Die in dieser Arbeit für die Vrancea-Beben ermittelten Spannungsabfälle liegen um etwa einen Faktor 10 über diesen Werten.

Das folgende Kapitel gibt einen Überblick über Seismizität, Tektonik und Geologie des Untersuchungsgebiet. Daraufhin folgt in Kap. 3 eine Beschreibung der verwendeten Datensätze. Kap. 4 untersucht die standorteffektbedingten Variationen seismischer Bodenbewegungen in Bukarest und stellt ein mögliches Konzept zur zukünftigen Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest vor. Kap. 5 beinhaltet die Modellierung der beiden Beben vom 4. März 1977 und vom 30. August 1986 mit dem EGF-Simulationsverfahren von Irikura mit den daraus resultierenden anzunehmenden Herdeigenschaften und den daraus abgeleiteten Abschätzungen der statischen Spannungsabfälle. Den Abschluss der Arbeit bildet eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Kapitel 2

Seismische Gefährdung, Tektonik und Geologie Südost-Rumäniens

Für die Untersuchungen in dieser Arbeit werden Beben aus der subkrustalen Herdzone unter der Vrancea-Region in den rumänischen Südost-Karpaten verwendet. Solche mitteltiefen Vrancea-Beben ereignen sich innerhalb eines eng begrenzten Herdvolumens mit einem Epizentralgebiet von ca. 30×70 km und Tiefen zwischen etwa 80 bis 200 km. Sowohl die beobachteten Herdmechanismen (z. B. Constantinescu and Enescu, 1964; Oncescu and Bonjer, 1997; Radulian et al., 2000) als auch die Ergebnisse der Spannungsinversion von Plenefisch (1996) belegen ein Aufschiebungsregime mit Extension in vertikaler und Kompression in horizontaler Richtung. Bezüglich der Orientierung der Herdflächen sind zwei Typen von Beben zu unterscheiden, nämlich solche mit nordost-südwest streichender Herdfläche und Kompression senkrecht zum Gebirgsbogen und solche mit nordwest-südost streichender Herdfläche und Kompression parallel zum Gebirgsbogen (Radulian et al., 2000). Bei Beben mit Momentenmagnituden > 7 wurde bisher nur der erstgenannte Typ beobachtet, der allgemein häufiger auftritt. Die Epizentren aller in dieser Arbeit verwendeter Beben sind in Abb. 2.1 dargestellt. Die rumänische Hauptstadt Bukarest liegt etwa 130 km südlich der epizentralen Vrancea-Region. Die typischen Hypozentralentfernungen der mitteltiefen Vrancea-Beben, die hauptverantwortlich für die Gefährdung der Stadt sind, liegen somit mindestens im Bereich um 180 km. Im Vergleich zu solchen Entfernungen ist die räumliche Ausdehnung Bukarests mit einem Durchmesser von ca. 20 km relativ klein. Aus dieser Herd-Empfänger-Geometrie folgt, dass die lateralen Variationen der Bodenbewegung in der Stadt hauptsächlich durch die Standorteffekte der oberflächennahen (oberste 100 m), quartären Sedimentschichten verur-

sacht werden. Weiterhin sind die großen Entfernungen dafür verantwortlich, dass die maximale Bodenbeschleunigung, die in Bukarest bisher beobachtet wurde, nur $0.2g$ beträgt (am 4. März 1977). Das hohe Schadenspotential kommt somit erst durch die Möglichkeit standortspezifischer Verstärkungen der Bodenbewegung und die Vulnerabilität des Gebäudebestandes zustande. Im Folgenden wird die seismische Gefährdung, die von den Vrancea-Beben ausgeht, ihr tektonischer Hintergrund und die geologischen Bedingungen im Südostteil Rumäniens nach aktuellem Kenntnisstand beschrieben.

Im Rahmen des Programms zur globalen Bestimmung seismischer Gefährdung GSHAP (= Global seismic hazard assesment program) (Giardini, 1999; Giardini et al., 2003) erstellte Musson (1999, 2000) seismische Gefährdungskarten für den nördlichen Balkan, die einen Großteil des rumänischen Staatsgebietes, Ungarn und Teile des ehemaligen Jugoslawien und weiterer umliegender Staaten umfassen. Gemäß den von GSHAP vorgeschlagenen Formatvorgaben beinhalten die Karten durch probabilistische Gefährdungsanalyse (Cornell, 1968) ermittelte Werte maximaler horizontaler Bodenbeschleunigungen (PGA = Peak Ground Acceleration), die mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % in einem Zeitraum von 50 Jahren nicht überschritten werden. Die Ergebnisse können auf den Internetseiten des GSHAP vom 13. Februar 2003 eingesehen werden (GSHAP, 2003).

Die probabilistische Gefährdungsanalyse erfolgt in vier Schritten:

- Das Untersuchungsgebiet wird in unterschiedliche Herdzone eingeteilt. Jede Herdzone beschreibt ein Gebiet einheitlicher Seismizität und Tektonik.
- Die Seismizität jeder Herdzone wird anhand von lokalen Erdbebenkatalogen quantitativ untersucht.
- Zur Bestimmung der PGA-Verteilungen, die einem hypothetischen Beben entspricht, werden regional gültige, richtungsabhängige Abklingfunktionen verwendet, die die Abnahme der PGA mit zunehmender Entfernung vom Herd in Abhängigkeit von der Magnitude beschreiben. Die Abklingfunktionen werden durch Regression empirisch aus vorhandenen Datenbasen ermittelt (z. B. Campbell, 1981; Joyner and Boore, 1981).
- Aus den Eintrittswahrscheinlichkeiten möglicher Beben unterschiedlicher Magnitude in den verschiedenen Herdzone und den zugehörigen räumlichen PGA-Verteilungen kann die Wahrscheinlichkeit berechnet werden, mit der ein bestimmter PGA-Wert an einem bestimmten Punkt überschritten wird.

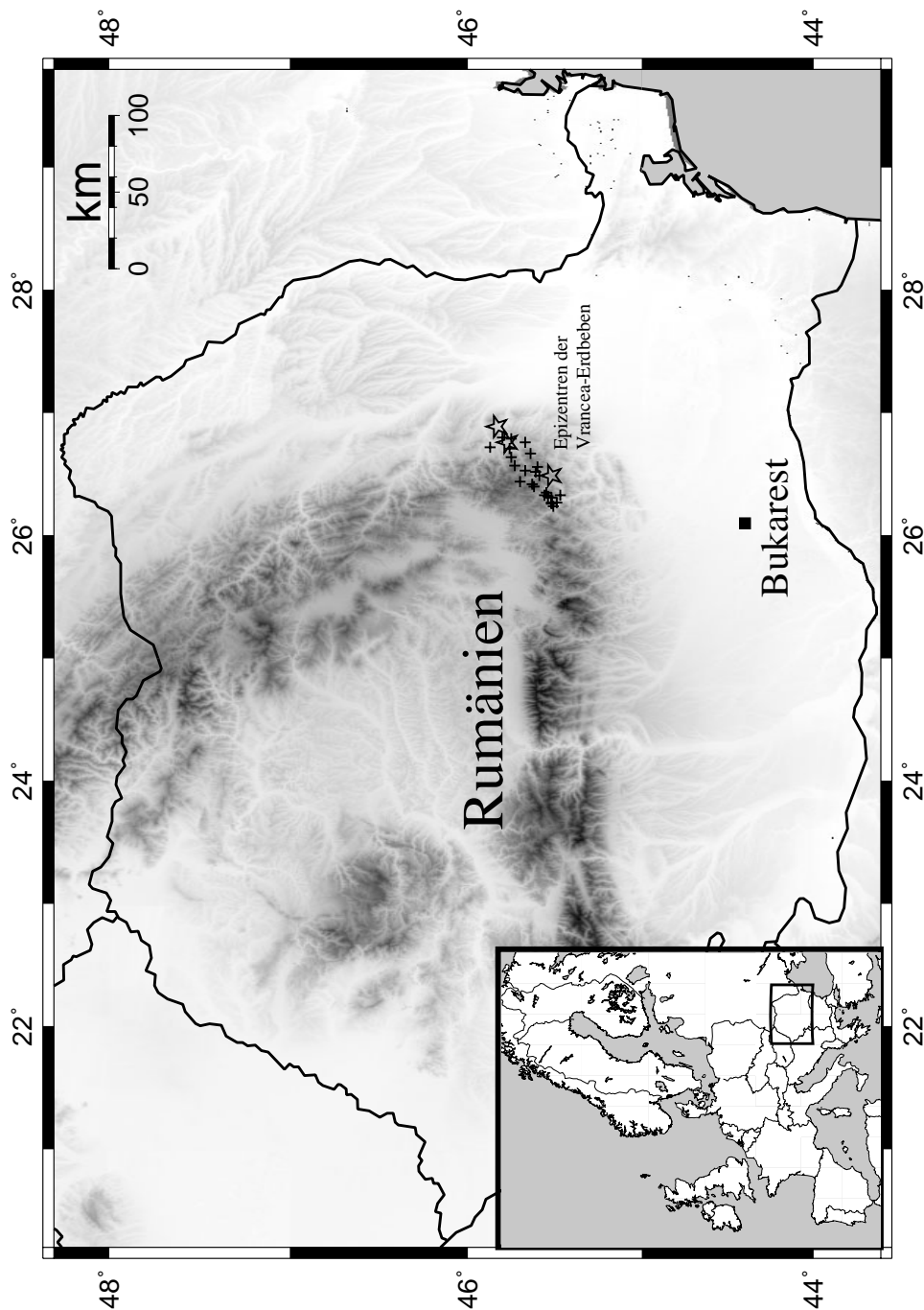


Abbildung 2.1: Topographische Karte Rumäniens mit den Epizentren der in dieser Arbeit verwendeten Beben. 24 Beben mit Momentenmagnituden zwischen 3.6 und 5.3, die sich zwischen Oktober 1997 und April 2000 ereigneten, sind durch Kreuze gekennzeichnet. Die Sterne stellen die starken Beben ($M_W \geq 6.9$) der Jahre 1977, 1986 und 1990 dar. Die Vrancea-Beben ereignen sich in einem eng begrenzten Epizentralbereich in mittlerer Herdtiefe (80-200 km). Die Hypozentralentfernungen für Bukarest betragen mindestens ca. 180 km.

Eine probabilistische Gefährdungsanalyse kann auch für andere Bodenbewegungsparameter, als für die PGA durchgeführt werden. Eine ausführlichere Beschreibung der Methodik findet sich z. B. bei Reiter (1991) (S. 178-189).

Musson (1999, 2000) unterscheidet in seinem Untersuchungsgebiet 50 Herdzone (Abb. 2.2). Eine davon ist die in Abb. 2.2 mit VRAN bezeichnete subkrustale Zone unter der Vrancea-Region mit ihren mitteltiefen Beben. Die krustalen Beben der Region werden einer anderen Herdzone zugerechnet (TRVR). Im Vergleich zu den mitteltiefen Beben sind deren Epizentren diffuser verteilt.

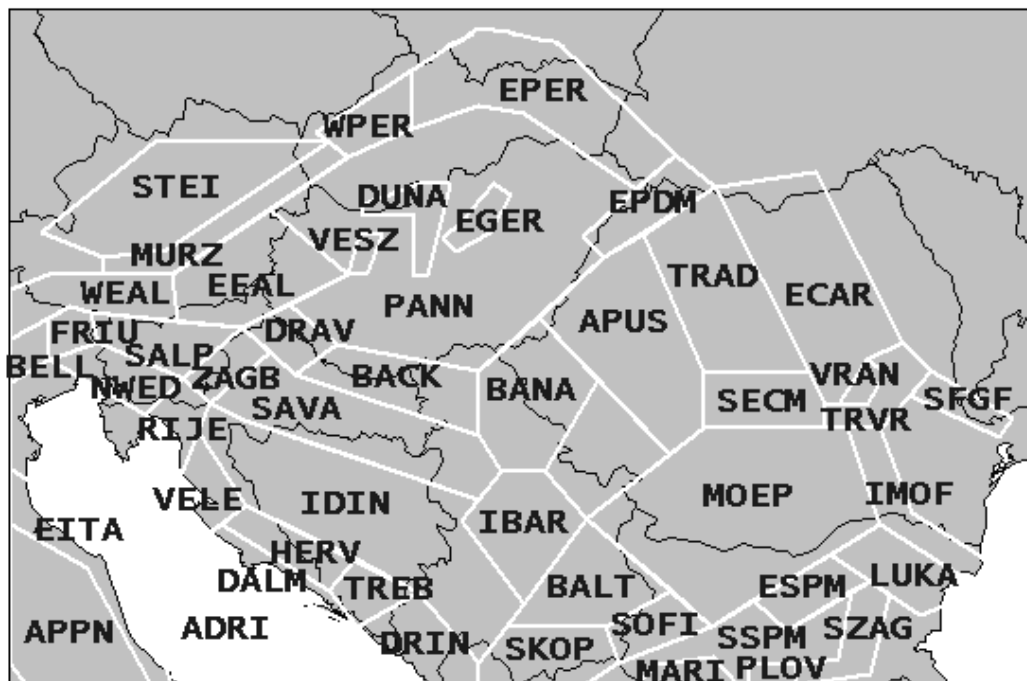


Abbildung 2.2: Herdzone der Karpaten-Balkan-Region nach Musson (1999, 2000). Die dargestellte Einteilung stellt die Grundlage für seine probabilistische Gefährdungsanalyse des nördlichen Balkans im Rahmen des GSHAP dar. Die Herdzone VRAN bezeichnet die subkrustale Herdregion der mitteltiefen Vrancea-Beben. (nach GSHAP (2003)).

Aus einem aus verschiedenen verfügbaren Quellen selbst erstellten Erdbebenkatalog liest Musson (1999, 2000) folgende Beziehung zur Beschreibung der Seismizität der VRAN-Zone ab:

$$\log N = 4.375 - 0.902M_S \quad (2.1)$$

Dabei ist M_S die so genannte Oberflächenwellenmagnitude (Gutenberg, 1945) und N die Anzahl von Beben mit Oberflächenwellenmagnitude M_S oder stärker pro Jahr. Oncescu et al. (1999b) stellten unter dem Namen ROMPLUS einen neuen Erdbebenkatalog für die Vrancea-Region vor, der sich dadurch auszeichnet, dass die Bebenstärken einheitlich in Form von Momentenmagnituden (Kanamori, 1977) angegeben und die Lokalisierungen nach einer einheitlichen Prozedur ausgeführt werden.

Als Abklingfunktionen für unterschiedliche Ausbreitungsrichtungen verwendet Musson (1999, 2000) für die Herdzone VRAN Modifikationen der Beziehungen von Lungu et al. (1997). Sie beinhalten zusätzlich Terme zur Beschreibung der anelastischen Dämpfung und sind für kurze Distanzen besser aufeinander abgestimmt, als die Funktionen von Lungu et al. (1997). Musson (2000) selbst weist darauf hin, dass die verwendeten Abklingfunktionen nicht ausreichend empirisch belegt sind. Eine neuere Beziehung für die PGA-Abnahme mit der Hypozentralentfernung liefern Moldovan et al. (2000). Bei Lungu et al. (1999b) findet sich eine Abklingfunktion für die so genannte effektive PGA. Als effektive PGA wird der Mittelwert des mit 5 % gedämpften Response-Spektrums im Bereich 0.1-0.5 s dividiert durch 2.5 bezeichnet (z. B. Hu et al., 1996, S.70).

Die von Musson (1999, 2000) bestimmte Gefährdungskarte ist in Abb. 2.3 dargestellt. Sie zeigt, dass die größte seismische Gefährdung innerhalb des Untersuchungsgebiets von den mitteltiefen Beben der Vrancea-Region ausgeht.

Die Bedeutung der Vrancea-Region als Quelle seismischer Gefährdung unterstreicht auch der Umstand, dass ihre Momentenfreisetzungsrates nach Wenzel et al. (1999) ähnlich groß ist wie die von ganz Südkalifornien.

Durch die mitteltiefen Vrancea-Beben sind Rumänien und seine Nachbarn Moldawien und Bulgarien einem hohen seismischen Risiko ausgesetzt. Als bedeutendster städtischer Ballungsraum in der näheren Umgebung trägt Bukarest den größten Teil davon. Das seismische Risiko Rumäniens wird z. B. in Lungu et al. (1999b), Georgescu et al. (1999), Sandi (1999), Sandi (2001) und Georgescu (2001) diskutiert. Im letzten Jahrhundert ereigneten sich vier starke Vrancea-Beben, nämlich am 10. November 1940 ($M_w = 7.7$), am 4. März 1977 ($M_w = 7.4$) am 30. August 1986 ($M_w = 7.1$) und am 30. Mai 1990 ($M_w = 6.9$). Die beiden erstgenannten Beben führten zu katastrophalen Auswirkungen auf rumänischem Gebiet. Offiziellen Angaben zufolge (z.B. Sandi, 2001) starben während des Bebens am 4. März 1977 1570 Menschen, 11300 wurden verletzt und 32500 Wohn- sowie 763 industriell genutzte Gebäude wurden zerstört oder ernstlich beschädigt. Bildungs-, medizinische und Handelsnetzwerke, sowie Kultureinrichtungen und historische Bauwerke, Regierungsgebäude und verschiedene Gebäude und Einrichtungen aus

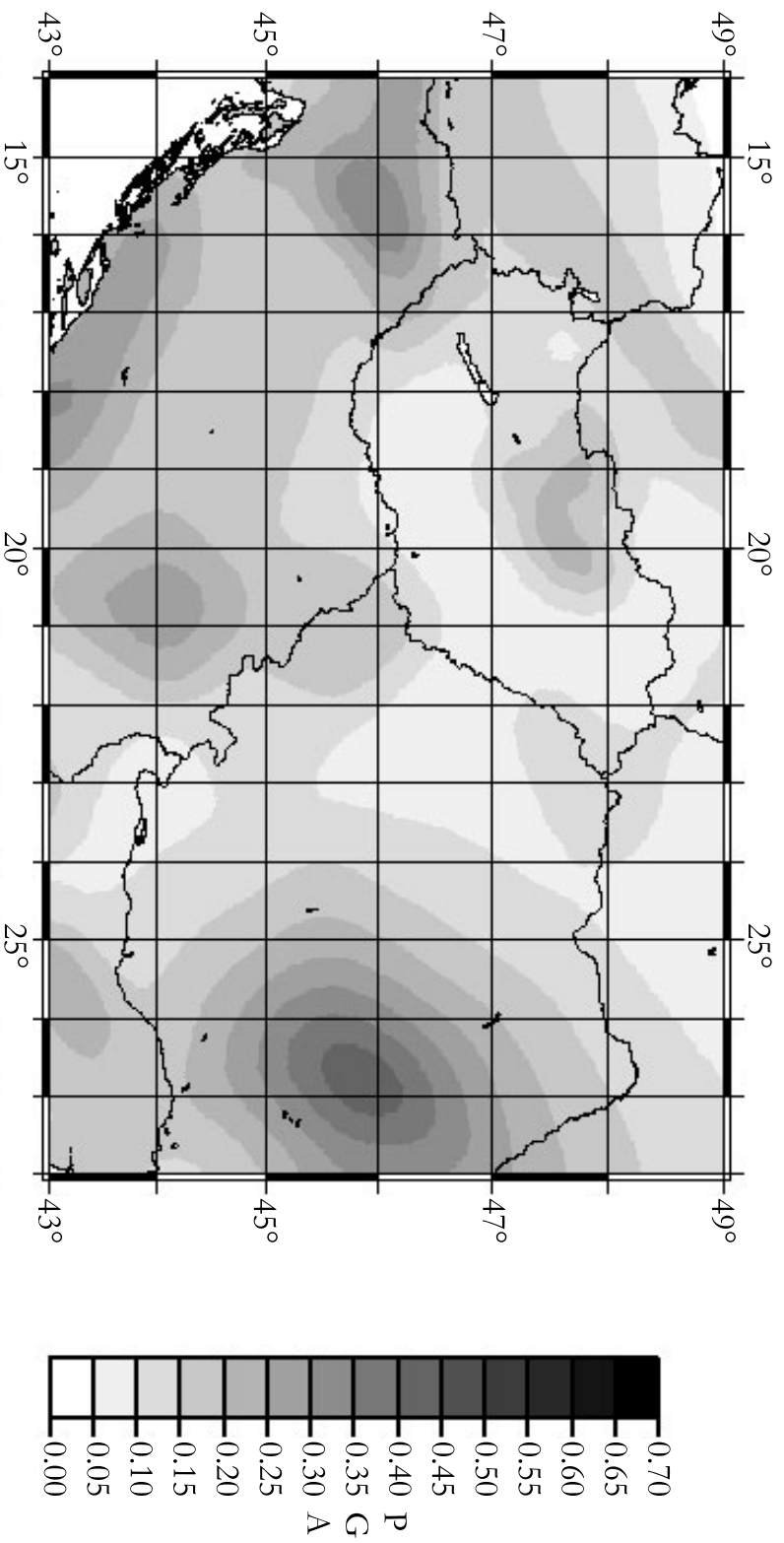


Abbildung 2.3: Gefährdungskarte für den nördlichen Balkan nach Musson (1999, 2000). Die Karte wurde im Rahmen des GSHAP erstellt. Sie zeigt die PGA-Werte in g, die mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % in einem Zeitraum von 50 Jahren nicht überschritten werden. Die höchste Gefährdung geht von den mitteltiefen Beben unter der Vrancea-Region aus. Im Bereich der Herdzone VRAN (siehe Abb. 2.2) überschreiten die Werte 0.4 g ($= 3.92 \text{ m/s}^2$). Es sei darauf hingewiesen, dass weiße Bereiche mit schwarzer Umrandung Gewässer darstellen und von weißen Bereichen ohne schwarzer Umrandung ($PGA < 0.05 \text{ g}$) zu unterscheiden sind. (nach GSHAP (2003)).

dem Landwirtschaftssektor waren schwer betroffen. Nach einer Schätzung der Weltbank betrug der totale direkte Schaden 2 Milliarden US\$.

Vrancea-Beben sind nicht nur wegen der von ihnen ausgehenden seismischen Gefährdung von Interesse, sondern auch wegen des außergewöhnlichen, weil selten zu beobachtenden, tektonischen Prozesses, der ihnen zugrunde liegt. Dieser wird als letztes Stadium der Ablösung einer abtauchenden Lithosphärenplatte interpretiert (Sperner et al., 2001). Die Entwicklung, die nach Sperner et al. (2001) zur heutigen tektonischen Situation der Vrancea-Region führte, wird im Folgenden kurz skizziert. Die aktuelle Konstellation der daran beteiligten tektonischen Einheiten ist in Abb. 2.4 dargestellt. Zur Erklärung der verwendeten Zeitangaben ist in Tab. 2.1 eine geologische Zeitskala dargestellt.

Tabelle 2.1: Geologische Zeitskala

Äon	Ära	Periode	Epoche	Zeit [Ma]
Phanerozoikum	Kanoikum	Quartär	Holozän	0 - 0.01
			Pleistozän	0.01 - 1.6
		Tertiär	Pliozän	1.6 - 5
			Miozän	5 - 23
			Oligozän	23 - 36
			Eozän	36 - 53
			Paleozän	53 - 65
	Mesozoikum	Kreide	65 - 146	
		Jura	146 - 206	
		Trias	206 - 250	
	Paläozoikum	Perm	250 - 290	
		Karbon	290 - 355	
		Devon	355 - 410	
		Silur	410 - 438	
		Ordovizium	438 - 510	
Kambrium		510 - 590		
Proterozoikum				590 - 2500
Archaikum				> 2500

Nachdem die ehemals durchgehende Subduktion entlang des Alpen-Karpaten-Bogens im Eozän (ca. 53-34 Ma) durch Kontinent-Kontinent-Kollision in den Alpen gestoppt worden war, setzte sie sich nur noch in der Einbuchtung des Europäischen Kontinentalrandes zwischen Westeuropäischer und Moesischer Plattform fort. Die Einbuchtung wurde in dieser Zeit noch von einem

Ozean eingenommen. Während des Mittelmiozän verschob sich die Subduktionszone immer weiter in die Einbuchtung hinein (so genannter Slab Retreat). Infolgedessen füllten Nordpannonischer und Tisia-Dacia-Block diese immer mehr aus. Dieser Prozess setzte sich solange fort, bis es zunächst am nördlichen Rand der Einbuchtung und dann nach und nach auch an den südöstlichen und südlichen Randbereichen zur Kontinent-Kontinent-Kollision kam, die den Subduktionsprozess beendete. Zuletzt fand die Kollision vor ca. 8 Ma in der Vrancea-Region statt. Die endgültige Ablösung der abtauchenden Lithosphärenplatte fand analog zur Beendigung des Subduktionsprozesses ebenfalls zunächst am nördlichen Rand und dann nach und nach in den südöstlichen und südlichen Randbereichen statt. Da die durch die Seismizität belegte vertikale Extension der abtauchenden Lithosphärenplatte unter der Vrancea-Region auf ein gravitatives Absinken der Platte bei gleichzeitiger mechanischer Kopplung an die überlagernde Kruste hinweist, kann die Ablösung in diesem Bereich jedoch noch nicht vollständig erfolgt sein. Andererseits besagt die von Sperner et al. (2001) belegte Unabhängigkeit des Spannungsfeldes in der Kruste von dem in der abtauchenden Lithosphäre, dass die Kopplung nicht stark genug ist, um eine quasi-statische Spannungsübertragung zu ermöglichen. Sie postulieren deshalb eine so genannte weiche Kopplung. Da nur unter der Vrancea-Region mitteltiefe Beben beobachtet werden, ist anzunehmen, dass sich die abtauchenden Plattensegmente unter den anderen Gebieten bereits vollständig abgelöst haben.

Die Karpaten-Orogenese als Folge der oben beschriebenen Kontinent-Kontinent-Kollision erzeugte entlang des Gebirgsbogens ein Vorlandbecken, das im Laufe des Jungtertiär mit Geröllmassen (Molasse) des aufsteigenden Gebirges aufgefüllt wurde (Abb. 2.4). Während des frühen Quartär kommt es aufgrund häufig wechselnder Sedimentationsbedingungen zu komplizierten heterogenen Ablagerungen (Lungu et al., 1999a). Die Mächtigkeit des Beckens nimmt mit zunehmendem Abstand vom Gebirgsrand sukzessive ab. Bukarest liegt südlich der Karpaten im flach auslaufenden Randbereich dieses Sedimentbeckens (Abb. 2.4). Variationen in dessen oberflächennahen quartären Schichten sind vermutlich die Hauptursache der Variationen der Bodenbewegungen innerhalb der Stadt.

Von den Stationen, die bei der EGF-Modellierung in Kap. 5 verwendet werden, liegen zwei im Bereich der Karpaten (ML und VR), zwei in Bukarest (BM und IN) und zwei jenseits des sedimentären Vorlandbeckens im Osten Rumäniens (CE und CF) (Abb. 3.6, 3.8).

Einblick in den quartären Untergrund im Stadtgebiet Bukarests liefern hauptsächlich die geotechnischen Vorerkundungsbohrungen der U-Bahn-Konstruktionsfirma Metroul S. A.. Abb. 2.5 zeigt die von Kienzle (2002) vereinfachte Version eines Querschnitts durch die quartären Schichten unter Buka-

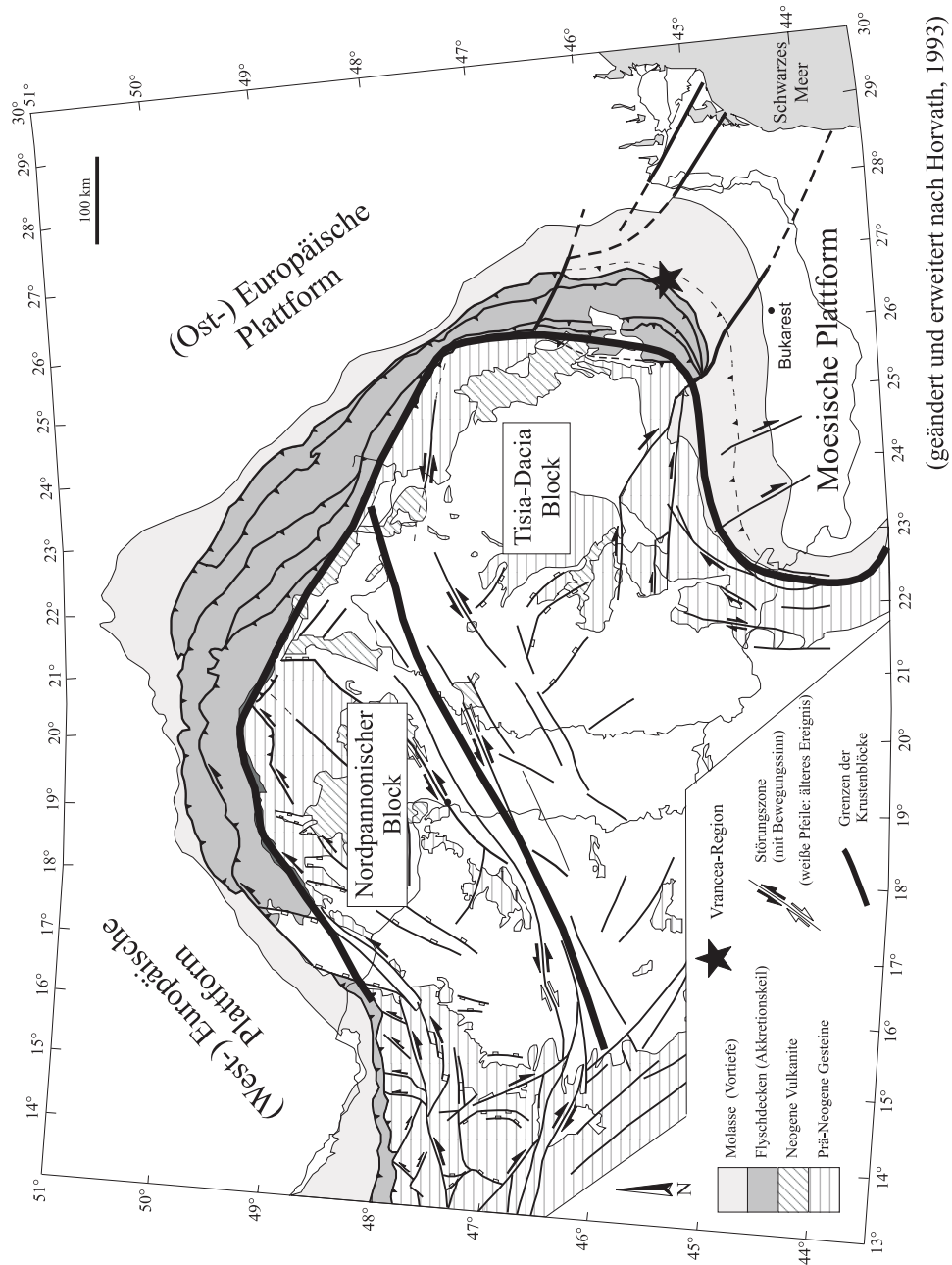


Abbildung 2.4: Aktuelle Konstellation der tektonischen Einheiten und Geologie der Karpatenregion. (nach Sperner et al. (2001))

rest, der von Metroul S. A. erstellt wurde. Die Komplexität der Ablagerungen ist klar zu erkennen. Sie weisen linsenförmige Strukturen und stark variierende Schichtmächtigkeiten auf. Die quartären Ablagerungen erreichen Tiefen von 200 bis 300 m. Die jungtertiären Schichten darunter sind etwa 700 m mächtig (z.B. Kienzle, 2002). Im tiefsten Bereich des Beckens erreichen quartäre und jungtertiäre Schichten zusammen eine Tiefe von etwa 13000 m (z.B. Tarapoanca et al., 2004).

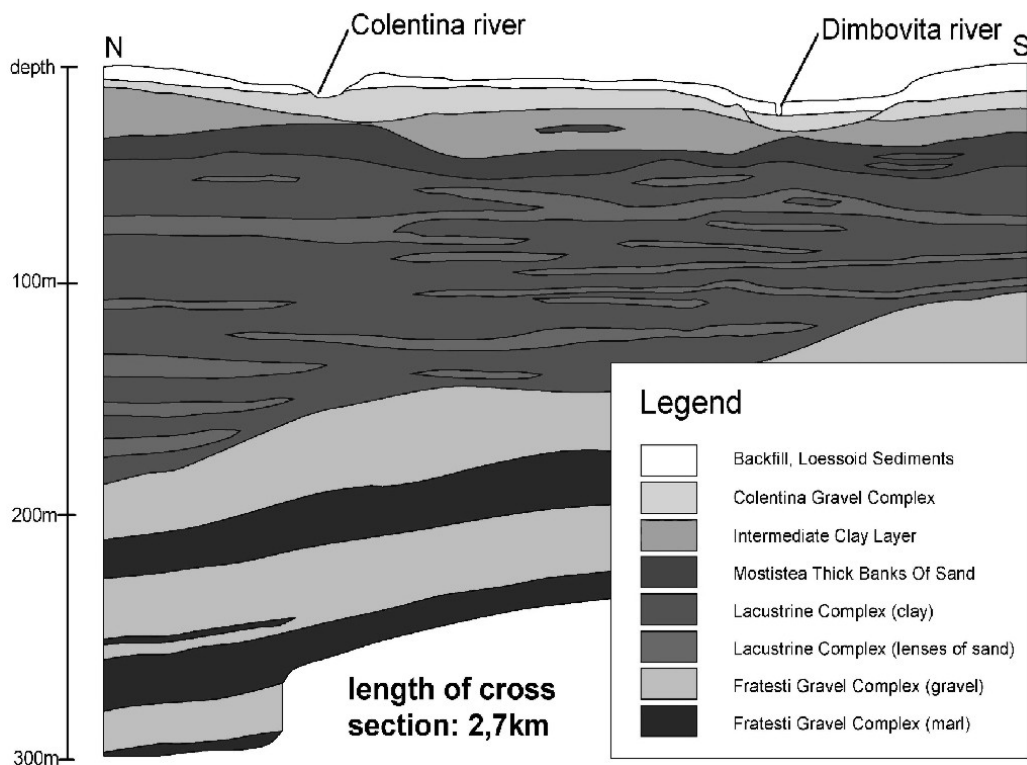


Abbildung 2.5: Vereinfachte Version eines Querschnitts durch die quartären Ablagerungen unter dem Zentrum Bukarests, erstellt von der U-Bahn-Konstruktionsfirma Metroul S. A. (Kienzle, 2002). Zu erkennen ist eine komplexe Schichtung mit linsenförmigen Strukturen und variierenden Schichtmächtigkeiten.

Kapitel 3

Datenbasis

Das folgende Kap. 3.1 zählt verschiedene verfügbare Datensätze mit Aufzeichnungen von Vrancea-Beben auf und beschreibt, soweit bekannt, deren Eigenschaften. Hauptinhalt ist jedoch die Dokumentation der Schaffung eines formal einheitlichen Datensatzes aus den verschiedenen verfügbaren Quellen. Dieser dient dann als Grundlage für die vorliegende Arbeit. Da die Erstellung und bisherige Bearbeitung der vorliegenden digitalisierten Analogaufzeichnungen der Beben vom 4. März 1977, 30. August 1986 und 30. Mai 1990 kaum dokumentiert sind, werden die Informationen, die hierzu rekonstruiert werden konnten, relativ ausführlich behandelt, um ein zukünftiges Arbeiten mit diesen Daten zu erleichtern. Kap. 3.2 stellt den Teildatensatz vor, der zur Untersuchung der lateralen Variationen seismischer Bodenbewegungen in Bukarest in Kap. 4 verwendet wird. Der Teildatensatz, der die Grundlage für die EGF-Modellierung in Kap. 5 darstellt, wird in Kap. 3.3 beschrieben.

3.1 Schaffung eines formal einheitlichen Datensatzes

Sowohl bei der EGF-Modellierung (Kap. 5), als auch bei der Untersuchung der lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest (Kap. 4) werden Erdbebenregistrierungen aus verschiedenen Quellen herangezogen. Die Aufzeichnungen stammen von unterschiedlichen Stationsnetzen mit unterschiedlichen Betreibern. Es handelt sich sowohl um digitalisierte Analog-, als auch um digitale Aufzeichnungen. Die Digitalisierungen wurden von verschiedenen Institutionen durchgeführt. Aus all diesen Daten wird ein formal einheitlicher Datensatz im SAC2000-Format erzeugt. SAC2000 ist die Seismogrammbearbeitungssoftware, die in den meisten der folgenden Untersuchungen verwendet wird (siehe z. B. Tull, 1987). Der SAC2000-Datensatz

enthält die horizontalen Komponenten von Akzellerogrammen, die etwa 1 s vor dem Ersteinsatz der S-Wellen beginnen und 15 s lang sind. Die verwendete Maßeinheit ist dabei m/s^2 . Obwohl bei allen digitalen Aufzeichnungen und einem Teil der Analogaufzeichnungen drei Komponenten vorhanden sind, werden nur die horizontalen Komponenten berücksichtigt, da sie hauptverantwortlich für die Schadenswirkung von Erdbeben sind. Für die EGF-Berechnungen müssen diese Daten weiter in das zoo6-Format umgewandelt werden, welches durch das Simulationsprogramm von Irikura (1999) vorgegeben wird.

Zusätzliche Filter werden grundsätzlich nur dort verwendet, wo ausdrücklich darauf hingewiesen wird.

Der Beschreibung von Herkunft und Vorbereitung der Daten sei eine Bemerkung über die Stationsbezeichnungen in dieser Arbeit vorangestellt. Um den Formatvorgaben der Computerprogramme gerecht zu werden und aus Darstellungsgründen werden zur Beschreibung aller verwendeter Stationen nur die ersten beiden Buchstaben des eigentlich dreistelligen offiziellen Stationscodes verwendet. Dabei ist zu beachten, dass die Stationsbezeichnung ML doppelt vorkommt. Bei der Untersuchung der lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest (Kap. 4) ist damit der Standort Militari im Westen der Stadt gemeint, im Rahmen der EGF-Modellierung (Kap. 5) die Station Muntele Rosu in den Karpaten. Die beiden Stationen kommen aber niemals zusammen in einem Kapitel vor, sodass es zu keinen Verwechslungen kommen sollte.

Rumänische Digitalisierungen analoger Starkbebedaten

Bodenbeschleunigungen der letzten drei Starkbeben vom 4. März 1977, 30. August 1986 und 30. Mai 1990, sowie eines Nachbebens des letztgenannten am 31. Mai 1990, wurden analog aufgezeichnet. Dies erfolgte mit SMAC-B und SMA-1 Akzellerometern. Netze dieser Instrumente in Bukarest und Südost-Rumänien wurden von INCERC (Rumänisches Bauforschungsinstitut), NIEP (Nationales Institut für Erdphysik) und ISPH/GEOTEC (Institut für Hydroenergetische Untersuchungen und Bauweisen) betrieben. Die entsprechenden Daten wurden von NIEP, GEOTEC und UTCB (Technische Universität für Bauingenieurwesen) digitalisiert und zur Verfügung gestellt. Diese Daten liegen derzeit in verschiedenen Datensätzen vor, über deren Erzeugung und bisherige Bearbeitung wenig bekannt ist. Die Datensätze unterscheiden sich im Datenformat und beinhalten unterschiedliche Teilmengen der verfügbaren Daten.

Der umfangreichste der vorliegenden Datensätze beinhaltet Akzellerogrammdateien im dreispaltigen Seisgram-ASCII-Format. Dieses Format ist

an das seismologische Signalbearbeitungsprogramm Seisgram (Lomax, 1991) gekoppelt. Die genannten Daten sind durch Bezeichnungen mit dem Suffix „.asc“ gekennzeichnet.

Die Formatbeschreibung „ZYX“ in den Datenheadern ordnet die erste Spalte der Vertikal-, die zweite einer Y- und die dritte einer X-Komponente zu. Vertikalkomponenten liegen dabei nur bei einem Teil der Daten vor. Weiterhin ist der Winkel angegeben, um den die Y-Komponente im Uhrzeigersinn gegen die NS-Richtung gedreht ist. Die X-Komponente steht senkrecht dazu. Allerdings lässt sich die Zuverlässigkeit dieser Angaben nicht mehr überprüfen. Als einzig verfügbare Informationsquelle werden sie als wahr angenommen, sofern die Wellenformen der Akzellerogramme nicht augenscheinlich dagegen sprechen. Letzteres ist bei den Aufzeichnungen der Stationen BA und ER der Fall. Diese beiden Ausnahmefälle werden weiter unten näher erläutert.

Die Sampling-Perioden (0.01 oder 0.02 s) und die Maßeinheit (cm/s^2) der Akzellerogramme werden ebenfalls aus den Datenheadern übernommen. Bei diesen Angaben besteht kein Grund zum Zweifel.

Eine Betrachtung der Fourier-Amplituden-Spektren (FAS) zeigt, dass offensichtlich ein Bandpassfilter mit den Eckfrequenzen 0.1 Hz und 20 Hz auf die Daten angewendet wurde. Dieser lässt sich nicht mehr rückgängig machen.

Nach Oncescu (pers. Kom.) sind in dem Seisgram-ASCII-Datensatz Digitalisierungen von INCERC und NIEP enthalten. Beide sind durch die Dateinomenklaturen voneinander zu unterscheiden. Das Stationskürzel als Bestandteil des Dateinamens ist bei ersteren in Kleinbuchstaben bei letzteren in Großbuchstaben angegeben. Die INCERC-Digitalisierungen wurden durch manuelles Nachzeichnen der analogen Registrierungen erzeugt, während für die NIEP-Digitalisierungen die Analogschriebe gescannt und am Bildschirm bearbeitet wurden (Bonjer, pers. Kom.).

Es existiert weiterhin ein Satz von Daten im Seisgram-binär-Format. Sie sind durch Dateibezeichnungen mit dem Suffix „.bin“ gekennzeichnet. Es handelt sich dabei offensichtlich um eine Teilmenge des oben besprochenen ASCII-Datensatzes. Die Daten sind bis auf das Format identisch.

Ein dritter Datensatz liegt im PC-SUDS-Format (Ward, 1989) vor. Der Suffix der Datenbezeichnungen lautet in diesem Fall „.dmx“. Im Gegensatz zu den oben genannten Seisgram-Formaten ist dieses Format nicht direkt an ein bestimmtes Programm gekoppelt. Auch dieser Satz enthält nur einen Teil der Aufzeichnungen des Seisgram-ASCII-Satzes. Auch wurden die Daten offensichtlich in anderer Art und Weise behandelt. Zwar wurde auch hier ein Bandpassfilter mit den Eckfrequenzen 0.1 und 20 Hz verwendet, es handelte sich dabei aber offensichtlich nicht um die selbe Art von Filter, wie bei den

beiden zuerst besprochenen Datensätzen. Dies ist daran zu erkennen, dass bei den PC-SUDS-Daten im FAS mehr hochfrequente Restsignalanteile vorhanden sind. Unterhalb von 20 Hz sind sie jedoch mit den Seisgram-ASCII- und den Seisgram-binär-Daten identisch.

Ein Teil der Daten liegt auch in den von der Firma Kinematics verwendeten Formaten V1 und V2 vor, wobei V1 unmanipulierte, V2 dagegen instrumentenkorrigierte Akzellerogramme darstellt (Kinematics, 1987). Im Bereich zwischen 0.1 Hz und 20 Hz sind die V1-Daten erwartungsgemäß mit den Seisgram-ASCII-Daten identisch.

Da nur der Seisgram-ASCII-Datensatz alle vorhandenen Daten beinhaltet wird er in der vorliegenden Arbeit als Datenbasis verwendet. Der Einfluss des offensichtlich angewandten Filters wird in Kauf genommen. Das Interesse der vorliegenden Arbeit richtet sich jedoch auf den Frequenzbereich zwischen etwa 0.5 und 10 Hz. Dieser Bereich bleibt von dem Filter unbeeinflusst. Niederfrequente Anteile sind bei vielen Signalen aufgrund des schlechten Signal-Rausch-Verhältnisses nicht aussagekräftig, höherfrequente Anteile liegen außerhalb ingenieurtechnischer Relevanz, da sie deutlich über den Eigenfrequenzen typischer Bauwerke liegen.

Die horizontalen Komponenten der Seisgram-ASCII-Daten werden ins SAC2000-Format umgewandelt. Um eventuelle künstliche Offsets zu eliminieren wird der zeitliche Mittelwert subtrahiert (= Offset removal). Die Einheiten werden in m/s^2 umgerechnet. Schließlich werden die Akzellerogramme, die nicht NS/EW orientiert sind rechnerisch gedreht. Dabei werden die in den Headern angegebenen Komponentenorientierungen zugrunde gelegt. Lediglich bei der Registrierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station ER werden die beiden horizontalen Komponenten gegenüber der Headerangabe vertauscht, nachdem ein Wellenformvergleich mit den beiden nächstgelegenen Stationen OT und PN ergeben hat, dass ein Fehler in der Headerinformation hier wahrscheinlich ist (Bonjer, pers. Kom.). Auch an der Station BA beschreibt der Header vermutlich nicht die richtige Komponentenzuordnung. Hier wird eine Spur, die der Wellenform nach eindeutig die Vertikalkomponente darstellt nicht als solche gekennzeichnet. Da sich dieser Fehler nicht mit Bestimmtheit aufklären lässt, werden die Aufzeichnungen dieser Station nicht verwendet. Ebenfalls nicht verwendet wird die Station AR. Ihre Registrierungen sind aufgrund einer zu späten Triggerung (= automatischer Aufzeichnungsstart) des Akzellerometers unbrauchbar.

Japanische Digitalisierung der analogen Aufzeichnung des Starkbebens vom 4. März 1977

Die qualitativ beste Digitalisierung der Aufzeichnung des Bebens vom 4. März 1977 an der Station IN stammt vom Japanischen Bauforschungsinstitut BRI (Building Research Institute/Ministry of Construction (Japan) - Observational Committee of Strong Motion Earthquake, 1978). Sie wird auch in dieser Arbeit verwendet. Weitere Digitalisierungen rumänischer Beben von dieser Institution liegen nicht vor.

Die drei Akzellerogrammkomponenten der japanischen Digitalisierung lagen als jeweils eigene Dateien im einspaltigen Seisgram-ASCII-Format vor. Auch sie werden in SAC2000-Format gewandelt, ein Offset Removal wird durchgeführt und die Einheiten werden in m/s^2 umgerechnet. Da die NS-Komponente bekanntermaßen eine falsche Polarität aufweist (Bonjer, per. Kom.) wird sie durch Multiplikation mit (-1) gespiegelt. Letzteres trifft ebenso auf die in dieser Arbeit nicht verwendete Vertikalkomponente zu.

Digitale Aufzeichnungen von Beben mit Momentenmagnituden bis 5.3

Im Jahr 1997 begann das Geophysikalische Institut der Universität Karlsruhe in Zusammenarbeit mit NIEP mit der Installation eines modernen Netzwerkes mit digitalen Kinematics-K2 Instrumenten in Bukarest und SE-Rumänien. Der Beitrag des Geophysikalischen Instituts findet im Rahmen des Teilprojektes B3 des Sonderforschungsbereiches „SFB 461 - Starkbeben: Von Geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft statt (Bonjer et al., 1998).

Daten dieses Netzwerkes werden in unregelmäßigen Abständen als CD-Veröffentlichung zunächst nur innerhalb eines kleinen Kreises von Partnerinstitutionen zur Verfügung gestellt. Bisher handelt es sich dabei um Registrierungen schwächerer Beben mit Momentenmagnituden bis $M_w = 5.3$. Sie werden von den K2-Einheiten im so genannten EVT-Format ausgegeben und liegen in dieser Form vor. Die EVT-Daten können unter Verwendung von Konvertierungsprogrammen aus dem CONVSEIS-Programmpaket (Onicescu and Rizescu, 1994) zunächst in PC-SUDS-Format (Ward, 1989) und dann in SAC2000-Format gewandelt werden. Daraufhin wird wie bei den zuvor beschriebenen Datensätzen ein Offset Removal durchgeführt und die Einheiten in m/s^2 umgerechnet. Bei älteren Aufzeichnungen stimmt die von Kinematics vorgegebene Polaritätendefinition nicht mit der in der Seismologie üblichen überein. Welche Daten davon betroffen sind ist der Dokumentation der entsprechenden CD-Veröffentlichung zu entnehmen. Gegebenenfalls wurden

die Akzellerogramme durch Multiplikation mit (-1) gespiegelt, um zu der üblichen Definition zu gelangen.

3.2 Datenbasis für die Untersuchung von Bodenbewegungsvariationen in Bukarest

Bei der Untersuchung von Variationen der Bodenbewegung innerhalb Bukarests sind naturgemäß nur Stationen innerhalb des Stadtgebiets von Bedeutung. Neben Erdbebenregistrierungen werden auch Intensitätsdaten des Bebens vom 4. März 1977 verwendet. Damit gliedert sich die Datenbasis in drei Teile: digitalisierte Analogaufzeichnungen von Starkbeben, Intensitätsverteilung des Bebens vom 4. März 1977 und digitale Aufzeichnungen schwächerer Beben.

Digitalisierte Starkbebenaufzeichnungen

Das Beben vom 4. März 1977 wurde nur an einer SMAC-B Einheit in Bukarest unter Freifeldbedingungen aufgezeichnet. Diese befand sich auf dem Gelände des INCERC. Als sich 1986 das nächste Starkbeben ereignete waren bereits 11 SMA-1 und SMAC-B Stationen innerhalb der Stadt in Betrieb. In Abb. 3.1 ist deren Verteilung durch Quadrate und die zugehörigen zweistelligen Stationskürzel dargestellt.

Da das Beben vom 4. März 1977 nur an einer Station aufgezeichnet wurde, kann es nicht zur Untersuchung der Änderung der Bodenbewegung herangezogen werden. Auch das stärkste Nachbeben des 1990er Bebens am 31. Mai 1990 wird nicht berücksichtigt, weil es am Standort IN, der als Referenzstandort ausgewählt wird, nicht aufgezeichnet wurde. Verwendet werden dagegen die Registrierungen der Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990.

Als Beispiel zeigt Abb. 3.2 die Aufzeichnungen des Bebens vom 30. August 1986. Aufgrund einer sehr späten Triggerung ist das Akzellerogramm an der Station ER etwas kürzer als an den anderen Stationen. Die Aufzeichnungen weisen erwartungsgemäß einen klar stärkeren Anteil niedriger Frequenzen auf, als beim schwächeren Beben im Beispiel von Abb. 3.4. Dadurch kommt es auch zu mehr Streusignalen im tieffrequenten Bereich, die dazu führen, dass die Akzellerogramme nach dem S-Wellen-Einsatz nicht sofort wieder abklingen, sondern sich stattdessen so genannte S-Wellen-Codas mit weiteren Beschleunigungsimpulsen ausbilden. Höherfrequente Streusignale, wie sie sich v. a. bei schwächeren Beben ausbilden, werden stärker gedämpft und sind im Akzellerogramm nicht mehr zu erkennen. Die S-Wellen-Codas der

Akzellerogramme des starken Bebens in Abb. 3.2 sind deshalb erwartungsgemäß länger und weisen mehr unterschiedliche Impulse auf, als die Akzellerogramme des in Abb. 3.4 dargestellten schwächeren Bebens. Die höchsten Spitzenamplituden sind mit 1.87 m/s^2 (0.19g) bzw. 1.63 m/s^2 (0.17g) an den Stationen OT und ER zu beobachten. An der Station OT weist die NS-, an der Station ER die EW-Komponente etwas höhere Spitzenamplituden auf, als die jeweils andere Komponente (1.40 m/s^2 auf der EW-Komponente von OT bzw. 1.10 m/s^2 auf der NS-Komponente von ER). An den anderen Stationen überschreitet der Unterschied zwischen den beiden Horizontalkomponenten nicht den Wert von 0.2 m/s^2 . Einzige Ausnahme ist ME, wo die relativ kleine Amplitude auf der NS-Komponente zu einem Unterschied von 0.27 m/s^2 führt. Die kleinste Maximalamplitude an ME und die größte an OT unterscheiden sich etwa um einen Faktor 4.

Intensitätsverteilung des 1977er Bebens in Bukarest

Sandi and Perlea (1982) bestimmten periodenabhängige makroseismische Intensitäten in Bukarest für das Beben vom 4. März 1977. Durch die Auswertung von Fragebögen ermittelten sie Schadenskoeffizienten für Gebäude in der Stadt. Die Skala dieser Koeffizienten reicht dabei von keinem bis zu Totalschaden. Die Gebäude wurden nach Typ und Eigenperiode in Klassen eingeteilt und ihre Schadenskoeffizienten über vordefinierte Zonen gemittelt. Die Umrechnung in makroseismische Intensitäten für die verschiedenen Periodenbereiche erfolgte durch die Anwendung entsprechender sowjetischer Erdbebennormen (Medvedev, 1962). Die Ergebnisse von Sandi and Perlea (1982) wurden von Kienzle (2002) digitalisiert und konturiert. Der Periodenbereich zwischen 0.15 und 0.25 s ist in Abb. 3.3 dargestellt. Später wird gezeigt, dass darin der Periodenbereich mit den ausgeprägtesten Variationen der Bodenbewegung enthalten ist. Die Datenerhebung konzentrierte sich auf das Stadtzentrum. Die Informationen am Stadtrand werden deshalb als weniger zuverlässig erachtet und sind nicht abgebildet.

Die Intensitäten variieren zwischen 6 und 8.5. Drei Zonen mit Intensitäten von 8 bis 8.5 können ausgemacht werden. Eine befindet sich im westlichen Teil des Stadtzentrums. Sie wird nach Westen hin breiter. Eine zweite im Osten erstreckt sich entlang einer nord-nord-ost - süd-süd-west verlaufenden Achse. Eine dritte Hochintensitätszone befindet sich am Südrand des Untersuchungsgebiets.

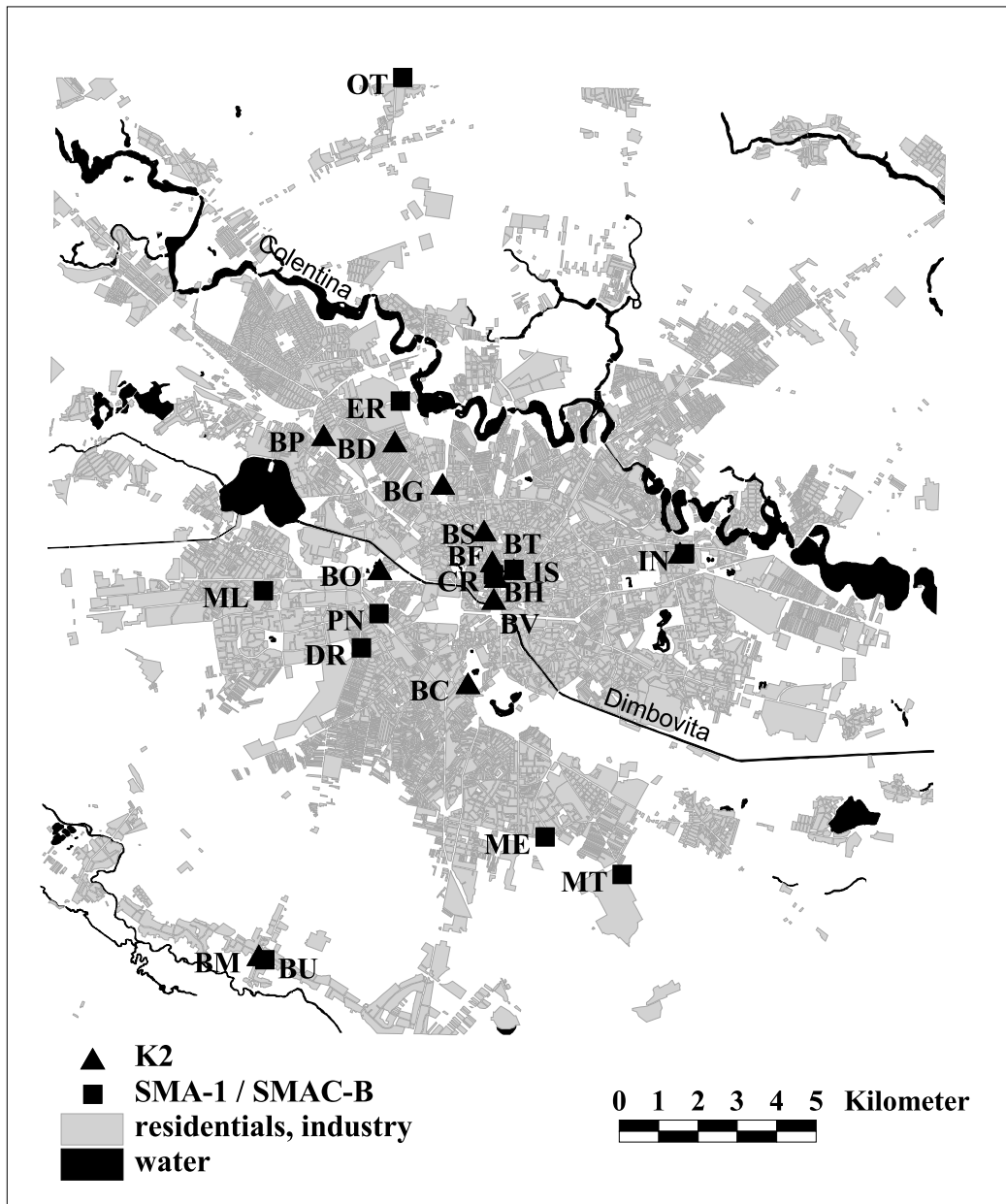


Abbildung 3.1: Verteilung von Akzellerometern in Bukarest. Wohn- und industrielle Gebäude sind grau dargestellt, Gewässer schwarz. Die SMA-1 und SMAC-B - Instrumente (Quadrate mit zweistelligem Stationscode) zeichnen die letzten drei Starkbeben am 4. März 1977, 30. August 1986 und 30. Mai 1990 auf. Sie wurden von INCERC, NIEP und ISPH/GEOTEC betrieben. Seit 1997 ist ein Netz von digitalen Stationen in Betrieb, dass gemeinsam von der Universität Karlsruhe und NIEP unterhalten wird (Dreiecke mit zweistelligem Stationscode).

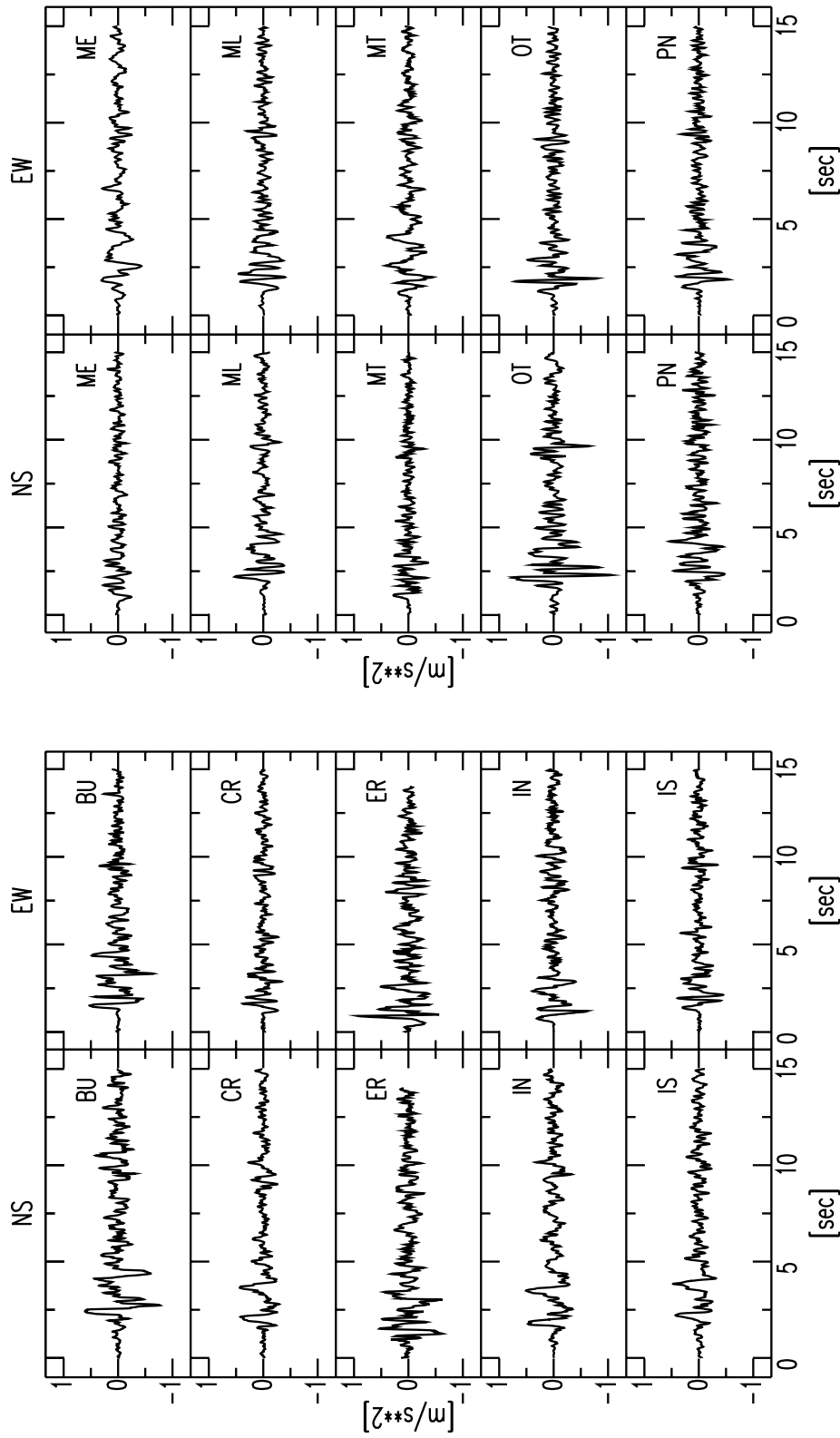


Abbildung 3.2: 15 s lange Beschleunigungsaufzeichnung des Bebens vom 30. August 1986 ($M_w = 7.1$). Das dargestellte Signal beginnt etwa 1s vor der Ankunft der S-Welle. Die linke Spalte zeigt die NS-, die rechte die EW-Komponente. Die niedrigste Spitzenamplitude an ME und die höchste an OT unterscheiden sich ungefähr um einen Faktor 4

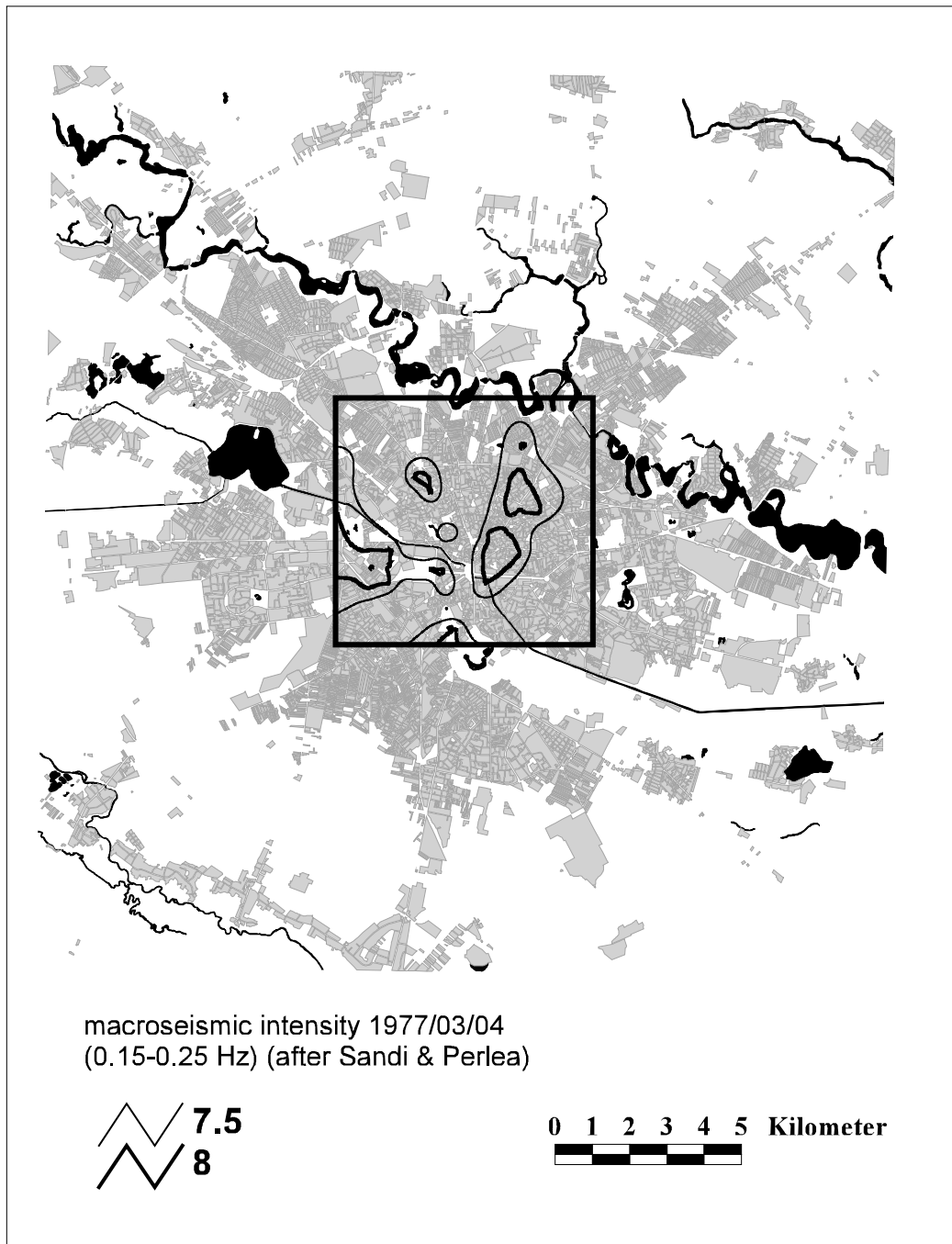


Abbildung 3.3: Periodenabhängige makroseismische Intensität des Bebens vom 4. März 1977 im Periodenbereich 0.15 - 0.25 s wie sie von Sandi and Perlea (1982) bestimmt und von Kienzle (2002) digitalisiert und konturiert wurde. Die Abbildung zeigt die Konturlinien für die Intensitäten 7.5 und 8.0. Insgesamt variieren die Werte zwischen 6 und 8.5. Die höchsten Werte werden in mehreren Hochintensitätszonen beobachtet.

Aufzeichnungen schwächerer Beben

Abb. 3.1 zeigt die Verteilung der Stationen des modernen K2-Stationsnetzes in Bukarest. Sie sind durch Dreiecke und ihren zweistelligen Stationscode gekennzeichnet. Zur Untersuchung der lateralen Variationen der seismischen Bodenbewegung in der Stadt werden 23 Vrancea-Beben verwendet, die zwischen Oktober 1997 und Dezember 2001 von diesen Stationen registriert wurden. Um ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis gewährleisten zu können, wurde bei der Auswahl der Beben eine untere Magnitudengrenze gesetzt. Dazu wurden aus dem ROMPLUS-Katalog (Oncescu et al., 1999b) alle Beben ausgewählt, die zum damaligen Zeitpunkt mit $M_w \geq 4.0$ geführt wurden, sofern sie an der Referenzstation IN und mindestens einer weiteren Station registriert wurden. Bei einer Aktualisierung des ROMPLUS-Kataloges nach Auswahl der Beben änderten sich mehrere Magnitudenangaben. In Tab. 3.1 sind die aktuellen Angaben von Herdzeiten, Hypozentralkoordinaten und Momentenmagnituden der 23 Beben aus dem ROMPLUS-Katalog aufgelistet. Danach umfassen die verwendeten K2-Aufzeichnungen Beben mit Momentenmagnituden zwischen 3.6 und 5.3. Dass dennoch ausreichend gute Signal-Rausch-Verhältnisse gewährleistet sind wird weiter unten gezeigt. Beben mit $M_w > 5.3$ wurden im genannten Zeitraum nicht registriert. Die Epizentren der 23 Beben sind in Abb. 2.1 als Kreuze dargestellt.

Als Beispiel sind in Abb. 3.4 Akzellerogramme des Bebens vom 28. April 1999 abgebildet. Mit $M_w = 5.3$ ist dies das stärkste Beben im betrachteten Zeitraum.

Die Signale sind kurz und haben erwartungsgemäß weniger ausgeprägte S-Wellen-Codas wie die Starkbebenaufzeichnungen. Die beiden Horizontal-komponenten der einzelnen Station weisen jeweils ähnliche Spitzenamplituden auf. Lediglich eine schwache Tendenz zu leicht höheren Amplituden auf den NS-Komponenten ist zu erkennen. Im Vergleich der unterschiedlichen Stationen miteinander zeigt sich eine signifikante Variabilität der maximalen Amplituden. Sie unterscheiden sich bis zu einem Faktor 4. An Stationen mit niedrigen Spitzenamplituden, wie BF, BM und IN, sind auch die Wellenformen einfacher, als die komplizierteren Wellenmuster an den Stationen BO und BP, an denen auch höhere Amplituden beobachtet werden. An der Station BP erscheint etwa 3.5 s nach dem S-Ersteinsatz eine zweite Wellengruppe.

Die Signal-Rausch-Verhältnisse der K2-Aufzeichnungen sind trotz der kleinen Magnituden und den rauschbelasteten urbanen Standorten sehr gut. Abb. 3.5 zeigt den Vergleich der FAS eines 15-Sekunden-Signalzeitfensters und eines 10-Sekunden-Zeitfensters aus dem Rauschen, das dem Ersteinsatz des P-Signals vorausgeht. Beide Aufzeichnungen stammen von der NS-

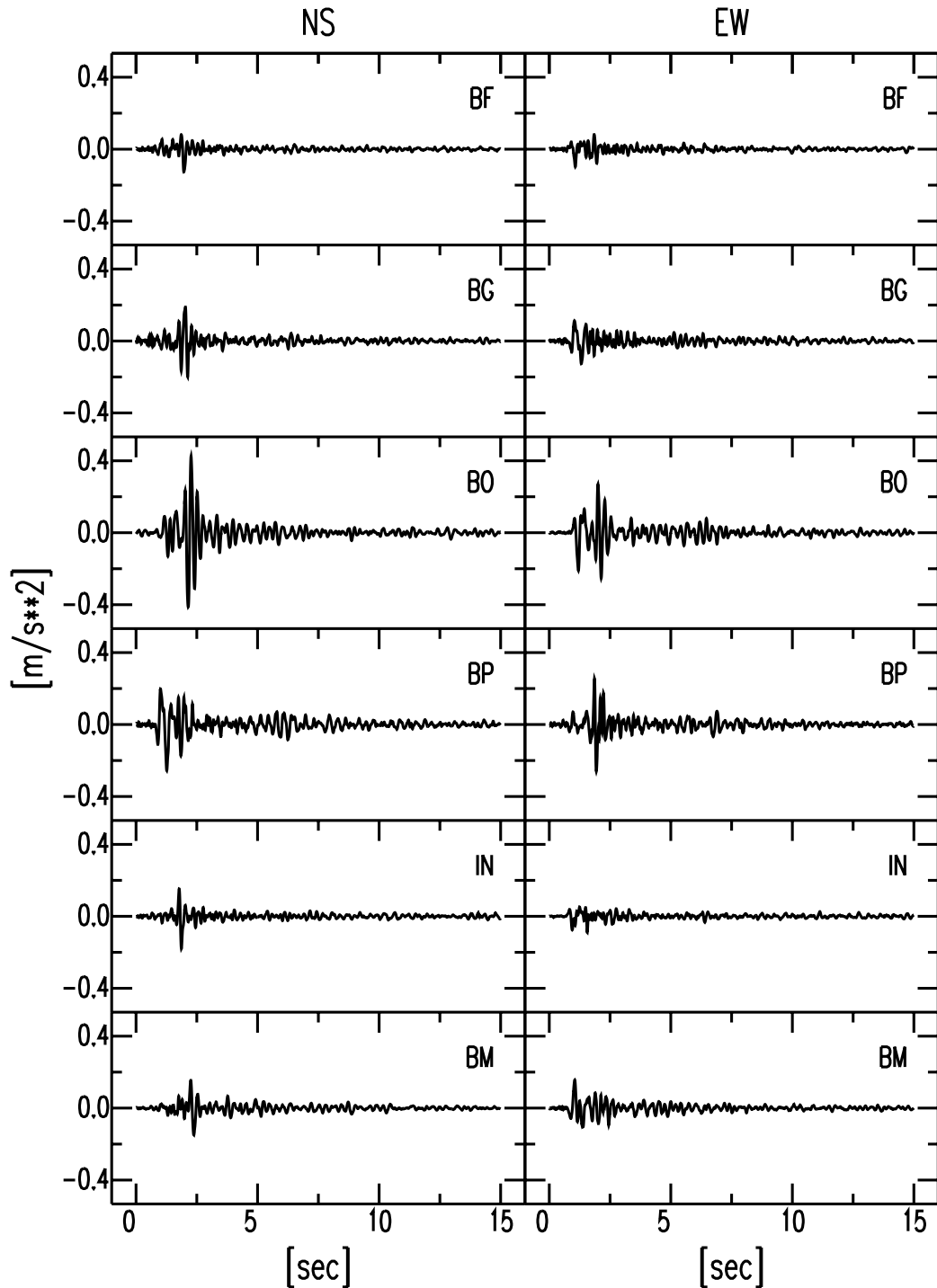


Abbildung 3.4: 15 s lange Beschleunigungsaufzeichnung des Bebens vom 28. April 1999 ($M_w = 5.3$). Das dargestellte Signal beginnt etwa 1s vor Eintreffen der S-Welle. Die linke Spalte zeigt die NS-, die rechte die EW-Komponente. Die Signale sind kurz und weisen keine so ausgeprägte Coda auf wie die zuletzt gezeigten Starkbebenakzellerogramme. Die Spitzenamplituden variieren deutlich sichtbar um einen Faktor von ca. 4. An Stationen mit geringen Spitzenamplituden (BF, BM und IN) liegen auch einfachere Wellenformen vor, als an Stationen mit höheren Spitzenamplituden (BO und BP).

Tabelle 3.1: Herdzeit, Hypozentrum und Momentenmagnitude der 23 Beben, die zur Untersuchung der lateralen Variation seismischer Bodenbewegung in Bukarest verwendet wurden (Quelle: ROMPLUS, Oncescu et al. (1999b))

Datum	Herdzeit	Breite	Länge	Herdtiefe	M_w
1997/11/18	11:23:16.3	45.76N	26.71E	123.0	4.7
1997/12/18	23:21:21.4	45.52N	26.26E	135.5	3.9
1997/12/30	04:39:30.3	45.54N	26.32E	139.1	4.6
1998/01/19	00:53:50.4	45.64N	26.67E	104.9	4.0
1998/01/31	21:14:48.5	45.47N	26.33E	136.6	3.6
1998/03/13	13:14:38.8	45.56N	26.33E	154.8	4.7
1998/04/14	01:03:52.1	45.73N	26.57E	141.3	3.8
1998/07/03	06:14:49.6	45.67N	26.76E	135.7	4.2
1998/07/27	15:02:18.5	45.67N	26.53E	135.4	4.4
1999/03/22	19:25:53.3	45.52N	26.31E	144.5	4.4
1999/04/04	01:21:12.6	45.70N	26.44E	146.0	3.7
1999/04/28	08:47:56.0	45.49N	26.27E	151.1	5.3
1999/04/29	18:44:12.9	45.62N	26.40E	147.7	4.0
1999/05/25	09:35:53.8	45.59N	26.49E	122.3	3.9
1999/06/29	20:04:07.4	45.61N	26.52E	131.0	4.2
1999/11/08	19:22:52.4	45.55N	26.35E	137.9	4.6
1999/11/14	09:05:59.0	45.52N	26.27E	132.0	4.6
2000/03/08	22:11:29.1	45.87N	26.72E	74.2	4.4
2000/04/06	00:10:38.8	45.75N	26.64E	143.4	5.0
2001/03/04	15:38:45.2	45.51N	26.24E	154.5	4.8
2001/05/24	17:34:02.5	45.63N	26.42E	143.7	4.9
2001/07/20	05:09:40.3	45.75N	26.79E	132.5	4.8
2001/10/17	13:01:32.8	45.60N	26.56E	86.6	4.2

Komponente des relativ schwachen Bebens vom 18. Dezember 1997 ($M_w = 3.9$) an der Station BO. Das Signal-Rausch-Verhältnis liegt im Frequenzbereich zwischen 0.5 und 10 Hz größtenteils über 20 dB. Nur bei Frequenzen < 0.5 Hz fällt es auf 0 oder weniger dB. Dieses Signal-Rausch-Verhältnis ist typisch für den gesamten Datensatz.

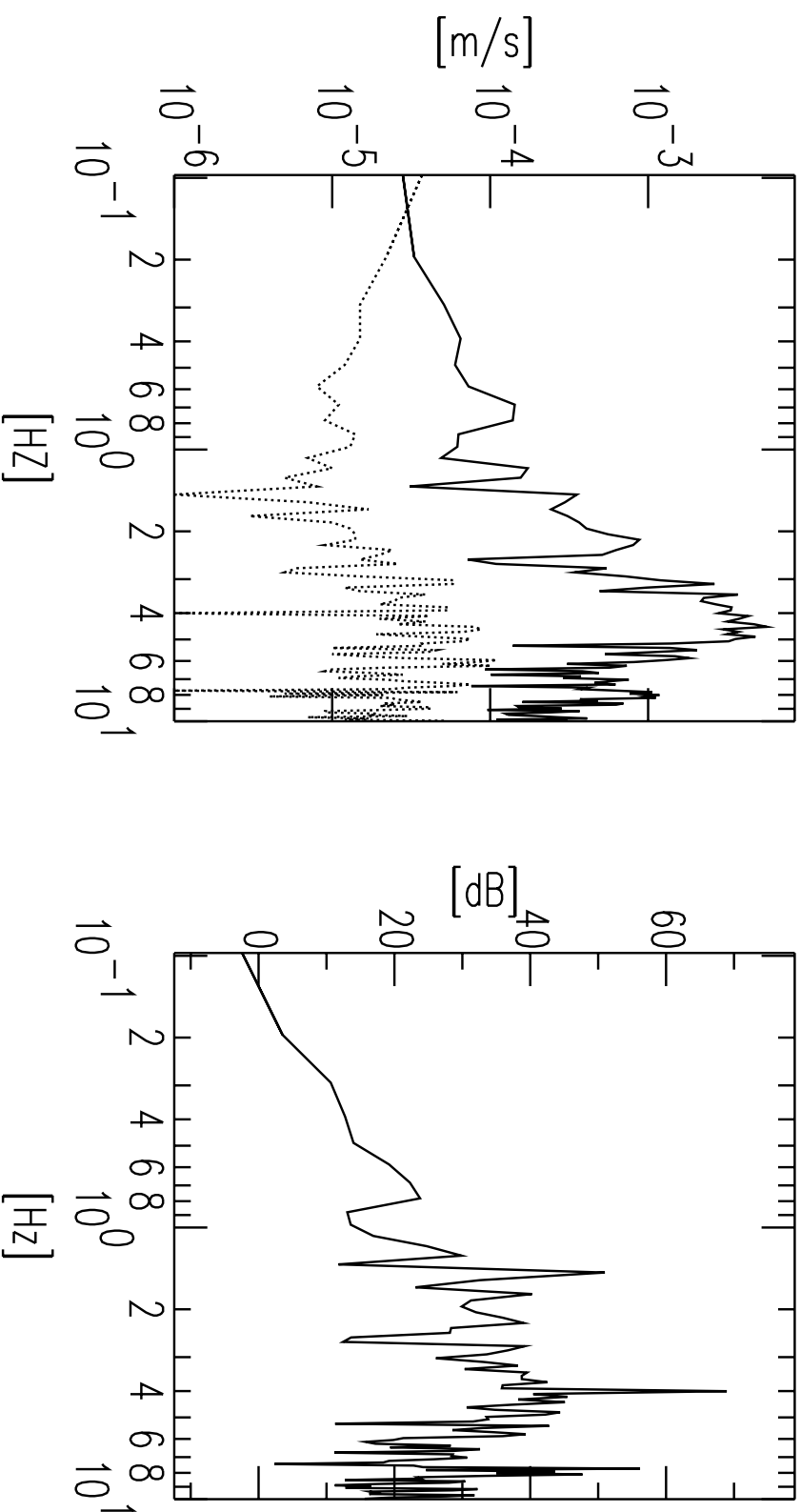


Abbildung 3.5: Linke Seite: Vergleich der FAS des 15 s langen Signalzeitfensters (durchgezogene Linie) und eines 10 s langen Zeitfensters aus dem der P-Welle vorausgehenden Rauschen (gestrichelte Linie) auf der NS-Komponente der Aufzeichnung des relativ schwachen Bebens vom 18. Dezember 1997 ($M_w = 3.9$) an der Station BO. Rechte Seite: Verhältnis der beiden links dargestellten Spektren in dB. Das Signal-Rausch-Verhältnis liegt im Frequenzbereich zwischen 0.5 und 10 Hz größtenteils über 20 dB und fällt für niedrigere Frequenzen unter 0 dB.

3.3 Datenbasis für die Modellierung der Beben vom 4. März 1977 und 30. August 1986

Damit der Modellierungsaufwand innerhalb eines machbaren Rahmens bleibt, muss bei der Bestimmung geeigneter Herdparameter im „trial and error“ - Verfahren darauf geachtet werden, dass die Anzahl der zu rechnenden Modelle nicht zu groß wird. Neben einer überlegten Auswahl der verwendeten Parameterkombinationen ist dazu auch eine Einschränkung des Datensatzes nötig. Auswahlkriterien sind dabei Bebenstärke und Herdtiefe. Zum einen werden nur Beben mit $M_w \geq 4.5$ als EGF-Beben verwendet, obwohl z. T. bereits Aufzeichnungen von Beben mit $M_w \geq 3.6$ innerhalb Bukarests ein gutes Signal-Rausch-Verhältnis aufweisen (siehe Kap. 3.2). Zum anderen werden nur Beben verwendet, deren Herd im Tiefenbereich der Bruchfläche eines möglichen Targetbebens liegt. Als Targetbeben kommen dabei die drei instrumentell registrierten Starkbeben vom 4. März 1977, 30. August 1986 und 30. Mai 1990 in Frage. Nach Oncescu and Bonjer (1997) befinden sich deren Bruchflächen in erster Näherung in Tiefen zwischen 70 und 90 km (30. Mai 1990), zwischen 90 und 110 km (4. März 1977) und zwischen 130 und 150 km (30. August 1986).

Nach den oben genannten Kriterien eignet sich das Beben vom 11. Oktober 1997 als EGF-Beben zur Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 und die Beben vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999, 14. November 1999 und 6. April 2000 als EGF-Beben für die Modellierung des Bebens vom 30. August 1986. Ein geeignetes EGF-Beben zur Modellierung des Bebens vom 30. Mai 1990 ist nicht vorhanden. Da die vier zuletzt genannten Beben auch bei der Untersuchung der lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest verwendet werden, finden sich Angaben zu ihren Hypozentren und Momentenmagnituden in Tab. 3.1 in Kap. 3.2. Das Beben vom 11. Oktober 1997 ist dort nicht aufgeführt, weil es nur an der Station IN aufgezeichnet wurde und somit nicht zur Untersuchung von räumlichen Variationen herangezogen werden kann. Die entsprechenden Angaben zu diesem Beben lauten:

Tabelle 3.2: Herdzeit, Hypozentrum und Momentenmagnitude des Bebens vom 11. Oktober 1997 (Quelle: ROMPLUS, Oncescu et al. (1999b))

Datum	Herdzeit	Breite	Länge	Herdtiefe	M_w
1997/10/11	19:00:00.5	45.80	26.80	110.3	4.5

Ergebnisse und Folgerungen aus der Modellierung können nur dann als zuverlässig erachtet werden, wenn sie sich an verschiedenen Standorten bestätigen. Um eine möglichst große Redundanz zu erzielen werden deshalb im Folgenden auch Stationen außerhalb Bukarests betrachtet. Es wurden die Standorte ausgewählt an denen das Beben vom 30. August 1986 und ein geeignetes EGF-Beben aufgezeichnet wurden. Voraussetzung dafür ist, dass sie sowohl Standort eines analogen SMA-1 Akzellerometers waren, als auch Teil des digitalen K2-Stationsnetzes der Universität Karlsruhe und NIEP sind. Namentlich handelt es sich dabei um die Stationen BM, CE, CF, IN, ML und VR (siehe Abb. 3.6 und 3.8). Für die Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 mit dem Beben vom 11. Oktober 1997 als EGF-Beben kommt nur der Standort IN in Bukarest in Frage.

Als Beispiel zeigt Abb. 3.6 die Aufzeichnungen des Bebens vom 14. November 1999, eines von zwei verwendeten EGF-Beben, die an allen sechs relevanten Stationen registriert wurden. Innerhalb Bukarests betragen die Spitzenamplituden 3.5cm/s^2 (BM) bzw. 2.8cm/s^2 (IN). Trotz der wesentlich größeren Epizentralentfernung sind die Maximalamplituden in Bukarest im gezeigten Beispiel größer als an der Station VR (1.7cm/s^2) in unmittelbarer Herdnähe. Dies ist jedoch nicht bei allen verwendeten Beben der Fall. Erwartungsgemäß sind die Amplituden des Signals an der Festgesteinsstation ML wesentlich geringer als an allen anderen Stationen. Im gezeigten Beispiel werden an dieser Station Spitzenwerte von nur 0.3cm/s^2 beobachtet. Die höchsten Amplituden werden bei den EGF-Beben dagegen i. d. R. an den westlich gelegenen Stationen CE und CF erreicht. Im Beispiel betragen diese 4.9cm/s^2 (CE) bzw. 4.6cm/s^2 (CF). Auch von dieser Regel gibt es jedoch Ausnahmen. So weist der Standort CE für das Beben vom 6. April 2000 und der Standort CF für das Beben vom 8. November 1999 verhältnismäßig kleine Amplituden auf. Insbesondere aber zeigen die Akzellerogramme des Targetbebens vom 30. August 1986 ein anderes Verhalten (siehe unten).

Offensichtlich gibt es in Abhängigkeit vom Standort Signale mit längeren und solche mit kürzeren S-Wellen-Signalkpaketen. Quantifizieren lässt sich dieser Unterschied mit Hilfe so genannter Husid-Diagramme (Husid, 1969). Sie beschreiben den zeitlichen Verlauf der Energiefreisetzung innerhalb eines Signalzeitfensters und sind als $I^{Husid}(t)$ durch

$$I^{Husid}(t) = \frac{\int_0^t A^2(t)dt}{\int_0^T A^2(t)dt} \quad (3.1)$$

gegeben, wobei $A(t)$ die Beschleunigung und T die Dauer des gesamten Signalzeitfensters sind. Als Trifunac-Dauer (Trifunac and Brady, 1975b) wird die Zeit zwischen $I^{Husid}(t) = 0.05$ und $I^{Husid}(t) = 0.95$ im Husid-Diagramm

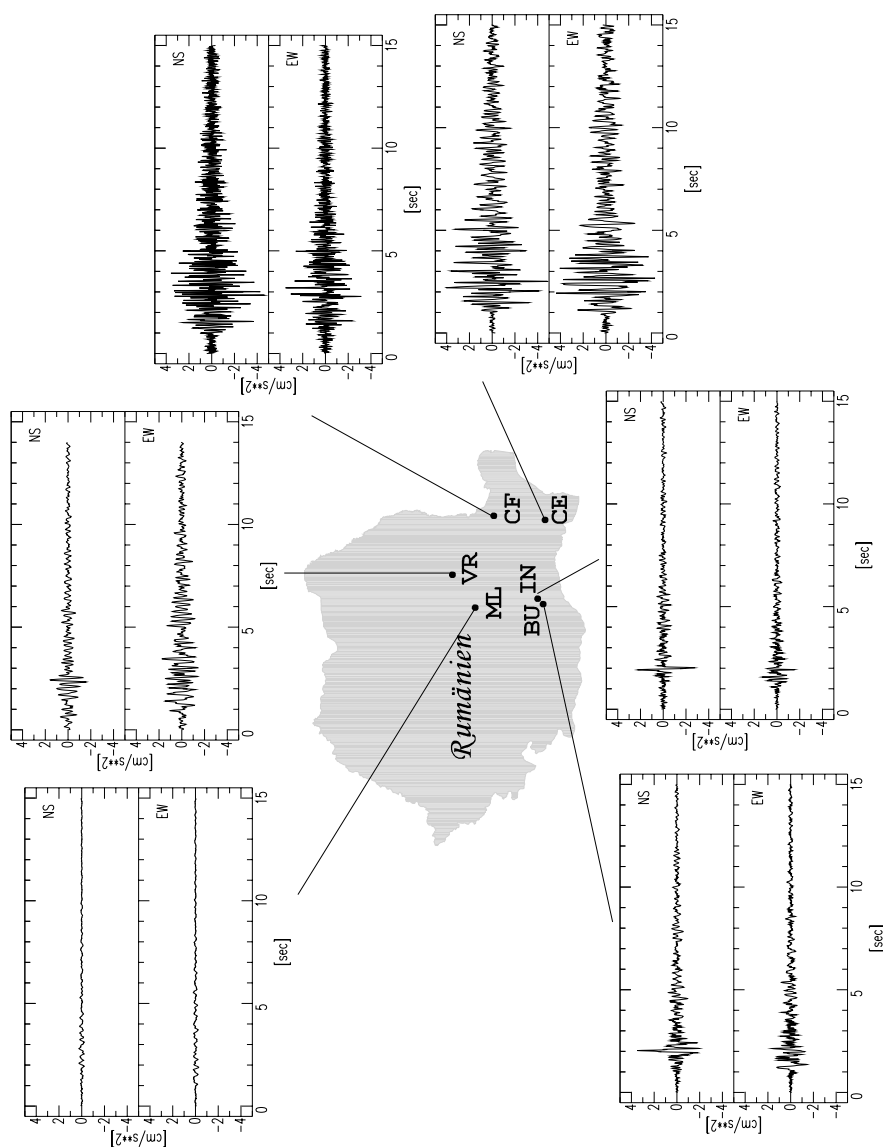


Abbildung 3.6: Aufzeichnungen des EGF-Bebens vom 14. November 1999. An der Festgesteinstation ML werden die kleinsten Spitzenamplituden beobachtet, an den beiden östlich gelegenen Stationen CE und CF die größten. Die S-Wellenpakete an den Bukarester Stationen BM und IN und auf der NS-Komponente der Station VR sind im Vergleich zu den anderen Stationen sehr kurz.

eines Akzellerogramms bezeichnet. Dies entspricht der Zeit innerhalb derer 90 % der Energie des aufgezeichneten Signals freigesetzt werden. Abb. 3.7 zeigt die Husid-Diagramme der verwendeten 15s langen Zeitfenster der NS-Komponenten des Bebens vom 14. November 1999 an der Station BM, als Beispiel für eine Station mit relativ kurzen und an der Station CE, als Beispiel für eine Station mit relativ langen S-Wellen-Signalpaketen. Deutlichster Unterschied ist der wesentlich steilere Anstieg des Diagramms an der Station BM bis etwa $I^{Husid}(t) = 0.6$. Als Maß für diesen Unterschied bietet sich somit in Analogie zur Trifunac-Dauer die Zeit zwischen $I^{Husid}(t) = 0.05$ und $I^{Husid}(t) = 0.6$ an. Sie wird im folgenden als 55% -Signaldauer $D[55]$ bezeichnet, da innerhalb dieser Zeit 55 % der Signalenergie freigesetzt werden.

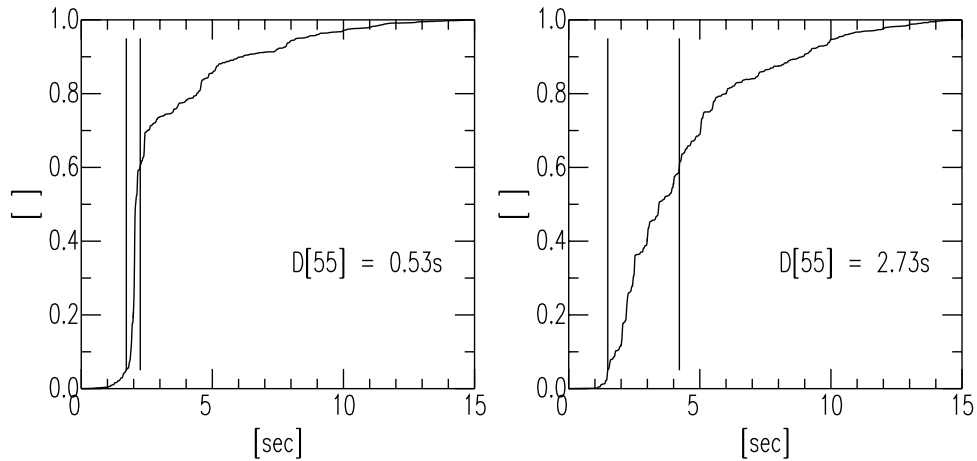


Abbildung 3.7: Husid-Diagramme der NS-Komponenten der Aufzeichnungen des Bebens vom 14. November 1999 an den Stationen BM (linke Seite) und CE (rechte Seite). Aufgetragen ist I^{Husid} gegen die Zeit. Die Punkte $I^{Husid} = 0.05$ und $I^{Husid} = 0.6$ sind durch vertikale Linien markiert. Die Zeit zwischen beiden Markierungen ist als $D[55]$ rechts im jeweiligen Diagramm angegeben. BM ist ein Beispiel für eine Station mit relativ kurzen, CE ein Beispiel für eine Station mit relativ langen S-Wellen-Paketen.

Die 55% -Signaldauern für das dargestellte Beispiel des Bebens vom 14. November 1999 sind in Tab. 3.3 aufgelistet. Typisch für den gesamten Datensatz ist, dass die Aufzeichnungen an den Stationen BM und IN in Bukarest und die NS-Komponente der Aufzeichnung an der Station VR im Vergleich zu den anderen Aufzeichnungen besonders kurze S-Wellenpakete aufweisen. Weiterhin typisch ist, dass an den Stationen BM, IN, ML und VR auf der NS-Komponente deutlich kürzere 55% -Signaldauern beobachtet werden, als auf der EW-Komponente. Dass sich die beiden Horizontalkomponenten bei Aufzeichnungen von Vrancea-Beben in ihrem Verhalten was

Amplitude und Wellenform angeht häufig unterscheiden ist seit längerem bekannt. Die Ursache dafür wird derzeit von Kollegen innerhalb der Sonderforschungsbereiches untersucht (Bonjer, pers. Kom.). Es könnte sich um so genannte „Multipathing-Effekte“ handeln, d. h. die Ausbreitungseffekte auf dem Weg der Wellen vom Herd zum Empfänger könnten sich für beide Komponenten unterscheiden. Ergebnisse dieser Untersuchung liegen jedoch noch nicht vor. Die 55% -Signaldauern an der Station ML sind nur geringfügig länger, als an der Station VR. Die längsten S-Wellenpakete weisen typischerweise die Stationen CE und CF auf. An der Station CF ist außerdem bei allen Aufzeichnungen ein hochfrequenter Signalanteil zu beobachten, der diese Station von den anderen unterscheidet und den Oancea et al. (1993) durch einen starken Streueffekt erklären.

Tabelle 3.3: 55% -Signaldauern der in Abb. 3.6 dargestellten Aufzeichnungen des Bebens vom 14. November 1999 in [s]

	NS	EW
BM	0.5	1.4
CE	2.7	2.0
CF	2.4	2.6
IN	0.3	1.4
ML	2.2	2.8
VR	1.8	2.8

Die Aufzeichnungen des Targetbebens vom 30. August 1986 sind in Abb. 3.8 dargestellt. Die Spitzenamplituden an den beiden Stationen in Bukarest betragen $1.35m/s^2$ am Standort BM und $1.09m/s^2$ am Standort IN. Am Standort VR im Herdgebiet liegen in diesem Fall etwas höhere Amplituden vor, als an den zuvor genannten Stationen. Der Spitzenwert liegt hier bei $1.41m/s^2$. Die Amplituden an der Station ML sind besonders auf der NS-Komponente im Verhältnis zu den anderen Stationen wesentlich höher als bei den EGF-Beben. Die Maximalamplitude beträgt $0.79m/s^2$. Der auffälligste Unterschied im Vergleich zu den EGF-Beben liegt jedoch im Verhalten der Stationen CE und CF. Während diese bei den EGF-Beben in den meisten Fällen die höchsten Maximalamplituden zeigen, liegen sie beim Targetbeben vom 30. August 1986 mit $0.61m/s^2$ (CE) und $0.70m/s^2$ (CF) am niedrigsten.

Erwartungsgemäß sind die S-Wellen-Codas bei dem stärkeren Targetbeben an allen Stationen länger und komplizierter als bei dem wesentlich schwächeren EGF-Beben in Abb. 3.6 (siehe Kap. 3.2). Dies äußert sich in insgesamt höheren 55% -Signaldauern. Für die dargestellten Aufzeichnungen

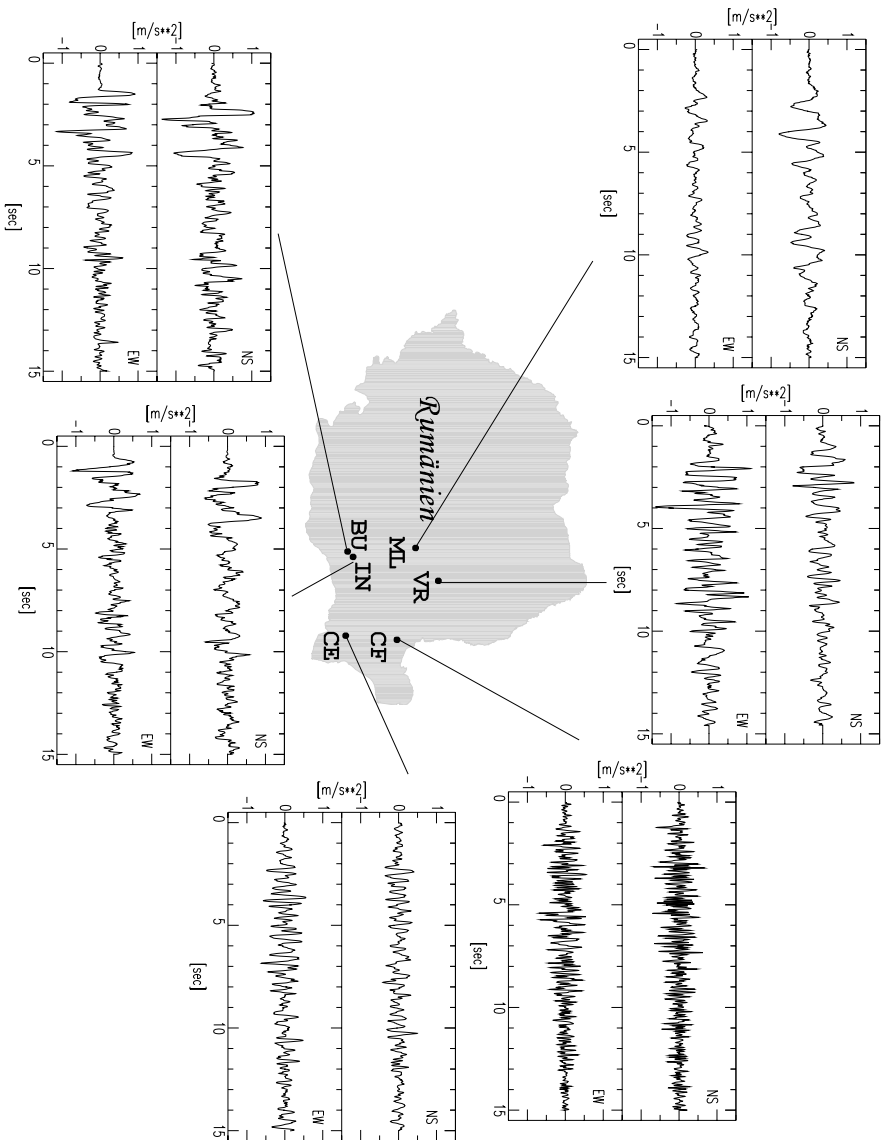


Abbildung 3.8: Aufzeichnungen des Targetbebens vom 30. August 1986. Die Spitzenamplituden an der Festgesteinstation ML sind, relativ zu den anderen Stationen gesehen, wesentlich größer, als bei den verwendeten EGF-Beben. Anders als bei diesen weisen die Stationen CE und CF nicht die größten, sondern die kleinsten Spitzenamplituden auf. Die Aufzeichnungen an den Stationen BM, IN und auf der NS-Komponente der Station VR weisen im Vergleich zu den anderen Stationen kurze S-Wellen-Pakete auf.

des Bebens vom 30. August 1986 in Abb. 3.8 sind sie in Tab. 3.4 aufgelistet. Die kürzesten Dauern finden sich auch hier in den Aufzeichnungen der Stationen BM und IN und in der Aufzeichnung der NS-Komponente der Station VR. Das unterschiedliche Verhalten der Horizontalkomponenten dieser Stationen ist weniger deutlich zu erkennen als beim zuvor diskutierten EGF-Beben. Ebenfalls sehr kurz ist das S-Wellen-Paket der Aufzeichnung der NS-Komponente an der Station ML. Auf der entsprechenden EW-Komponente ist es dagegen in diesem Fall auffallend lang. Die Stationen CE und CF weisen wie bei den EGF-Beben relativ lange 55% -Signaldauern auf.

Tabelle 3.4: 55% -Signaldauern der in Abb. 3.8 dargestellten Aufzeichnungen des Bebens vom 30. August 1986 in [s]

	NS	EW
BM	2.1	2.7
CE	5.6	4.5
CF	5.3	4.7
IN	2.5	2.9
ML	2.9	6.3
VR	2.8	4.0

Kapitel 4

Laterale Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Beschreibung standorteffektbedingter lateraler Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest. Theoretische Hintergründe zum allgemeinen Verständnis des Themas, zur angewandten Vorgehensweise und zur Zielsetzung werden in Kap. 4.1 beleuchtet. In Kap. 4.2 werden Variationen von PGA, Intensitäten und FAS in Bukarest anhand verfügbarer Beobachtungen analysiert. Die Ergebnisse werden in Kap. 4.3 diskutiert und interpretiert. In Kap. 4.4 werden theoretische und konzeptionelle Vorarbeiten zur zukünftigen Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest vorgestellt in denen die Ergebnisse aus Kap. 4.2 eine Anwendung finden.

4.1 Theoretische Grundlagen

Die in diesem Kapitel enthaltene Darstellung der theoretischen Grundlagen für die Untersuchung der lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest in den folgenden Kapiteln gliedert sich in drei Teile. Der erste (Kap. 4.1.1) gibt einen Überblick über den aktuellen Kenntnisstand zum Thema Standorteffekte. Im zweiten Teil (Kap. 4.1.2) wird die in der vorliegenden Arbeit angewandte Vorgehensweise zur Beschreibung standorteffektbedingter lateraler Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest beschrieben. Der dritte Teil (Kap. 4.1.3) schließlich stellt die so genannten ShakeMaps aus Süd-Kalifornien (Wald et al., 1999) als Vorbild für die geplante Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest

vor.

4.1.1 Standorteffekte

In der Praxis wird unter der Bezeichnung Standorteffekte oft nur der Einfluss der oberflächennahen geologischen Schichten, bis in eine Tiefe von größenordnungsmäßig höchstens 100 m, auf die Bodenbewegung verstanden. Dieser drückt sich durch eine Verstärkung der Scherwellenamplituden über weichen Böden aus. Ursachen dafür sind a) die Energieerhaltung bei Verringerung der Scherwellengeschwindigkeit und b) Resonanzeffekte in weicheren Schichten über einer Basis aus Festgestein. Die erhöhte Dämpfung in weichem Material kann diese Effekte in der Regel nicht aufwiegen.

Evidenz für ein derartiges Verhalten folgt nicht nur aus der theoretischen Bodenantwortanalyse, sondern auch aus Messungen der Bodenverstärkung an Bohrlocharrays (Joyner et al., 1976) und Messungen von Variationen der Bodenbewegung an der Oberfläche über sich ändernder Geologie (Idriss and Seed, 1968). Seit den 1970er Jahren werden Standorteffekte in amerikanischen Gebäudebaurichtlinien berücksichtigt. Eine breite wissenschaftliche Diskussion setzte jedoch erst nach dem Michoacan Beben im Jahre 1985 in Mexiko ein (Anderson et al., 1986). Dabei traten bedeutende Schäden in den Teilen Mexico Citys auf, die auf weichen Seesedimenten gebaut worden waren, obwohl das Epizentrum ca. 350 km von der Stadt entfernt lag. Stadtteile, die auf Festgestein gebaut worden waren, blieben von größeren Schäden verschont. Ein zweites oft zitiertes Fallbeispiel ist das Loma Prieta Beben von 1999, bei dem in Teilen San Franciscos und Oaklands schwere Schäden angerichtet wurden (Seed et al., 1990). Hier bewirkte der so genannte San Francisco Bay Mud (= Schlick), dort wo er auftritt, erhebliche Verstärkungen der Bodenbewegungen.

Neuere Untersuchungen zeigen, dass unter Umständen auch unterirdische Fokussierung (z. B. Gao et al., 1996) und an den Rändern von Sedimentbecken erzeugte Oberflächenwellen (z. B. Field, 1996) berücksichtigt werden müssen. Obwohl diese Effekte durch wesentlich großräumigere Strukturen verursacht werden, als die oben beschriebenen, werden sie ebenfalls zu den Standorteffekten gerechnet. Ein weiterer zu berücksichtigender Punkt sind nichtlineare Effekte in weichen Sedimenten. Sie bewirken eine Abhängigkeit des Standorteffekts von der Stärke des Signals. Dies sollte jedoch nur Bodenbewegungen mit Beschleunigungen von mehr als 0.1 bis 0.2 g betreffen (Bard, 1999). Komplexe und schwer berechenbare Standorteffekte entstehen durch ausgeprägte topographische Irregularitäten, falls solche vorhanden sind (Sanchez-Sesma and Campillo, 1993).

Von den empirischen Methoden zur Bestimmung von Standorteffekten

seien im folgenden nur vier beschrieben, nämlich die klassische Spektraldivision nach Borchardt (1970), die generalisierte Inversion nach Andrews (1986), die H/V-Methode nach Lermo et al. (1995) und die Methode von Nakamura (1989). Weitere Methoden werden z. B. bei Bard (1995, 1999) und Bard and Riepl-Thomas (2000) beschrieben. Neben den empirischen Methoden bestehen verschiedene Möglichkeiten Standorteffekte auf der Basis geotechnischer Untergrundmodelle numerisch zu modellieren. Auch dafür finden sich bei Bard (1995, 1999) und Bard and Riepl-Thomas (2000) Beispiele.

Die klassische Methode zur Bestimmung von Standorteffekten (Borchardt, 1970) geht von einer Parametrisierung der seismischen Bodenbewegung durch

$$A(f) = F(f) \cdot P(f) \cdot S(f) \quad (4.1)$$

aus, wobei $A(f)$ das FAS der Bodenbeschleunigung, $F(f)$ ein Herdabstrahlterm, $P(f)$ ein Laufwegterm für die Effekte bei der Wellenausbreitung vom Herd zum Empfänger und $S(f)$ ein Standorteffektterm sind. Der Einfluss des verwendeten Sensors wird hier nicht berücksichtigt. Er ist i. d. R. bekannt und kann rechnerisch eliminiert werden. Standorte mit Festgestein als Untergrund gelten als standorteffektfrei, d. h. $S(f) = 1$. Ist für einen zu untersuchenden Standort und eine Referenzstation mit Festgestein als Untergrund gewährleistet, dass sich die Herdabstrahl- und Laufwegterme für beide Standorte bei einem Beben kaum unterscheiden, so ergibt sich der Standorteffekt am zu untersuchenden Standort demnach durch Division des dort beobachteten FAS durch das entsprechende FAS an der Referenzstation. I. d. R. ist dies dann der Fall, wenn die Entfernung zwischen beiden Standorten wesentlich kleiner, als die Hypozentralentfernungen ist. Die Division wird dann durch folgende Gleichung beschrieben:

$$\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)} = \frac{F_{ik}(f)P_{ik}(f)S_i(f)}{F_{0k}(f)P_{0k}(f)S_0(f)} \approx S_i(f) \quad (4.2)$$

Dabei ist i der Stations-, k der Bebenindex und $i = 0$ bezeichnet die Referenzstation mit Festgestein als Untergrund ($S_0(f) = 1$).

Andrews (1986) wendet oben genannte Parametrisierung (4.1) auf einen ganzen Satz von Daten mit Beobachtungen verschiedener Beben an verschiedenen Stationen an:

$$A_{ik}(f) = F_k(f) \cdot P_{ik}(f) \cdot S_i(f) \quad (4.3)$$

bzw.

$$\log(A_{ik}(f)) = \log(F_k(f)) + \log(P_{ik}(f)) + \log(S_i(f)) \quad (4.4)$$

mit Stationsindex i und Bebenindex k . Von den Laufwegtermen wird angenommen, dass sie nur die Amplitudenabnahme mit zunehmender Epizentralentfernung beschreiben, sodass sie durch ein bekanntes Abklinggesetz ausgedrückt werden können. Weiterhin wird der Standorteffektterm an einer Referenzstation vorgegeben. Daraufhin kann gleichzeitig nach Herdabstrahl- und Standorteffekttermen invertiert werden. Ein ähnliches Verfahren wendeten Onescu et al. (1999a) in Bukarest und Südost-Rumänien an.

Die beiden bisher vorgestellten Methoden zur Standorteffektbestimmung benötigen eine Referenzstation mit standorteffektfreien Bodenbewegungen oder mit bekanntem Standorteffekt. Eine solche ist jedoch in vielen Fällen nicht verfügbar. Zur Bestimmung von Standorteffekten ohne Verwendung einer Referenzstation wird beispielsweise die so genannte H/V-Methode verwendet, bei der die FAS der Horizontalkomponenten einer Bebenaufzeichnung durch die entsprechende Vertikalkomponente dividiert werden (Lermo et al., 1995). Dieser Methode liegt die Annahme zugrunde, dass die Vertikalkomponente zwar Herdabstrahl- und Laufwegterme beinhaltet, jedoch deutlich weniger von Standorteffekten betroffen ist, als die Horizontalkomponenten. Bei der Division sollten sich die genannten herauskürzen und der Standorteffektterm übrig bleiben. Die Anwendung dieses Verfahrens auf Aufzeichnungen des Rauschpegels an einem Standort anstelle von Bebenaufzeichnungen wird als Nakamura-Methode (Nakamura, 1989) bezeichnet. Beide genannten Verfahren wurden von Bonjer et al. (1999, 2002) in Bukarest und Südost-Rumänien angewendet. Diese Verfahren eignen sich erfahrungsgemäß zur Bestimmung der Frequenzabhängigkeit der Bodenverstärkung. Field and Jacob (1995) zeigten jedoch, dass sie i. d. R. nicht in der Lage sind deren Amplitude korrekt wiederzugeben.

Weltweit wurden zahlreiche Studien zur Untersuchung von Standorteffekten durchgeführt. (Kramer, 1996, S. 308-322), Bard (1995), Bard (1999), Bard and Riepl-Thomas (2000) und Field and the SCEC Phase III Working Group (2000) fassen den aktuellen Wissensstand zusammen.

4.1.2 Beschreibung standorteffektbedingter lateraler Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest

Um Kenntnisse über Standorteffekte im Stadtgebiet Bukarests zu erhalten, werden die Variationen dreier Bodenbewegungsparameter, nämlich PGA, Intensität und FAS, in den verfügbaren Registrierungen untersucht. Um die verschiedenen Erdbeben direkt miteinander vergleichen zu können werden PGA und FAS jeweils mit der entsprechenden Aufzeichnung an einer Refe-

renzstation normiert. Ein Standort mit standorteffektfreien Bodenbewegungen oder bekanntem Standorteffect, der sich hierfür besonders eignen würde, existiert in Bukarest jedoch nicht. Deshalb wird eine selbst standorteffekt-behaftete Referenzstation mit unbekanntem Standorteffect verwendet. Die naheliegendste Wahl hierfür ist die Station IN, da von ihr bisher die meisten Aufzeichnungen vorliegen. Insbesondere wurden an ihr sowohl Starkbeben- und Daten der Beben von 4. März 1977, 30. August 1986 und 30. Mai 1990 mit einem SMAC-B Instrument, als auch Daten schwächerer Beben mit einer K2-Einheit registriert. Im Falle eines typischen Vrancea-Bebens sind die Entfernungen zwischen den verschiedenen Stationen im Stadtgebiet wesentlich kleiner, als die Hypozentralentfernungen (siehe Kap. 2). Deshalb sollten sich in einem solchen Fall die Herdabstrahl- und Laufwegterme für diese Stationen kaum voneinander unterscheiden. Aus der Normierung der FAS mit der Aufzeichnung an der Referenzstation folgt aber nicht wie beim oben beschriebenen Verfahren zur Bestimmung von Standorteffecten nach Borchardt (1970) der Standorteffectterm am untersuchten Standort, sondern die standorteffectbedingte laterale Variation der Bodenbewegung in Bezug auf die Referenzstation. Die Normierung wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)} = \frac{F_{ik}(f)P_{ik}(f)S_i(f)}{F_{0k}(f)P_{0k}(f)S_0(f)} \approx \frac{S_i(f)}{S_0(f)} \quad (4.5)$$

Wie in (4.2) ist i der Stations- und k der Bebenindex. $i = 0$ bezeichnet die Referenzstation IN.

Wären Herdabstrahl- und Laufwegterme am zu untersuchenden Standort und an der Referenzstation jeweils exakt identisch, so wäre das Verhältnis $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)} = \frac{S_i(f)}{S_0(f)}$ für alle Beben konstant. Tatsächlich ist dies nicht der Fall und unterschiedliche Hypozentren und Herdmechanismen führen zu Variationen von $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$. Diese sollten bei der gegebenen Herd-Empfänger-Geometrie nach oben gesagtem jedoch gering sein. Im Folgenden wird eine quantitative Abschätzung der daraus resultierenden theoretisch zu erwartenden Varianz bei der Bestimmung von $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$ für die 23 verwendeten Beben gegeben.

Unter der häufig verwendeten Annahme, dass der Herdabstrahlterm durch eine azimutabhängige Abstrahlcharakteristik von unten beschriebener Form und eine azimutunabhängige Herdzeitfunktion bestimmt ist, kann er bei der vorliegenden Herd-Empfänger-Geometrie nur in geringem Maße variieren. Zur Beschreibung der Abstrahlcharakteristik wird die gebräuchliche „Double-Couple“-Punktquellen-Approximation verwendet (z. B. Aki and Richards, 1980, S. 77-84). Der Herdabstrahlterm $F(f)$ für S-Wellen ist dann in ausreichender Entfernung vom Hypozentrum (so genanntes Fernfeld) einem richtungsabhängigen Abstrahlfaktor R proportional. In einem geografischen

Koordinatensystem kann dieser in

$$\begin{aligned}
 R_{SH} = & (\cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos i \cdot \sin\Phi) + \\
 & (\cos\lambda \cdot \sin\delta \cdot \sin i \cdot \cos 2\Phi) + \\
 & (\sin\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \cos i \cdot \cos\Phi) - \\
 & (0.5 \sin\lambda \cdot \sin 2\delta \cdot \sin i \cdot \sin 2\Phi)
 \end{aligned} \tag{4.6}$$

und

$$\begin{aligned}
 R_{SV} = & (\sin\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \cos 2i \cdot \sin\Phi) - \\
 & (\cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos 2i \cdot \cos\Phi) + \\
 & (0.5 \cos\lambda \cdot \sin\delta \cdot \sin 2i \cdot \sin 2\Phi) - \\
 & (0.5 \sin\lambda \cdot \sin 2\delta \cdot \sin 2i \cdot (1 + \sin^2\Phi))
 \end{aligned} \tag{4.7}$$

zerlegt werden, wobei beide vom so genannten Rake λ , dem Einfallswinkel der Bruchfläche δ , dem Unterschied Φ zwischen der Streichrichtung der Bruchfläche und dem Azimut der betrachteten Station und dem Abstrahlwinkel i abhängen. Die Definitionen dieser Winkel folgen Lay and Wallace (1995). Prinzipiell beschreibt λ die Richtung des Versatzes auf der Bruchfläche, δ und Φ die Orientierung der Bruchfläche im dreidimensionalen Raum und i die Richtung in der das betreffende seismische Signal die Quelle verlässt. $F(f)$ ist nun proportional zu:

$$R = \sqrt{R_{SH}^2 + R_{SV}^2} \tag{4.8}$$

Die Verhältnisse der Herdabstrahlterme zu ihren Referenzwerten an IN folgen durch Anwendung der Gleichungen (4.6), (4.7) und (4.8) aus den Herdflächenlösungen von Bonjer et al. (2001), die λ , δ und die Streichrichtung der Herdfläche enthalten, und den Hypozentren aus Tab. 3.1. Die relativen Standardabweichungen der Verhältnisse ergeben sich so zu 10 % an der Station BC, 6 % an der Station BF, 11 % an der Station BO und 13 % an der Station BP. Dabei werden nur die Stationen als Beispiele betrachtet, an denen für alle aufgezeichneten Beben Herdflächenlösungen vorliegen. Zu diesen Ergebnissen muss bemerkt werden, dass der Effekt der Herdabstrahlcharakteristik auf die hochfrequenten Akzellerogramme durch eine derartige theoretische Berechnung vermutlich weit überschätzt wird. In der Realität wird er nämlich im Frequenzbereich über 1Hz durch Streuvorgänge während der Wellenausbreitung in beträchtlichem Maße geglättet.

Der Laufwegeffekt beschreibt das Abklingen der Amplituden mit zunehmender Herdentfernung. Durch die ähnlichen Hypozentralentfernungen der

23 untersuchten Beben können hierbei nur unbedeutende Unterschiede zwischen den Beben verursacht werden. Um den Effekt der Amplitudenabnahme zu ermitteln wird der Laufwegterm als

$$A(R) = \frac{A(0)}{R} \cdot e^{-\frac{f\pi r}{Q_\beta(f) \cdot v_S}} \quad (4.9)$$

parametrisiert. Dabei ist $A(R)$ die Bodenbeschleunigung bei einer Hypozentralentfernung R , $A(0)$ die Beschleunigung in der Nähe des Herdes, f die Frequenz, $Q_\beta(f)$ der so genannte Qualitätsfaktor für S-Wellen, v_S die Scherwellengeschwindigkeit und R die Hypozentralentfernung.

Das Ergebnis einer Coda-Wellen-Studie von Onescu et al. (1999a) liefert eine Abschätzung von $Q_\beta(f)$:

$$Q_\beta(f) = 109 \cdot f^{0.81} \quad (4.10)$$

Bei $5Hz$ beträgt $Q_\beta(f)$ somit ca. 400. Diese Frequenz stellt als ungefähre obere Schranke des Frequenzbereichs, in dem die deutlichsten Bodenbewegungsvariationen beobachtet werden (siehe Kap. 4.2), auch für die Amplitudenabnahme innerhalb dieses besonders relevanten Bereiches ein Maximum dar. v wird auf $4.5km/s$ geschätzt. Mit (4.9) ergeben sich daraus für die Verhältnisse der Laufwegterme der 23 untersuchten Beben zu ihren Referenzwerten an der Station IN relative Standardabweichungen von 1 % an der Station BC, 0 % an der Station BF, 1 % an der Station BO und 1 % an der Station BP. Theoretisch wird die Varianz der normierten FAS also hauptsächlich durch die Herdabstrahlterme kontrolliert, während die Varianz der Laufwegterme vernachlässigbar ist.

Eine Berechnung der theoretisch zu erwartenden relativen Standardabweichungen unter gleichzeitiger Berücksichtigung von Herdabstrahl- und Laufwegeffekt ergibt sich durch die Anwendung des Gauss'schen Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf (4.1). Daraus ergeben sich 10 % an der Station BC, 6 % an der Station BF, 10 % an der Station BO und 12 % an der Station BP.

Wegen der somit anzunehmenden geringen Variationen des Verhältnisses $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$ bei unterschiedlichen mitteltiefen Vrancea-Beben, eignen sich bekannte $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$ auch zur Vorhersage zu erwartender lateraler Variationen seismischer Bodenbewegungen in Bukarest bei zukünftigen Beben. Sofern das FAS an der Referenzstation IN bekannt ist kann bei bekanntem $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$ die Bodenbewegung am Standort i abgeschätzt werden. Von dieser Möglichkeit soll im Rahmen der geplanten Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest Gebrauch gemacht werden. Als Grundlage hierzu dienen jeweils die Mittelwerte der Verhältnisse $\frac{A_{ik}(f)}{A_{0k}(f)}$ der 23 untersuchten Beben, die in Kap. 4.2 bestimmt werden.

4.1.3 Südkalifornische ShakeMaps

Der Amerikanische Geologische Dienst USGS (= United States Geological Survey) generiert für Südkalifornien seit 1997 im Falle eines Bebens so genannte ShakeMaps (Wald et al., 1999). Es handelt sich dabei um Karten der räumlichen Verteilung der Bodenparameter PGA, maximale Bodengeschwindigkeit (PGV = peak ground velocity), instrumentelle Intensität und spektrale Beschleunigung bei Perioden von 0.3 und 1.0 Sekunden. Als spektrale Beschleunigung werden die Werte eines so genannten Response-Spektrums bezeichnet. Dieses beschreibt die Maxima der Antworten schwingfähiger Systeme mit einem Freiheitsgrad auf eine Anregungsfunktion in Abhängigkeit von der Eigenperiode der Systeme (siehe z. B. Kramer, 1996, S. 571). Lange Zeit stellte die Bestimmung von Magnitude und Hypozentrum die einzige Möglichkeit zur schnellen Charakterisierung eines Erdbebens dar. Diese Vorgehensweise ist auch heute noch üblich. Von Nachteil ist jedoch, dass diese Größen i. d. R. nur von Seismologen interpretiert werden können. Außerdem ist das Schadensbild im Falle eines starken Bebens oft stark von Standorteffekten geprägt und stimmt nicht mit dem überein was aufgrund der Kenntnis von Magnitude und Hypozentrum intuitiv erwartet worden wäre. Hauptvorteil der ShakeMaps gegenüber dieser Darstellung ist deshalb, dass die in ihnen dargestellten Parameter erfahrungsgemäß sehr viel besser mit dem entsprechenden Schadensbild korrelieren und somit eine zuverlässigere Einschätzung zulassen. Im Falle eines katastrophalen Bebens ermöglichen sie es besonders schwer betroffene Gebiete als dringendste Ziele von Rettungsmaßnahmen und weniger betroffene Gebiete als potentielle Quellen nutzbarer Ressourcen zu erkennen. Die ShakeMaps stehen 3 - 5 Minuten nach dem Beben zur Verfügung und sind über das Internet abrufbar. In ihrer Schnelligkeit und Aussagekraft können sie ein wichtiges Hilfsmittel für die Koordination eines effektiven Katastrophenmanagements darstellen.

Zur Generierung der ShakeMaps werden Aufzeichnungen einer ständig wachsenden Zahl von Stationen verwendet, die von USGS, California Institute of Technology (CalTech) und California Division of Mines and Geology (CDMG) betrieben werden. Die oben aufgezählten Bodenbewegungsparameter an diesen Stationen sind im Falle eines Bebens in Quasi-Echtzeit verfügbar. Die Bodenbewegungsparameter an nicht instrumentierten Standorten werden mit Hilfe von Abklingfunktionen (Joyner and Boore, 1981; Boore et al., 1994) und von Kenntnissen über die lokale Geologie abgeschätzt. Letztere liegen in Form einer geologischen Karte von Park and Ellrick (1998) vor. Diese beinhaltet eine Klassifizierung des Bodens. Es werden drei Klassen unterschieden, die als Q,T und M bezeichnet werden. Q steht für Quartär (= Quaternary) und bezeichnet Böden, die durch eine mittlere Scherwellen-

geschwindigkeit von 333 m/s gekennzeichnet sind. T steht für Tertiär (= Tertiary) und bezeichnet weiches Gestein, das durch eine mittlere Scherwellengeschwindigkeit von 406 m/s gekennzeichnet ist. M steht für Mesozoikum (= Mesozoic) und bezeichnet Festgestein, das durch eine mittlere Scherwellengeschwindigkeit von 589 m/s gekennzeichnet ist. Mit den empirischen Relationen von Borchardt (1994) lassen sich bei bekannter Bodenklasse des Stationsuntergrundes gemessene Bodenbewegungsparameter in die unter der Annahme einer anderen Bodenklasse am selben Standort zu erwartenden Parameter umrechnen.

Ereignet sich ein Beben werden folgende Schritte automatisch ausgelöst. Mit einem schnellen Algorithmus von Kanamori (1993) wird das Beben lokalisiert und seine Magnitude bestimmt. In Gebieten mit wenigen Instrumenten werden so genannte Phantomstationen definiert. Dabei handelt es sich um nicht instrumentierte Standorte, die ein Gitter der Zellengröße 30×30 km bilden. Die Bodenbewegungsparameter, die unter der Annahme von Festgesteinsuntergründen an diesen Phantomstationen zu erwarten wären, werden mit den Abklingfunktionen von Joyner and Boore (1981) und Boore et al. (1994) berechnet. An den instrumentierten Standorten werden aus den Beobachtungen mit Hilfe der Relationen von Borchardt (1994) ebenfalls die Parameter berechnet, die für Festgesteinsuntergründe an diesen Standorten zu erwarten wären. Daraufhin können die Bodenbewegungsparameter für Festgestein zwischen instrumentierten Standorten und Phantomstationen auf ein feineres Netz mit einer Zellengröße von etwa 3×3 km interpoliert werden. Mit den Relationen von Borchardt (1994) werden die Parameter auf diesem feinen Netz dann wieder auf die tatsächlich vorliegenden Bodenbedingungen umgerechnet. Als Resultat daraus ergibt sich die fertige ShakeMap.

4.2 Beobachtete Variationen

Im Folgenden werden die Variationen von drei Bodenbewegungsparametern in den verfügbaren Aufzeichnungen untersucht, nämlich PGA (Kap. 4.2.1), instrumentelle Intensität (Kap. 4.2.2) und FAS (Kap. 4.2.3).

4.2.1 PGA Variationen

Abb. 4.1 zeigt die Mittelwerte der mit den Beobachtungen an der Station IN normierten PGA-Werte aller 23 verwendeten Beben an den K2-Stationen. Die beiden horizontalen Komponenten werden wie unabhängige Aufzeichnungen behandelt. Die vertikalen Balken bedeuten plus und minus eine Standardabweichung. Der Mittelwert an der Station IN ist definitionsgemäß 1 und

die Standardabweichung 0. Die Stationen BF und BV weisen auf der NS-Komponente etwas geringere, aber auf der EW-Komponente gleich große oder etwas höhere PGA-Werte auf als die Station IN. Gleich große oder etwas höhere Werte auf beiden Komponenten zeigen die Stationen BC, BH, BM, BS, und BT. Der Unterschied zu IN liegt hier jedoch unterhalb eines Faktors von 1.5. Dieser wird an der Station BG auf einer Komponente (1.6 auf der EW-Komponente) und an der Station BD auf beiden Komponenten (1.8 auf der NS- und 1.6 auf der EW-Komponente) überschritten. Deutlich höhere Werte werden an den Stationen BO und BP beobachtet. Hier liegen die Verstärkungsfaktoren gegenüber IN auf beiden Komponente zwischen 2.4 und 2.9.

Die Varianz in den mittleren normierten PGA-Werten ist mit Standardabweichungen bis zu ca. 50 % der absoluten Werte sehr hoch. Relative Standardabweichungen von weniger als 30 % treten nur an den Stationen BC, BF und BV auf einer Komponente und an den Stationen BH, BS und BT auf beiden Komponenten auf. Dabei zeigt keine der Komponenten eine systematisch höhere oder niedrigere Varianz. Zum Teil kann die hohe Varianz durch die Anfälligkeit der für die PGA bestimmenden hochfrequenten Signalanteile gegenüber Streueffekten erklärt werden. Insbesondere darf dabei nicht vergessen werden, dass während sich beim Bilden von FAS-Verhältnissen Herd- und Laufwegeinflüsse einfach herauskürzen sollten (siehe Kap. 4.1.2), dies für die PGA-Verhältnisse nicht der Fall ist.

Die oben beschriebene Untersuchung wurde auch für die SMA-1 Stationen mit den Aufzeichnungen der Beben von 1986 und 1990 durchgeführt. Da nur zwei Ereignisse untersucht werden, ist eine statistische Auswertung nicht möglich. Deshalb sind die PGA-Verhältnisse dieser beiden Beben in Tabellenform aufgelistet (Tab. 4.1). An allen Stationen ergeben sich unterschiedliche PGA-Verhältnisse für beide Beben. An BU, ML und MT sind die Unterschiede jedoch nur gering. An zwei Stationen (ME und PN) besteht für die beiden Beben außerdem ein signifikanter Unterschied der Beziehungen der PGA-Verhältnisse beider Komponenten zueinander. In beiden Fällen sind die Amplituden von NS- und EW-Komponente beim Beben vom 30. August 1986 etwa gleich groß, während beim Beben vom 30. Mai 1990 die NS-Komponente deutlich größer ist. PGA-Verhältnisse von etwa 2 werden nur auf den NS-Komponenten der Stationen OT (30. August 1986) und PN (30. Mai 1990) erreicht, auf der EW-Komponente der Station ER (30. August 1986) immerhin noch ein Verhältnis von 1.6. Alle anderen Werte liegen darunter. An den Stationen im Süden (MT und ME) sind die Werte relativ klein.

Abb. 4.2 zeigt die geographische Verteilung der mittleren normierten PGA-Werte von schwächeren und Starkbeben. Dabei bedeutet eine dunk-

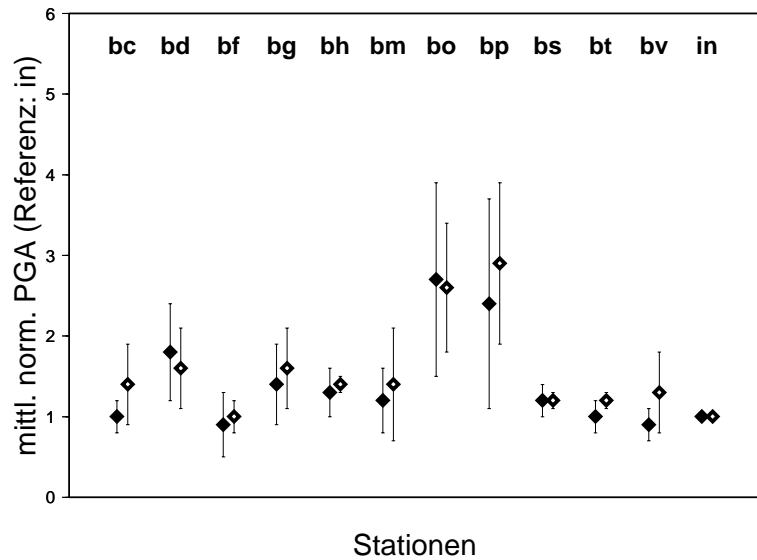


Abbildung 4.1: Mittlere normierte PGA-Werte in Bezug auf die Referenzstation IN an den K2-Stationen in Bukarest. Die zwei Horizontalkomponenten werden als unabhängige Aufzeichnungen behandelt. Die schwarzen Karos bezeichnen die NS, die weißen die EW-Komponente. Die vertikalen Balken bezeichnen plus bzw. minus eine Standardabweichung. An den meisten Stationen sind die Werte ungefähr gleich 1. Etwas höhere Werte werden an den nordwestlichen Stationen BD und BG beobachtet. Signifikant höhere Werte treten nur an der nordwestlichen Station BP und der westlichen Station BO auf. Die Standardabweichungen betragen bis zu ca. 50 % der absoluten Mittelwerte.

lere Tönung höhere Werte. An jeder Station ist der größere PGA-Wert der beiden horizontalen Komponenten dargestellt. Stationen im SE und im Zentrum der Stadt weisen etwas niedrigere oder ähnliche PGA-Werte auf als die Station IN. Stationen im Nordwest-Teil der Stadt zeigen dagegen klar höhere Werte als die Station IN. Aufgrund der verwendeten Datenbasis wäre somit für das gesamte Stadtgebiet ein einfacher Trend mit von SE nach NW zunehmender Bodenverstärkung anzunehmen. Ein ähnlicher Trend wurde bereits von Lungu et al. (1999a, 2001) beobachtet. Erste Auswertungen bereits jetzt verfügbaren Daten aus einer noch nicht abgeschlossenen Messkampagne namens URS (= Urban Seismology) (Diehl et al., 2004) in Bukarest wei-

Tabelle 4.1: Mittlere normierte PGA-Werte der Starkbebenaufzeichnungen der Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990 an SMA-1 und SMAC-B Stationen mit Bezug auf die Referenzstation IN. NS- und EW-Komponente sind jeweils durch einen Schrägstrich voneinander getrennt.

Station	1986/08/30	1990/05/30
BU	1.5/1.1	1.2/0.9
CR	0.6/0.9	1.5/1.2
DR	-/-	1.5/1.2
ER	1.1/1.6	-/-
IN	1.0/1.0	1.0/1.0
IS	0.9/0.7	-/-
ME	0.5/0.7	1.2/0.6
ML	1.0/0.7	0.7/1.0
MT	0.7/0.7	0.9/1.0
OT	2.1/1.3	-/-
PN	1.1/0.9	1.9/1.1

sen jedoch darauf hin, dass sich bei zusätzlicher Berücksichtigung der Daten aus diesen Messungen ein differenzierteres Bild ergeben wird. Die genannten vorläufigen Berechnungen finden sich in Kap. 4.4.

Eine tabellarische Auflistung der mittleren normierten PGA-Werte für alle Stationen findet sich in Anhang A. Darin sind auch die Werte an den SMA-1 bzw. SMAC-B Stationen als Mittelwerte mit Standardabweichung angegeben.

4.2.2 Variationen der Intensität

Um die beobachteten makroseismischen Intensitäten des Bebens vom 4. März 1977 (Sandi and Perlea, 1982) mit den Starkbebenregistrierungen der Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990 vergleichen zu können, werden aufgrund der Akzellerogramme der beiden zuletzt genannten Beben ihre instrumentellen Intensitäten berechnet. Dazu wird ein Verfahren verwendet, das von Chernov vorgeschlagen (Chernov and Sokolov, 1983, 1988; Sokolov and Chernov, 1998) und von Sokolov weiterentwickelt (Sokolov and Chernov, 1998; Sokolov, 2002; Sokolov and Wald, 2002) wurde.

Instrumentelle Intensitäten werden häufig mit Hilfe von Skalierungsbeziehungen aus der PGA bestimmt (z. B. Trifunac and Brady, 1975a; Muphy and O'Brian, 1977). Die hier angewandte Methode (Sokolov, 2002) betrachtet stattdessen bestimmte Frequenzbereiche des FAS. Diese Bereiche werden als

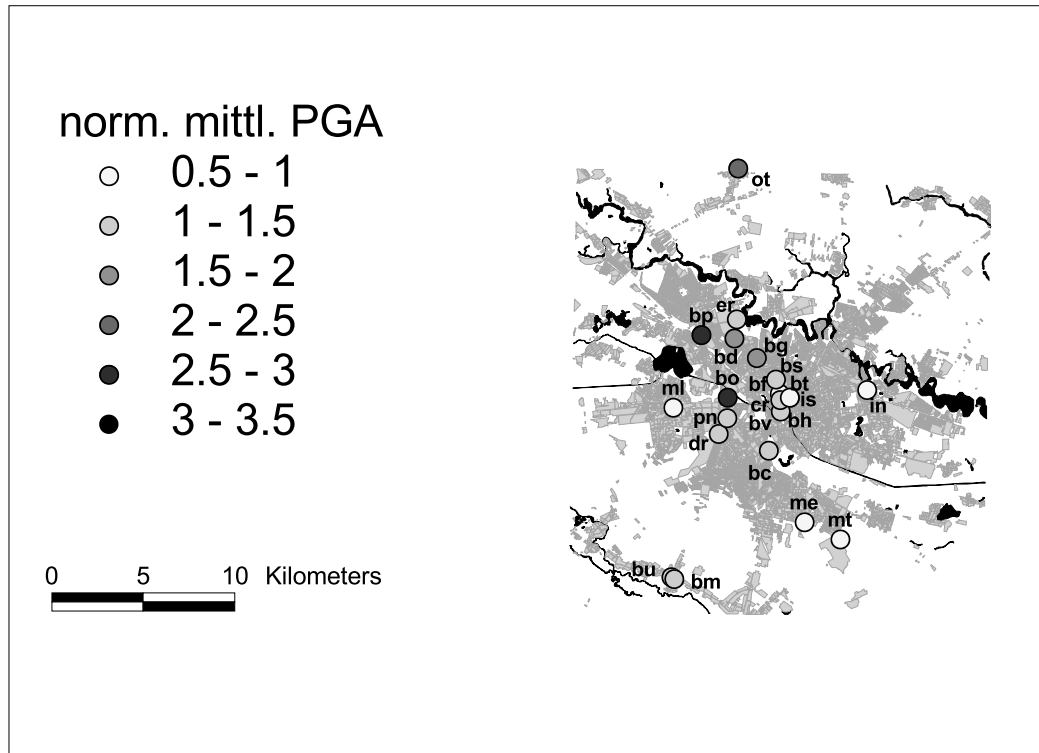


Abbildung 4.2: Geografische Verteilung der mittleren normierte PGA-Werte in Bezug auf die Referenzstation IN. Dunklere Tönung bedeutet höhere Werte. Es ist jeweils der höhere PGA-Wert der beiden Komponenten dargestellt. Die Werte an Stationen im SE und im Zentrum der Stadt sind ähnlich oder geringer als an der Station IN, an Stationen im Nordwesten und teilweise im Westen dagegen größer.

repräsentative Frequenzen bezeichnet. Das Verfahren geht davon aus, dass zwischen den spektralen Amplituden in den Bereichen repräsentativer Frequenzen und der Intensität des Erdbebens ein eindeutiger Zusammenhang besteht, sodass letztere aus dem FAS bestimmt werden kann.

Die instrumentellen Intensitäten der Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990 werden aus den Resultierenden der FAS der Horizontalkomponenten der SMA-1- und SMAC-B-Registrierungen berechnet:

$$A_r(f) = \sqrt{A_{NS}(f)^2 + A_{EW}(f)^2} \quad (4.11)$$

wobei $A_{NS}(f)$ das FAS der NS-, $A_{EW}(f)$ das FAS der EW-Komponente und $A_r(f)$ die Resultierende der FAS der Horizontalkomponenten ist.

Die periodenabhängige makroseismische Intensität des Bebens vom 4. März 1977 im Bereich zwischen 0.15 und 0.25 s nach Sandi and Perlea (1982)

wurde in Kap. 3.2 diskutiert und ist in Abb. 3.3 dargestellt. Im Folgenden wird die Zone hoher beobachteter Intensität im Westteil des Stadtzentrums als westliche, die Zone hoher beobachteter Intensität im Ostteil des Stadtzentrums als östliche Hochintensitätszone bezeichnet.

Die berechneten instrumentellen Intensitäten sind in den Abb. 4.3 und 4.4 dargestellt. Die Unterschiede im Zentrum der Stadt sind klein. Die Werte liegen zwischen 6.6 und 7.0 beim Beben vom 30. August 1986 und zwischen 6.6 und 7.1 mit einem außerordentlich hohen Wert von 7.3 an der Station CR beim Beben vom 30. Mai 1990. Da der Fehler bei der Intensitätsbestimmung schätzungsweise in der Größenordnung von ca. 0.3 Intensitätseinheiten liegt und die Anzahl der Messwerte relativ gering ist, kann von diesen Beobachtungen nicht mit Bestimmtheit auf einen klar ersichtlichen Trend geschlossen werden. Die Station PN, die innerhalb der westlichen Hochintensitätszone des Bebens vom 4. März 1977 liegt, ist jedoch bei beiden betrachteten Beben auch unter den Standorten mit verhältnismäßig hohen berechneten Intensitäten (7.0 am 30. August 1986 und 7.1 am 30. Mai 1990). Im Falle des Bebens vom 30. Mai 1990 gilt dies auch für die Station DR (berechnete Intensität von 6.9), welche ebenfalls der genannten Zone zugehörig ist. Weiterhin liegt die K2-Station BO innerhalb dieser Zone und BP könnte Teil ihrer Fortsetzung in westlicher Richtung sein. BO und BP sind die K2-Stationen, die die ausgeprägtesten Verstärkungen von PGA und (wie später gezeigt wird) FAS aufweisen. IS liegt am Rand der östlichen Hochintensitätszone des Bebens vom 4. März 1977 und weist keine besonders hohen berechneten Intensitäten auf. Sie markiert somit möglicherweise deren Begrenzung.

An den Stationen im südöstlichen und zentralen Teil der Stadt sind die Intensitäten größtenteils ähnlich oder kleiner als an IN. BU weist beim Beben vom 30. August 1986 eine auffallend hohe, am 30. Mai 1990 jedoch eine ähnliche Intensität wie IN auf. Die Station OT im Norden der Stadt ist durch höhere Intensitäten gekennzeichnet. Damit stimmt die Verteilungen der Standorte mit erhöhter Intensität insgesamt gut mit der Verteilung der Standorte mit hoher PGA-Verstärkung (Abb. 4.2) überein.

Die Variation der Intensität umfasst im Fall des Bebens vom 30. August 1986 eine Spanne von 1.1 Einheiten (7.5 an OT und 6.4 an ME) und von 0.7 Einheiten im Fall des Bebens vom 30. Mai 1990 (7.3 an CR und 6.6 an ML und BU). Im zuletzt genannten Fall sind jedoch keine Aufzeichnungen der Hochintensitätsstation OT im Norden vorhanden. Insgesamt unterscheiden sich die beiden Beben bezüglich des Ausmaßes der Intensitätsvariationen somit kaum.

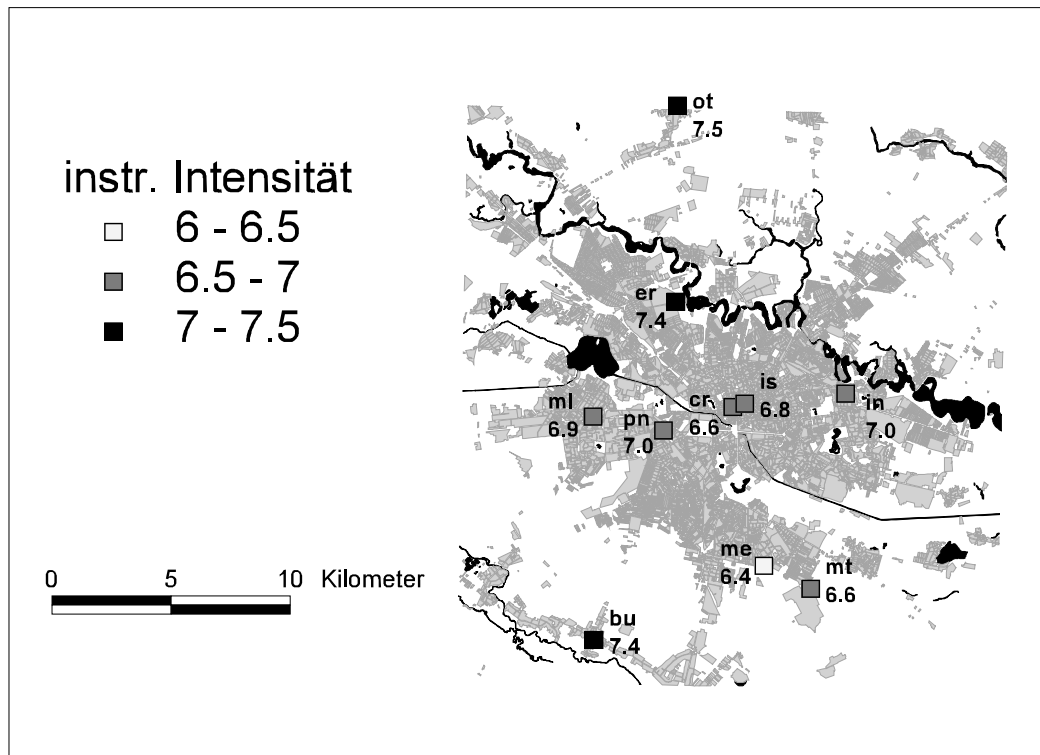


Abbildung 4.3: Berechnete Intensitäten für das Erdbeben vom 30. August 1986. Dunklere Tönung bedeutet höhere Werte. Die Intensitäten wurden mit der Methode von Sokolov (2002) aus den an den SMA-1- und SMAC-B-Standorten gemessenen Akzellerogrammen berechnet. Die Intensitäten variieren um 1.1 Einheiten (7.5 an OT und 6.4 an ME). Im Allgemeinen sind die Intensitäten an den Stationen im südöstlichen und zentralen Teil der Stadt ähnlich oder kleiner als an IN, während an den nördlichen Stationen höhere Werte erreicht werden.

4.2.3 Spektrale Variationen

Schließlich wurden die FAS der aufgezeichneten schwächeren Beben untersucht, indem Spektralverhältnisse in Bezug auf die Referenzstation IN gebildet wurden. Um die Auswirkungen der endlichen Signalzeitfenster zu minimieren wurden die ersten und die letzten 5 % des Signals mit einer Kosinusfunktion multipliziert (= getapert), bevor die FAS durch eine Fast Fourier Transformation (FFT) berechnet wurden. Die resultierenden FAS wurden mit einem so genannten Moving-Average-Filter (= gleitendes Mittel) mit einer Fensterhalbwerte von 0.5 Hz geglättet. Um Artefakte, die bei der

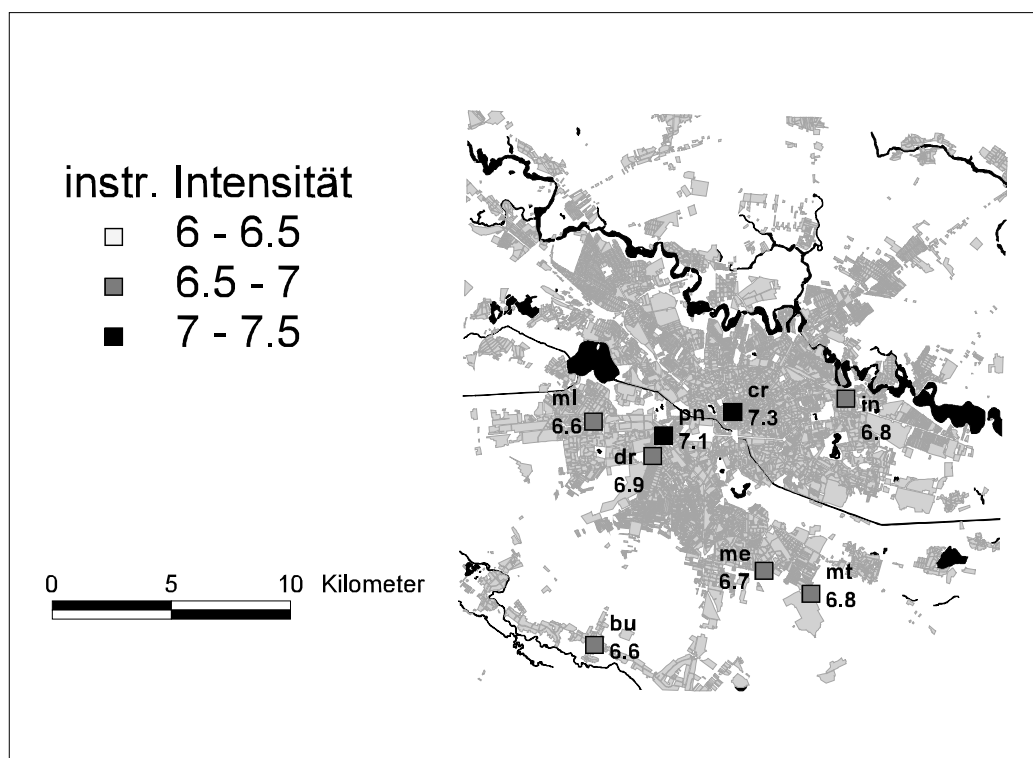


Abbildung 4.4: Berechnete Intensitäten für das Erdbeben vom 30. Mai 1990. Dunklere Tönung bedeutet höhere Werte. Die Intensitäten wurden mit der Methode von Sokolov (2002) aus den an den SMA-1- und SMAC-B-Standorten gemessenen Akzellerogrammen berechnet. Die Intensitäten variieren um 0.7 Einheiten (7.3 an CR und 6.6 an ML und BU). Die Intensitäten an ML und BU sind auffallend klein. Tendenziell liegen die Werte an den südöstlichen Stationen unter denen der Stationen im Stadtzentrum.

Verhältnisbildung durch Einschnitte im Referenzspektrum im Nenner entstehen können, zu vermeiden, wurde für dieses eine untere Grenze (= water-level) von 10 % seines Maximalwertes definiert. Diese Methode ist ein Standardverfahren bei der Berechnung so genannter Receiver-Funktionen (Langston, 1979). Es wurde wiederum das resultierende FAS der beiden Horizontalkomponenten untersucht. Wie bei den PGA wurden an den K2-Standorten die mittleren spektralen Verhältnisse in Bezug auf die Referenzstation IN aus den bereits beschriebenen 23 Beben berechnet. Sie werden im folgenden kurz als mittlere spektrale Verhältnisse bezeichnet.

An den Stationen im Stadtzentrum (BF, BH, BS, BT und BV) sind die mittleren spektralen Verhältnisse im gesamten Frequenzbereich zwischen 0

und 10 Hz ungefähr 1. Diese Stationen verhalten sich also ähnlich wie IN. An BC, BD, BG und BM weisen Plateaus etwa zwischen 2 und 5 Hz in den mittleren spektralen Verhältnissen auf eine leichte Verstärkung relativ zur Referenzstation hin. Diese ist jedoch kleiner als ein Faktor 2. Die Stationen BC, BD und BG scheinen eine Art Gürtel zu bilden, der im Bereich des Stadtzentrums westlich von den zuvor genannten Stationen von Nord nach Süden verläuft.

Mittlere spektrale Verhältnisse von ähnlicher Form, aber mit höheren Verstärkungswerten werden an den Stationen BO und BP beobachtet. An der Station BP erreicht die Verstärkung etwa einen Faktor 3. Das mittlere spektrale Verhältnis an der Station BO wird von einem ausgeprägten Maximum bei etwa 4.5 Hz dominiert, der eine relative Verstärkung um einen Faktor von bis zu 4.5 bezeichnet. BP und BO deuten einen keilförmigen Hochverstärkungsbereich an, der von Nordwesten her in das Zentrum eindringt und mit der westlichen Hochintensitätszone des Bebens vom 4. März 1977 zusammenfällt. Abb. 4.5 zeigt die mittleren spektralen Verhältnisse an den Stationen BF, BC und BP mit ihren Standardabweichungen als Beispiele für die drei oben spezifizierten Kategorien. Die Station BO ist ebenfalls dargestellt, um ihr besonderes Verhalten zu illustrieren.

Standorteffektvariationen unterhalb von 2 Hz und zwischen 2 und 5 Hz zeigen ein unterschiedliches Verhalten, weshalb beide Bereiche getrennt voneinander untersucht werden. Im höherfrequenten Bereich werden sie durch die Höhe der mittleren spektralen Verhältnisse zwischen 2 und 5 Hz charakterisiert. Deshalb wird für jede K2-Station ein relativer Hochfrequenzverstärkungsfaktor $AF(high)$ definiert und zwar als Mittelwert des mittleren spektralen Verhältnis im Bereich zwischen 2 und 5 Hz. Die entsprechenden Werte sind in Abb. 4.6 dargestellt. Die vertikalen Balken bedeuten plus bzw. minus eine Standardabweichung. An BF, BH, BS, BT und BV ist $AF(high)$ höchstens geringfügig größer als 1. An BC, BD, BG und BM beträgt es zwischen 1.5 und 1.6. Die höchsten Werte liegen mit 2.5 und 3.3 an BP und BO vor. Mit 20 bis 40 % der Absolutwerte sind die Standardabweichungen etwas geringer als die der normierten PGA, aber immer noch überraschend hoch.

Die selbe Klassifizierung der Standorteffekte wurde für die Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990 an den SMA-1- und SMAC-B-Standorten durchgeführt. BU, CR, IS, ME, ML und MT weisen ähnliche Standorteffekte wie IN auf. ER, DR und PN zeigen zwischen 2 und 5 Hz nur leicht größere Verstärkungen (kleiner als ein Faktor von 2). Eine signifikantere Verstärkung im selben Frequenzbereich liegt an der Station OT vor (etwa ein Faktor von 3 relativ zu IN). Da eine statistische Analyse für diese Starkbebenaufzeichnungen nicht möglich ist, werden die Mittelwerte der spektralen Verhältnisse in Bezug auf IN über den Frequenzbereich von 2 bis 5 Hz für beide Ereignisse

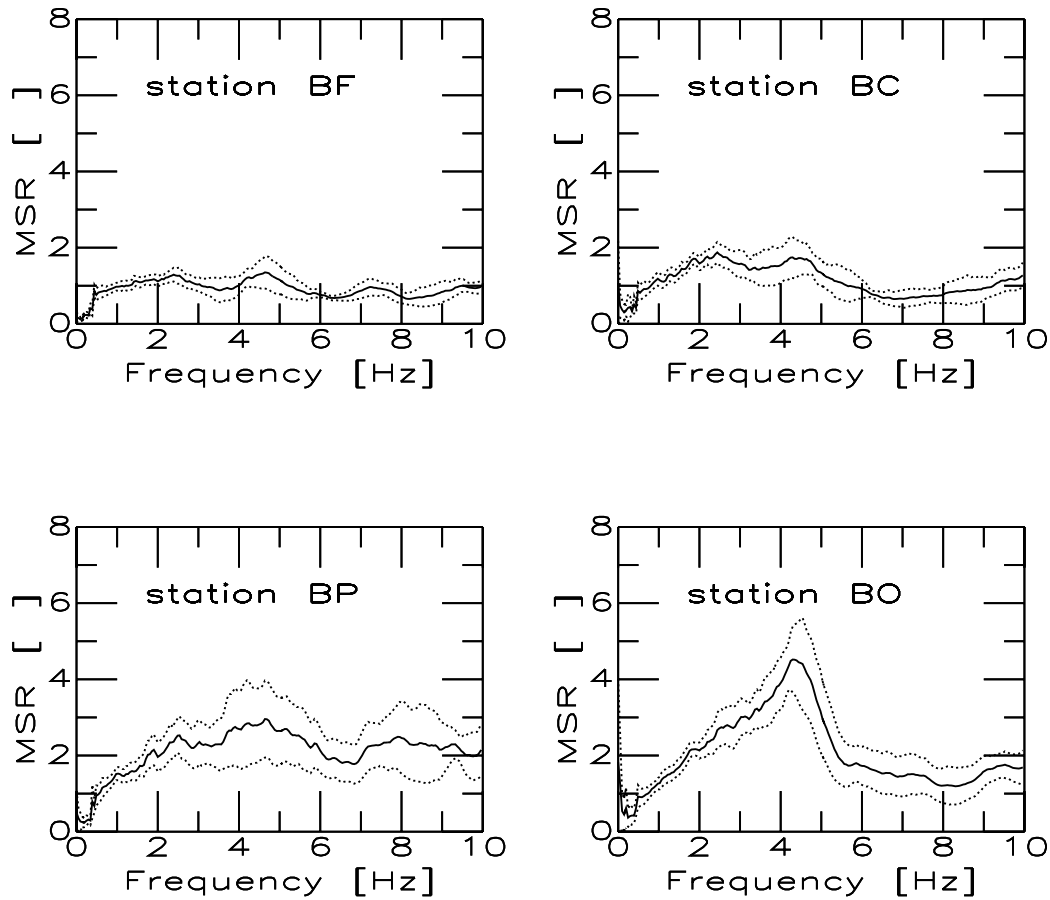


Abbildung 4.5: Mittlere spektrale Verhältnisse (MSR) der FAS aller 23 bearbeiteter Beben in Bezug auf die Referenzstation IN an den Stationen BC, BF, BP und BO. Die gestrichelten Linien bezeichnen plus bzw. minus eine Standardabweichung. An der Station BF im Stadtzentrum ist das mittlere spektrale Verhältnis im ganzen Frequenzbereich bei etwa 1. Die Station BC, südlich von BF, weist zwischen 2 und 5 Hz erhöhte Werte auf. Diese überschreiten jedoch nicht den Faktor 2. Mittlere spektrale Verhältnisse mit ähnlicher Form, aber höheren Plateauwerten zwischen 2 und 5 Hz werden an den Stationen BO und BP im Westen bzw. Nordwesten Bukarests beobachtet. Auffallend bei der Station BO ist ein stark ausgeprägtes Maximum bei etwa 4.5 Hz.

einzelnen berechnet. Um sie von den $AF(high)$ zu unterscheiden, die auf der Basis mehrerer Beben aus den mittleren spektralen Verhältnissen berechnet werden, werden diese Werte im Folgenden als $AF'(high)$ bezeichnet. Sie sind in Tab. 4.2 aufgelistet. Außer BU und CR weisen alle Stationen für beide Beben ähnliche Werte auf. An IS im Stadtzentrum liegen die Werte in Überein-

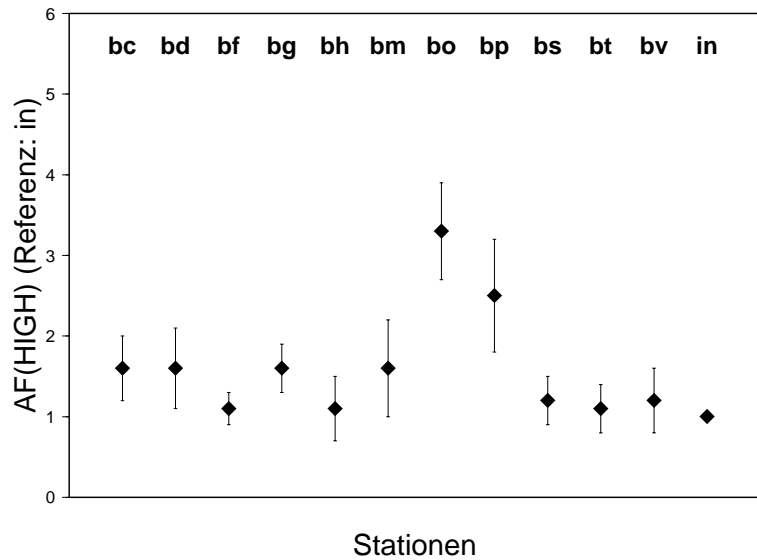


Abbildung 4.6: $AF(high)$ definiert als der Mittelwert des mittleren spektralen Verhältnisses in Bezug auf die Referenzstation IN zwischen 2 und 5 Hz. Die vertikalen Balken bezeichnen eine Standardabweichung. An den Stationen im Zentrum der Stadt (BF, BH, BS, BT und BV) ist $AF(high)$ etwa 1. An Stationen im westlichen Teil der Innenstadt (BC, BD, BG) und an BM ist es etwas höher (1.5 bis 1.6). Die höchsten Werte werden an BO und BP im Westen bzw. Nordwesten Bukarests beobachtet. Dort betragen die Werte 3.3 bzw. 2.5. Die Standardabweichungen betragen zwischen 20 und 40 % der Absolutwerte.

stimmung mit den Beobachtungen an nahe gelegenen K2-Stationen bei etwa 1. Ähnliche Werte treten an den Stationen ME und MT im Südosten der Stadt und an ML im Westen auf. Station DR, ER und PN, mit $AF'(high)$ -Werten zwischen 1.4 und 1.8 fügen sich in die gürtelartige Struktur, die von K2-Stationen mit ähnlichem Verhalten (BC, BD, BG) gebildet wird. Die einzige Station mit signifikant höherem $AF'(high)$ ist OT ($AF'(high)=2.2$) im Norden. An der Station CR im Stadtzentrum ist $AF'(high)$ im Fall des Bebens vom 30. August 1986 ungefähr 1, was infolge der Beobachtungen an benachbarten Stationen erwartet werden konnte, im Fall des Bebens vom 30. Mai 1990 dagegen etwas höher ($AF'(high)=1.4$). Die Station BU liegt sehr dicht bei der K2-Station BM (weniger als 200 m). Am 30. August 1986

stimmt $AF'(high)$ an BU ($AF'(high)=1.5$) mit der für die Station BM typischen leichten Verstärkung gegenüber IN überein, während es am 30. Mai 1990 wesentlich niedriger ist.

Tabelle 4.2: $AF'(high)$ -Werte der Beben vom 30. August 1986 und 30. Mai 1990 an den SMA-1- und SMAC-B-Stationen in Bukarest in Bezug auf die Referenzstation IN

Station	1986/08/30	1990/05/30
BU	1.5	0.9
CR	0.9	1.4
DR	-	1.4
ER	1.6	-
IN	1.0	1.0
IS	1.1	-
ME	0.8	1.0
ML	1.1	0.9
MT	0.9	0.9
OT	2.2	-
PN	1.5	1.8

In Abb. 4.7 sind $AF(high)$ für starke und schwächere Beben gemeinsam dargestellt, d. h. auch an den SMA-1- und SMAC-B-Stationen wurde gegebenenfalls über beide Starkbeben gemittelt. In der Abbildung bedeuten dunklere Tönungen höhere Werte. Die sich abzeichnenden Trends ähneln denen, die für die PGA-Verhältnisse (Abb. 4.2) und für die berechneten Intensitäten (Abb. 4.3 und 4.4) beobachtet wurden. Die Werte an den Stationen im Zentrum und im Südosten der Stadt unterscheiden sich kaum von denen an IN. Richtung Nordwesten steigen sie jedoch zu deutlich höheren Werten (2.2 an OT, 2.5 an BP und 3.3 an BO). Auch hier sei jedoch darauf verwiesen, dass erste Auswertungen neuer Daten aus der laufenden URS-Kampagne in Kap. 4.4 auf ein differenzierteres Bild hinweisen.

Zur Quantifizierung der Standorteffekte im tieferfrequenten Bereich des Spektrums wird analog zum relativen Hochfrequenzverstärkungsfaktor $AF(high)$ ein relativer Tiefrequenzverstärkungsfaktor $AF(low)$ definiert, der sich durch Mittelung der mittleren spektralen Verhältnisse über den Bereich zwischen 0.5 und 1 Hz berechnet. Unterhalb von 0.5 Hz ist das Signal-Rausch-Verhältnis oft nicht ausreichend. Oberhalb von 1 Hz ist in vielen Fällen schon der Einfluss der Hochfrequenzverstärkung zu erkennen.

Abb. 4.8 zeigt die räumliche Verteilung von $AF(low)$ für starke und

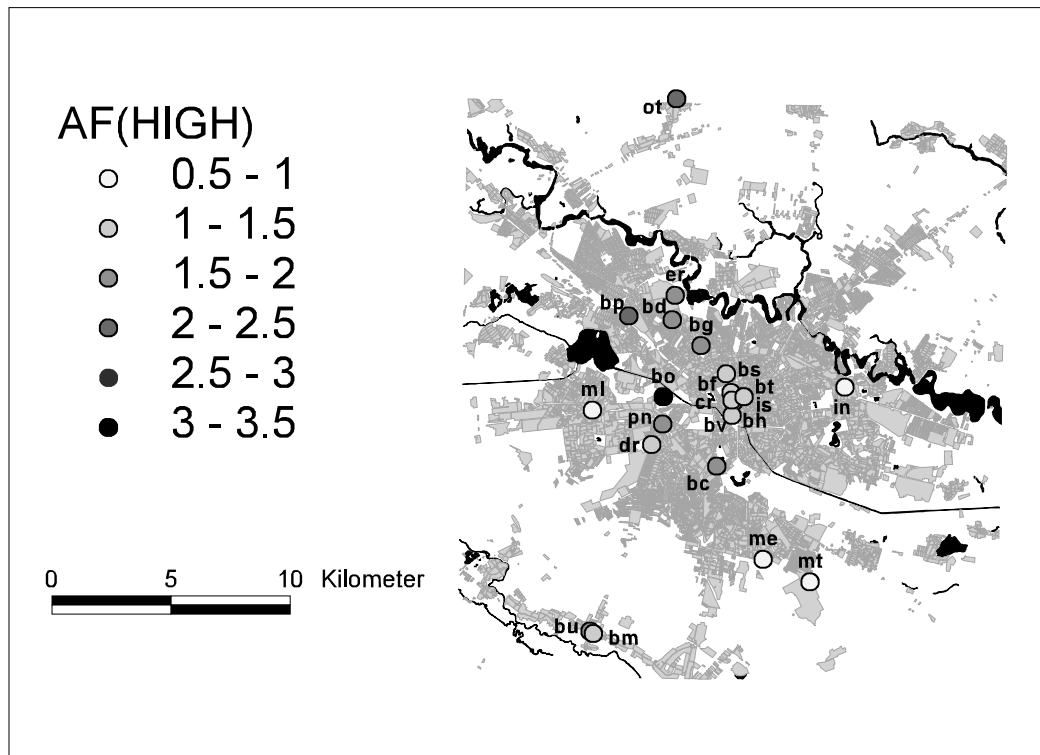


Abbildung 4.7: $AF(high)$ definiert als der Mittelwert des mittleren spektralen Verhältnisses in Bezug auf die Referenzstation IN zwischen 2 und 5 Hz. Dunklere Tönungen bedeuten höhere Werte. Ähnliche räumliche Trends wie für die PGA-Verhältnisse in Abb. 4.2 und die berechneten Intensitäten in Abb. 4.3 und 4.4 deuten sich an.

schwächere Beben, wobei dunklere Tönungen höhere Werte bedeuten. $AF(low)$ variiert zwischen 0.7 an den Stationen DR, IS und ML und 1.4 an der Station BM. Werte unter 0.8 treten jedoch nur an SMA-1-Stationen auf, an denen mit höchstens zwei beobachteten Beben eine sehr geringe Redundanz gegeben ist. Aus der Abbildung wird klar, dass die Variation der Bodenbewegung bei kleinen Frequenzen ($< 2Hz$) sehr gering ist.

Schon zwei frühere Messkampagnen, bei denen Messungen des Hintergrundrauschens in Bukarest durchgeführt und diese durch Anwendung von Nakamuras Methode (Nakamura, 1989) ausgewertet wurden, erbrachten erste Belege für die geringe Variabilität der Standorteffekte im tieffrequenten Bereich (Bonjer et al., 1999, 2002). Sie ergaben eine bemerkenswert konstante Hauptresonanzperiode zwischen 1.2 und 1.6 s. Andererseits gelang es mit diesem Verfahren nicht die höherfrequenten Variationen aufzulösen.

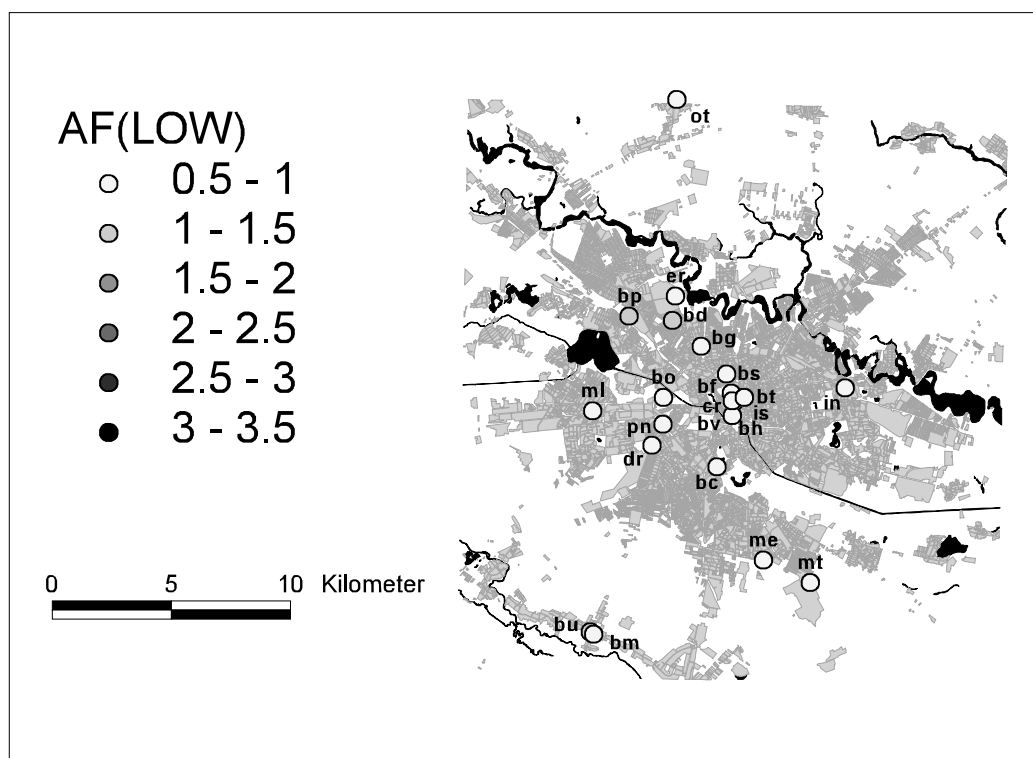


Abbildung 4.8: $AF(low)$ definiert als der Mittelwert des mittleren spektralen Verhältnisses in Bezug auf die Referenzstation IN zwischen 0.5 und 1 Hz. Dunklere Tönungen bedeuten höhere Werte. Die Werte variieren zwischen 0.7 an DR, IS und ML und 1.4 an BM. Insgesamt ist die Variation wesentlich geringer, als im höherfrequenten Bereich oberhalb von 2 Hz.

Die mittleren spektralen Verhältnisse aller Stationen sind in Anhang B dargestellt. Darin werden auch die Verhältnisse an den SMA-1 bzw SMAC-B Stationen als Mittelwerte mit Standardabweichung gezeigt.

4.3 Diskussion

Lungu et al. (1999a) beobachteten bei dem Beben vom 30. August 1986 einen Trend zunehmender PGA-Werte in nord-westlicher Richtung. Sie nahmen eine Korrelation zwischen hoher PGA und hohem Sandgehalt in den obersten ($\sim 30m$) geologischen Schichten an. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass PGA-Werte starker und schwächerer Beben nord-westlich des Zentrums höher liegen, als im Zentrum. Weiterhin gilt diese Aussage auch für die berechnete

Intensitäten und die hochfrequenten Bereiche ($2 - 5\text{Hz}$) der mittleren spektralen Verhältnisse.

Offensichtlich sind die Standardabweichungen bei der Bestimmung der mittleren spektralen Verhältnisse aus den 23 verwendeten Beben wesentlich größer, als nach den Berechnungen in Kap. 4.1.2 durch die Variabilität der Herdgeometrien und Hypozentren der unterschiedlichen Beben erklärt werden kann. Gerade bei Frequenzen über 2 Hz ist die Streuung an einigen Stationen erstaunlich hoch. Die Stationen BC, BF, BG, BO und BP verhalten sich ähnlich. Unterhalb von 2 Hz liegen die Standardabweichungen bei etwa 10 bis 20 % der absoluten Werte. Über 2 Hz steigen die Verhältnisse von Standardabweichung und Mittelwert nach und nach an und erreichen Maxima von etwa 40 % bei 4 bis 5.5 Hz. Sie sind damit etwa dreimal so hoch wie die höchste theoretische relative Standardabweichung, die für 5 Hz berechnet wurde (siehe Kap. 4.1.2). Bei höheren Frequenzen verhalten sich die relativen Standardabweichungen weniger systematisch. Sie undulieren ohne weiteren systematischen Anstieg um das zuvor erreichte Maximum. An BM ist die Standardabweichung generell höher und beginnt bereits bei der vergleichsweise niedrigen Frequenz von 1.5 Hz zu steigen. Unterhalb von 1.5 Hz beträgt sie 25 bis 30 %. Ihr Maximum von 45 % erreicht sie bereits bei etwa 3 Hz. An den anderen K2-Stationen (BD, BH, BS, BT und BV), an denen nur fünf oder weniger Beben aufgezeichnet wurden, ist keine Systematik in den Standardabweichungen zu erkennen. Dies liegt jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach an der geringen Redundanz. Die Standardabweichungen übersteigen jedoch nie 60 % des absoluten Spektrums.

Dass die beobachtete Varianz der spektralen Verhältnisse so deutlich über dem liegt, was aufgrund von (4.1) und (4.5) erwartet werden kann, ist äußerst überraschend, zumal die Gültigkeit der dabei zugrunde liegenden Modellvorstellung durch die örtlichen Bedingungen in Bukarest auf jeden Fall garantiert sein sollte. Voraussetzung für dieses Modell ist eine ausreichend große Entfernung vom Herd und die Abwesenheit von Fokussierungs- und Beckenrandeffekten. Dies alles sollte im Fall Bukarests erfüllt sein. Somit ist davon auszugehen, dass die Parametrisierung durch (4.1) und (4.5) kein wirklich vollständiges Modell darstellt. Nach dem oben dargelegten, kann eine darauf basierende Vorhersage der Standorteffekte tatsächlich zu Fehlern in der Größenordnung eines Faktors von etwa 1.5 führen. Selbst wenn davon ausgegangen wird, dass die hohen theoretischen Variationen der Herdabstrahlterme realistisch sind, kann nur ungefähr ein Drittel dieses Fehlers im Einklang mit (4.1) und (4.5) plausibel gemacht werden, wenn man die unterschiedlichen Herdgeometrien und Hypozentren der verwendeten Beben berücksichtigt. Was darüber hinausgeht wird offensichtlich durch andere Faktoren und Umstände verursacht, die in (4.1) und (4.5) nicht berücksichtigt sind. Im

Rahmen dieses Modells gehören sie zur Klasse der aleatorischen Ungenauigkeiten, die der unvorhersehbaren Natur bestimmter Details im komplexen Entstehungs- und Ausbreitungsprozess seismischer Wellen inhärent sind (Toro et al., 1997). Sie können nicht durch Sammeln von mehr Daten oder Informationen reduziert werden, sofern die zugrunde gelegte Modellvorstellung weiterhin als adäquate Beschreibung der Bodenbewegung betrachtet wird.

Anstatt diese Ungenauigkeiten einfach zu tolerieren kann und sollte auch nach den physikalischen Ursachen der großen Varianz der spektralen Verhältnisse gesucht werden, um die Modellvorstellung entsprechend zu modifizieren. Dabei können hydrogeologische Effekte eine Rolle spielen und über sich ändernde Parameter wie Bodenfeuchtigkeit oder Grundwasserspiegel Einfluss auf die jeweilige Bodenbewegung ausüben. Derzeit sind solche Erscheinungen jedoch kaum kontinuierlich zu überwachen, für vergangene Beben nur teilweise nachzuvollziehen und für die Zukunft unmöglich vorherzusagen. Letzteres gilt auch für die Effekte eventueller geneigter Schichtgrenzen in den Sedimenten, die über Fokussierungseffekte zu einer erhöhten Sensibilität der Bodenbewegung gegenüber der Lage des Hypozentrums führen könnten. In den eindimensionalen Ansätzen von (4.1) und (4.5) werden sie ignoriert. Moldoveanu and Panza (1999) weisen auf einen möglichen Einfluss solcher Effekte auf seismische Bodenbewegungen in Bukarest hin. Nichtlineares Verhalten granularer Böden kann ebenfalls eine Rolle spielen, wenngleich zur Berechnung der spektralen Verhältnisse nur relativ schwache Beben verwendet werden, um dies soweit als möglich auszuschließen.

Für die Praxis im Moment effektiver, als über solche physikalischen Ursachen zu spekulieren, erscheint es jedoch a) die nach Kenntnis der hohen Streuung der beobachteten spektralen Verhältnisse zu erwartenden Fehler bei der Vorhersage von Standorteffekten als aleatorische Ungenauigkeiten zu bewerten und systematisch zu quantifizieren und somit b) die standortabhängige Vorhersage zukünftiger Bodenbewegungen in probabilistischer Weise zu formulieren.

In gewissem Sinne ähnliche Beobachtungen werden von Field and the SCEC Phase III Working Group (2000) aus Südkalifornien berichtet. Dort ergab sich eine hohe Ungenauigkeit bei der Vorhersage von Bodenbewegungen nach (4.1), welche als Folge von Fokussierungs- und Beckenrandeffekten, sowie Streuung im Allgemeinen interpretiert wurden. Folglich definierten die Autoren die Standorteffekte in probabilistischer Weise, als durchschnittliches Verhalten in Bezug auf andere Standorte bei Berücksichtigung aller in die Untersuchung einbezogener Beben.

4.4 Konzept zur Generierung urbaner Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest

In der öffentlichen Diskussion zum Thema Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten steht der technologische Aspekt stark im Vordergrund. Sie leben von der Möglichkeit zur schnellen Datenübertragung und einem möglichst dichten Stationsnetz. Die theoretischen und konzeptionellen Vorarbeiten, die hier vorgestellt werden zielen vor allem auf zwei Punkte ab, nämlich a) die Entwicklung einer Methode zur Interpolation von Bodenbewegungsparametern unter Berücksichtigung von Standorteffekten, die nur auf bereits jetzt oder in Bälde verfügbaren Informationen basiert und b) die Konzeptionierung des Generierungsablaufes als schrittweisen Prozess, bei dem erste näherungsweise Karten auch dann erstellt werden können, wenn die technischen Voraussetzungen für die folgenden Schritte ausfallen bzw. noch nicht vorhanden sind.

I. d. R. und insbesondere auch in Bukarest sind nicht genügend Messinstrumente vorhanden, um alle relevanten standorteffektbedingten Variationen seismischer Bodenbewegungen empirisch zu erfassen. In diesem Fall ist die Interpolation zwischen den Beobachtungen kein triviales Problem. Es ist dann notwendig durch Abschätzung der Bodenbewegung an nicht instrumentierten Standorten zusätzliche virtuelle Stützpunkte für die Interpolation zu schaffen. Dafür sind Kenntnisse über die lokalen Standorteffekte erforderlich. Bei der Generierung der südkalifornischen ShakeMaps wird hierfür die Bodenklassifizierung von Park and Ellrick (1998) in Kombination mit den bodenklassenspezifischen Verstärkungsfaktoren von Borchardt (1994) verwendet. Dabei wird der Boden nach dem Gesteinsalter klassifiziert. Alternativ dazu ist die Klassifizierung des Bodens nach der mittleren Scherwellengeschwindigkeit in den obersten 30 m v_S^{30} üblich. Bei der Komplexität und Heterogenität des sedimentären Untergrundes unter Bukarest (siehe Kap. 2) ist nicht anzunehmen, dass sich sein seismisches Verhalten durch einfache Übertragung dieser Methoden beschreiben lässt. Bisher verfügbare v_S^{30} -Untersuchungen in Bukarest (Kienzle, 2002) basieren auf der Extrapolation einer einzigen Messung der Scherwellengeschwindigkeit am Standort IN und beschränken sich auf einen begrenzten Bereich der Innenstadt. Eine einfache Beziehung zwischen den Variationen der Bodenbewegung und v_S^{30} ergibt sich aus diesen Daten nicht. Auch können sie nicht durch Variationen des Gesteinsalters erklärt werden.

Unter Ausnutzung der Tatsache, dass die lateralen Variationen der seismischen Bodenbewegung innerhalb Bukarests hauptsächlich durch Standorteffekte verursacht werden (siehe Kap. 2), können jedoch die Ergebnisse aus

Kap. 4.2 bei der Interpolation von Bodenbewegungsparametern in Bukarest benutzt werden. Für PGA und instrumentelle Intensität wird dies im Folgenden unter Verwendung des Bebens vom 28. April 1999 ($M_W = 5.3$) als Beispiel demonstriert. In Abb. 4.9 sind SMA-1- bzw. SMAC-B-Standorte in Bukarest als Quadrate, die Standorte von K2-Stationen, die 1999 in Betrieb waren als schwarze Dreiecke und die K2-Stationen, die 1999 nicht in Betrieb waren als weiße Dreiecke dargestellt.

Zur Generierung einer PGA-Karte des genannten Bebens für Bukarest werden die PGA an den SMA-1-, SMAC-B- und K2-Standorten, die 1999 nicht in Betrieb waren abgeschätzt, indem die beobachteten Werte an der Station IN mit den in Kap. 4.2 bestimmten mittleren PGA-Verhältnissen aus den bisher registrierten Beben multipliziert werden. Diese Abschätzungen werden zusammen mit den Beobachtungen an den sechs K2-Stationen, die das Beben registriert haben interpoliert. Dabei werden wieder beide horizontale Komponenten separat behandelt und jeweils der höhere der beiden in der Karte berücksichtigt. Das Stadtgebiet wird mit einem Gitter von 100×100 Metern Zellgröße überzogen. Jedem Gitterpunkt wird der Mittelwert aus den drei nächstgelegenen Beobachtungen oder Abschätzungen zugewiesen. Das Ergebnis ist auf der linken Seite von Abb. 4.10 dargestellt. Auch bei Verwendung der SMA-1- bzw. SMAC-B-Standorte und der Standorte von K2-Stationen, die zum Zeitpunkt des Bebens nicht im Betrieb waren, als virtuelle Stützpunkte, ist die Auflösung bei Generierung einer solchen Karte sehr schlecht. In Zukunft werden zusätzliche virtuelle Stützpunkte an den temporären Standorten der 32 Breitbandseismometer der URS-Messkampagne und an neuen K2-Standorten am Stadtrand zur Verfügung stehen. Daten von den zuletzt genannten Stationen sind zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit noch nicht verfügbar. Einige Daten aus dem URS-Projekt liegen jedoch bereits vor, obwohl die Kampagne noch nicht abgeschlossen ist. Diese Daten können in der selben Weise, die in dieser Arbeit für SMA-1, SMA-C-B und K2-Standorte beschrieben wurde, in die Interpolation miteinbezogen werden. Um dies zu demonstrieren wird die PGA-Karte für das Beben vom 28. April 1999 unter zusätzlicher Verwendung der bereits verfügbaren Daten aus dem URS-Projekt neu berechnet. Die Standorte der verwendeten URS-Breitbandstationen sind in Abb. 4.9 als Kreise dargestellt. Die Geschwindigkeits-Aufzeichnungen der URS-Stationen werden mit Hilfe bekannter Kalibrierungsfaktoren (Diehl, pers. Kom.) in die Einheit m/s umgerechnet und differenziert, um Beschleunigungszeitverläufe zu erhalten. Dann werden für jede Station die mittleren PGA-Verhältnisse in Bezug auf IN aus fünf während der Kampagne registrierten mitteltiefen Vrancea-Beben mit so genannten Signaldauer-Magnituden $M_d > 4$ berechnet. Herdzeiten, Hypozentren und Magnituden dieser Beben sind in Tab. 4.3 dargestellt (Bonjer,

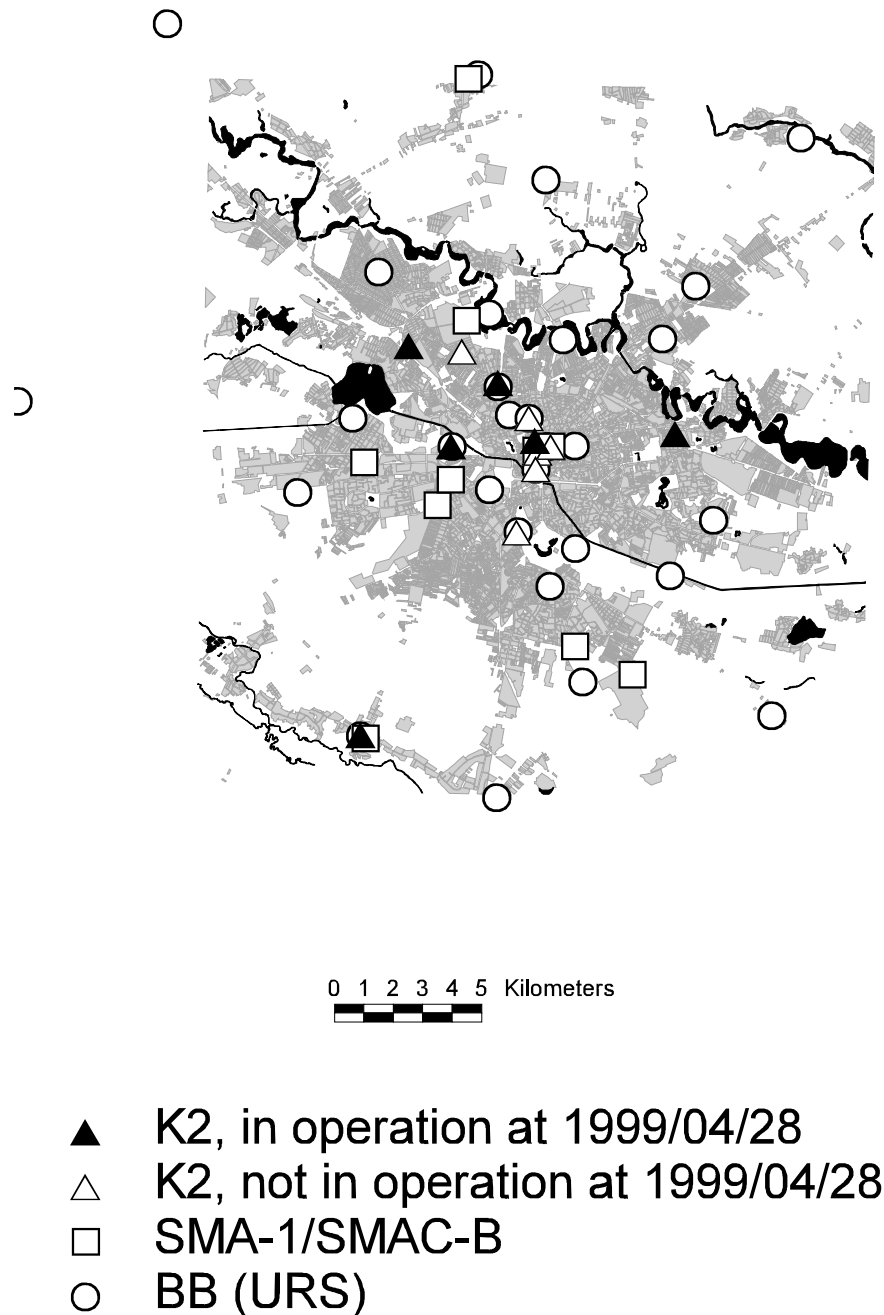


Abbildung 4.9: Verteilung von analogen SMA-1- und SMAC-B-Akzellerometern (Quadrate), digitalen K2-Akzellerometern, die 1999 in Betrieb (schwarze Dreiecke) bzw. nicht in Betrieb (weiße Dreiecke) waren und Breitband(BB)-URS-Stationen (Kreise) in Bukarest. Eine URS-Station etwa 15 km nördlich von Bukarest wurde in den Berechnungen verwendet, ist jedoch nicht abgebildet.

pers. Kom.). Die PGA des Bebens vom 28. April 1999 an den URS-Stationen werden durch Multiplikation dieser Verhältnisse mit den Beobachtungen an IN abgeschätzt. Die Interpolation wird dann mit den zusätzlichen Daten der URS-Stationen in der oben beschriebenen Art und Weise wiederholt. Die rechte Seite der Abb. 4.10 zeigt das Ergebnis.

Tabelle 4.3: Herdzeiten, Hypozentren, und Magnituden mitteltiefer Vrancea-Beben mit Signaldauer-Magnituden $M_d > 4.0$, die während der URS-Messkampagne registriert wurden und in dieser Arbeit verwendet werden.

Datum	Herdzeit	LAT	LON	Herdtiefe [km]	M_d
2004/01/21	05:49:11.30	45.500N	26.400E	123.0	4.6
2004/02/07	11:58:22.02	45.722N	26.637E	145.8	4.8
2004/03/17	23:42:09.40	45.600N	26.600E	146.0	4.5
2004/04/04	06:41:19.74	45.723N	26.530E	151.2	4.7
2004/04/06	22:35:55.40	45.621N	26.498E	146.5	4.2

Die resultierenden horizontalen Komponenten der FAS des Bebens vom 28. April 1999 an SMA-1, SMAC-B- und K2-Standorten, die 1999 nicht in Betrieb waren, werden abgeschätzt, indem das entsprechende FAS an der Station IN mit den in Kap. 4.2 ermittelten mittleren FAS-Verhältnissen aus den bisher registrierten Beben multipliziert wird. Um die instrumentellen Intensitäten aus den so abgeschätzten FAS und den beobachteten FAS an den K2-Stationen, die 1999 in Betrieb waren, zu berechnen wird die bereits beschriebene Methode von Sokolov (2002) verwendet. Dann werden alle Intensitätswerte auf die selbe Weise interpoliert, die oben für die PGA beschrieben wurde. Das Ergebnis ist auf der linken Seite von Abb. 4.11 dargestellt. Um die Daten aus dem URS-Projekt in die Interpolation mit einbeziehen zu können werden die mittleren FAS-Verhältnisse der resultierenden horizontalen Komponenten an den URS-Stationen aus den fünf in Tab. 4.3 aufgelisteten Beben berechnet. Die Konvertierung der Aufzeichnungen in Beschleunigungszeitverläufe erfolgt wie oben beschrieben, die Berechnung der FAS-Verhältnisse in der gleichen Weise, wie in Kap. 4.2 für SMA-1, SMAC-B und K2-Stationen dargestellt. D. h. es wird kein zusätzlicher Filter angewendet, die ersten und letzten 5 % des Signals werden vor Berechnung der FAS mit einer Kosinusfunktion multipliziert, die FAS werden mit einem Moving-Average-Filter mit einer Fensterhalbwerte von 0.5 Hz geglättet und bei der Spektraldivision wird ein Water-Level mit einem Water-Level-Parameter von 0.1 verwendet. Die Verhältnisse werden dann benutzt um die FAS des Bebens vom 28. April 1999 an den URS-Stationen abzuschätzen, indem sie

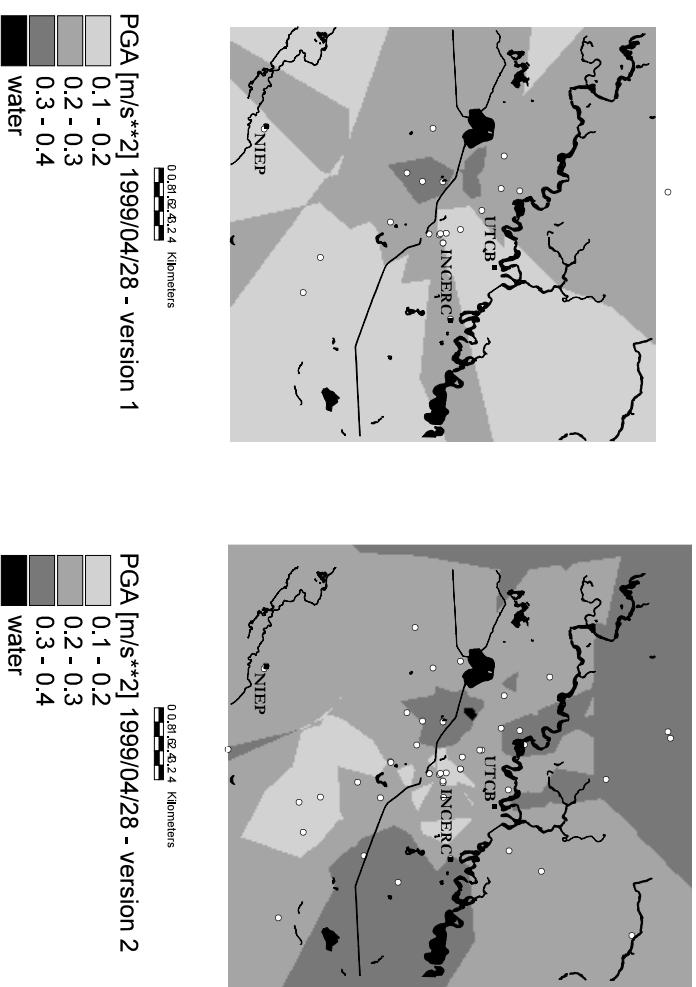


Abbildung 4.10: PGA-Karten des Bebens vom 28. April 1999 ohne (links) und mit (rechts) Verwendung von Daten aus der URS-Kampagne als zusätzliche Information. Die weißen Punkte kennzeichnen Standorte, an denen Beobachtungen oder Abschätzungen vorhanden sind. Bei der Berechnung der rechten Karte wurden drei Stationen außerhalb Bukarests verwendet, die nicht dargestellt sind. Zwei davon sind in Abb. 4.9 gezeigt. Die dritte befindet sich etwa 15 km nördlich von Bukarest. Gewässer und die Sitze der rumänischen Partnerinstitutionen NIEP, INCERC und UTCB sind als Orientierungshilfen abgebildet.

mit dem entsprechenden beobachteten FAS an IN multipliziert werden. Aus diesen FAS-Abschätzungen werden die instrumentellen Intensitäten an den URS-Stationen berechnet. Daraufhin wird die Interpolation mit den zusätzlichen Daten an den URS-Stationen in der oben beschriebenen Art und Weise wiederholt. Das Ergebnis ist auf der rechten Seite von Abb. 4.11 dargestellt.

Sowohl für PGA, als auch für die Intensität verifizieren die Karten, die unter zusätzlicher Verwendung der verfügbaren URS-Daten erstellt wurden, die Karten, die ohne diese Daten berechnet wurden, insofern als die Werte nordöstlich des Zentrums höher sind, als im Zentrum und am nördlichen Stadtrand eher höhere Werte auftreten, als am südlichen Stadtrand. Insoweit stimmen die Beobachtungen mit denen aus Kap. 4.2 überein. Die Aussagekraft der neu berechneten Karten geht jedoch über die Verifikation bereits vorhandener Kenntnisse hinaus. Durch ihre höhere Auflösung vermitteln sie ein differenzierteres Bild der räumlichen Verteilung der Bodenverstärkung in Bukarest. Vor allem zeigt sich, dass sich der Trend abnehmender Verstärkung vom Bereich nordwestlich des Zentrums zum Zentrum südöstlich davon nicht fortsetzt. Dadurch entsteht der Eindruck einer Hochverstärkungszone, die entlang den Auen der Dimbovita verläuft und im Bereich des Stadtzentrums unterbrochen ist. Diese Unterbrechung könnte möglicherweise als eine Konsequenz aus der Bebauung in diesem Gebiet interpretiert werden, infolgeder weiches Untergrundmaterial entfernt wurde. Insbesondere verläuft die U-Bahnlinie M2 direkt unter diesem Gebiet. Allerdings verläuft auch unter dem Gebiet nordwestlich des Zentrums in dem die höchste Bodenverstärkung beobachtet wird eine U-Bahnlinie (Linie M3). Ein weiterer geographischer Trend wird durch die hohen Werte an Stationen im Norden Bukarests angedeutet. Dies könnte eine Folge der zunehmenden Mächtigkeit der quartären Schichten in dieser Richtung sein. Z. T. könnten die Beobachtungen im Norden der Stadt auch als Hochverstärkungszone entlang den Colentina-Auen gedeutet werden. Insgesamt deutet sich somit an, dass die Auswertung der URS-Daten zu einem Bild der beobachteten Bodenverstärkung führen wird, das Mikrozonierungen Bukarests entspricht, die vor 1977 erstellt wurden (z. B. Mandrescu, 1972). Diese konnten jedoch das Schadensbild des Bebens vom 4. März 1977 nicht erklären (Mandrescu and Radulian, 1999). Möglicherweise ist dies so zu interpretieren, dass die Schadensverteilung nach diesem Beben in erster Linie durch die unterschiedliche Vulnerabilität der Bauten und weniger durch Variationen der Bodenbewegung kontrolliert wurde. Eine derzeit noch offene Frage ist dabei jedoch, inwieweit ein solcher Vergleich zwischen den Beobachtungen beim Beben vom 4. März 1977 mit $M_W = 7.4$ und den Berechnungen für das Beben vom 28. April 1999 mit $M_W = 5.3$ ohne Berücksichtigung möglicher nichtlinearer Effekte der Bodenverstärkung und des unterschiedlichen Frequenzgehalts von starken und schwachen Beben

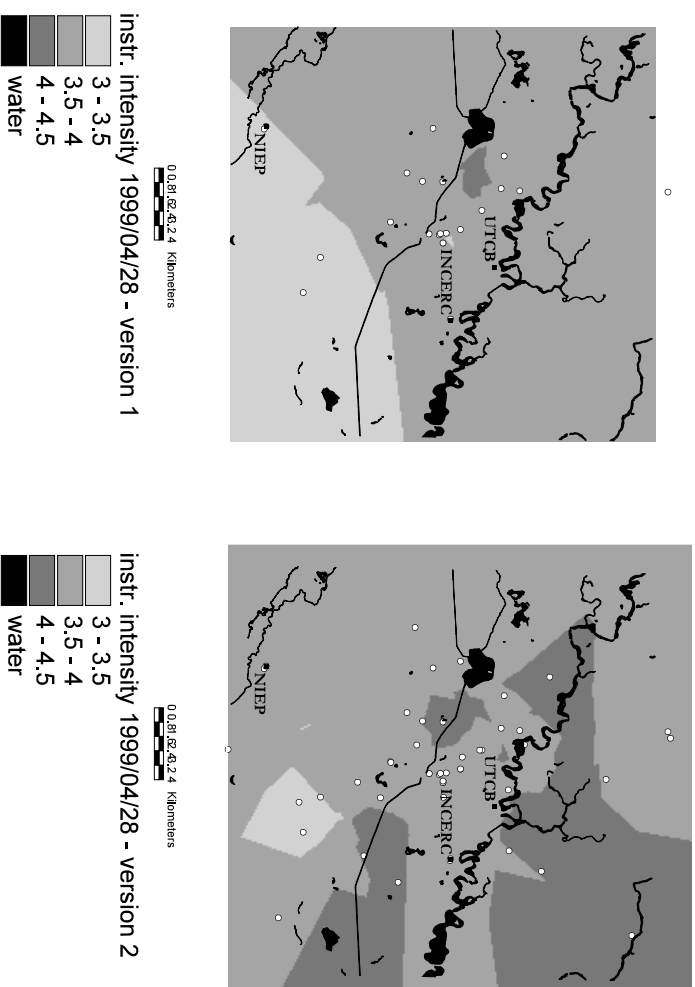


Abbildung 4.11: Karten der instrumentellen Intensität des Bebens vom 28. April 1999 ohne (links) und mit (rechts) Verwendung von Daten aus der URS-Kampagne als zusätzliche Information. Die weißen Punkte kennzeichnen Standorte, an denen Beobachtungen oder Abschätzungen vorhanden sind. Bei der Berechnung der rechten Karte wurden drei Stationen außerhalb Bukarests verwendet, die nicht dargestellt sind. Zwei davon sind in Abb. 4.9 gezeigt. Die dritte befindet sich etwa 15 km nördlich von Bukarest. Gewässer und die Sitze der rumänischen Partnerinstitutionen NIEP, INCERC und UTCB sind als Orientierungshilfen abgebildet.

überhaupt zulässig ist.

Nach dem Befund, dass mittlere normierte PGA und mittlere spektrale Verhältnisse an einem Standort von Beben zu Beben stärker variieren, als erwartet (siehe Kap. 4.3), stellt sich die Frage, ob die Abschätzung von Bodenbewegungsparametern an den virtuellen Stützpunkten mit Hilfe dieser Daten überhaupt legitim ist. Als Test wurden PGA und instrumentelle Intensität für das Beben vom 28. April 1999 ($M_W = 5.3$) auch an den Standorten, von denen Aufzeichnungen vorliegen, auf die oben beschriebene Weise abgeschätzt. Die Werte aus dieser Abschätzung werden in Tab. 4.4 mit denen verglichen, die sich direkt aus den Aufzeichnungen ergeben.

Tabelle 4.4: Vergleich zwischen abgeschätzten (abgs.) und beobachteten (beob.) PGA und instrumentellen Intensitäten an den Stationen BF, BG, BM, BO und BP.

		$PGA[m/s^2]$		instr. Int.	
		beob.	abgs.	beob.	abgs.
BF	NS	0.1	0.2	3.4	3.5
	EW	0.1	0.1		
BG	NS	0.2	0.3	3.9	3.9
	EW	0.1	0.2		
BM	NS	0.1	0.2	3.6	3.6
	EW	0.1	0.1		
BO	NS	0.4	0.5	4.2	4.2
	EW	0.2	0.5		
BP	NS	0.2	0.5	4.2	4.3
	EW	0.2	0.3		

Abgeschätzte und beobachtete PGA weichen bei einzelnen Registrierungen (NS-Komponente an BO und EW-Komponente an BP) um mehr als einen Faktor 2 voneinander ab. Die maximale relative Abweichung ($\frac{PGA_{abgs.} - PGA_{beob.}}{PGA_{beob.}}$) beträgt 150 %. Diese Abweichungen würden sich in den instrumentellen Intensitäten widerspiegeln, wenn diese durch Skalierungsbeziehungen aus den PGA bestimmt werden würden. Deshalb wird die Bestimmung aus den FAS mit der Methode von Sokolov (2002) bevorzugt. Auf diese Weise ergeben sich, wie Tab. 4.4 zeigt, wesentlich bessere Abschätzungen. Abgeschätzte und beobachtete Werte unterscheiden sich in keinem Fall um mehr als 0.1 Einheiten.

Im folgenden wird der Prozess zur Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest konzeptionell in mehrere Schritte zerlegt, die verschiedenen Informationsständen nach einem Beben entsprechen. Der

erste Schritt erfordert nur die Verfügbarkeit der Akzellerogramme an der Referenzstation, der zweite die Verfügbarkeit der skalaren PGA an allen aktuellen K2-Stationen und der dritte die Verfügbarkeit der vollständigen Akzellerogramme an allen aktuellen K2-Stationen.

Beim ersten Schritt (Abb. 4.12) liegen nur die Akzellerogramme an der Referenzstation vor. Als Referenzstation wird der Standort der Institution gewählt, die bei der Generierung der Erschütterungskarte als Rechenzentrum dient. Im Gegensatz zu den bisher dargestellten Untersuchungen wird dies in Wirklichkeit voraussichtlich das Nationale Institut für Erdphysik (NIEP) mit dem Standort BM sein. Auf diese Weise ist für den ersten Schritt noch keine Datenübertragung erforderlich. PGA, FAS und Response-Spektrum (RS) an der Referenzstation lassen sich direkt aus den Akzellerogrammen bestimmen. Aus dem RS werden nur spektrale Beschleunigungen bei bestimmten ingenieurtechnisch besonders relevanten Perioden (SA) verwendet. Die instrumentelle Intensität kann mit dem Verfahren von Sokolov (2002) aus den FAS ermittelt werden.

Um PGA und FAS an SMA-1-, SMAC-B- und nicht in Betrieb befindlichen K2-Standorten auf die oben im Rahmen der Interpolationsmethodik dargestellten Art aus den Beobachtungen an der Station BM abschätzen zu können, müssen die mittleren PGA- und FAS-Verhältnisse in Bezug auf BM aus den bisher verfügbaren Aufzeichnungen berechnet werden. Dies kann in der selben Weise geschehen, wie es in dieser Arbeit für die Referenzstation IN beschrieben wurde. SMA-1-, SMAC-B- und nicht in Betrieb befindlichen K2-Standorte können somit als virtuelle Stützpunkte bei der Interpolation verwendet werden. In Zukunft werden die Standorte der URS-Breitbandstationen hinzukommen. An den genannten virtuellen Stützpunkten werden die instrumentellen Intensitäten mit dem Verfahren von Sokolov (2002) berechnet. Weiterhin können den FAS durch so genannte stochastische Simulation (Boore, 1983, 2003) jeweils eine Reihe von synthetischen Akzellerogrammen zugeordnet werden, aus denen sich ein mittleres RS ableiten lässt (Sokolov, pers. Kom.). Somit stehen auch an diesen Standorten die SA-Werte zur Verfügung. Bei der stochastischen Simulation wird einem FAS ein zufälliges Phasenspektrum zugewiesen. Produkte, die durch diesen ersten Schritt des hier vorgestellten Konzepts geliefert werden können sind Karten von PGA, instrumenteller Intensität und SA, die sich durch Interpolation der beobachteten Werte an der Referenzstation und den abgeschätzten Werten an den virtuellen Stützpunkten ergeben.

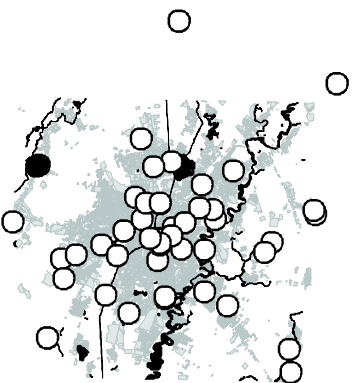
Der zweite Schritt (Abb. 4.13) erfordert zusätzlich die Verfügbarkeit der PGA-Werte an allen aktuellen K2-Stationen. Voraussetzung dafür ist die Möglichkeit zur Übertragung dieses skalaren Parameters. Mit ihrer Hilfe kann die PGA-Karte aktualisiert werden. Die aktuellen K2-Standorte spielen dann

bei der Interpolation nicht mehr nur die Rolle virtueller Stützpunkte, sondern werden durch die empirischen Beobachtungen beschrieben. Als virtuelle Interpolationsstützpunkte bleiben weiterhin die geschlossenen K2-Stationen und die SMA-1 bzw. SMAC-B Standorte bestehen. An den Intensitäts- und SA-Karten ändert sich gegenüber dem ersten Schritt nichts.

Der dritte Schritt (Abb. 4.14) schließlich erfordert zusätzlich die Verfügbarkeit der vollständigen Seismogramme an den aktuellen K2-Stationen und damit die Möglichkeit zur Übertragung vollständiger Zeitreihen. In diesem Fall können auch Intensitäts- und SA-Karte aktualisiert werden. Dazu werden instrumentelle Intensität und SA-Werte an diesen Standort aus den beobachteten Seismogrammen bestimmt, so dass sie bei der Interpolation nicht mehr nur als virtuelle Stütz-, sondern als tatsächliche Messpunkte fungieren.

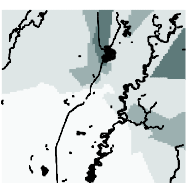
In den Abb. 4.12 - 4.14 sind notwendige Voraussetzungen und Produkte der einzelnen Schritte des hier vorgestellten Konzepts zur Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest noch einmal schematisch dargestellt. Die eingezeichneten Standorte entsprechen den tatsächlichen Mess- und virtuellen Stützpunkten. Erst kürzlich installierte K2-Stationen und URS-Standorte sind ebenfalls eingezeichnet. Bei den dargestellten Karten der Bodenbewegungsparameter handelt es sich dagegen um rein schematische Darstellungen, die keinen physikalischen Hintergrund haben.

Verfügbare Information

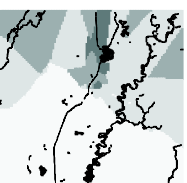


PGA	FAS	\dot{u}_{instr}	RS	SA
● Gemessen	Gemessen	Gemessen	Gemessen	Gemessen
○ Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet

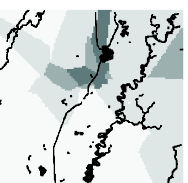
Produkte



**PGA-Karte,
1. Näherung**



**Intensitätskarte,
1. Näherung**



**SA-Karte,
1. Näherung**

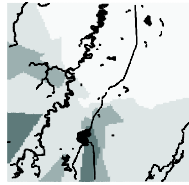
Abbildung 4.12: Der erste Schritt des vorgestellten Konzepts zur Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Barkarest erfordert nur die Verfügbarkeit der Akzelerogramme an der Referenzstation BM (schwarzer Punkt). Da diese als Sitz des NIEP voraussichtlich auch das Rechenzentrum bei der Generierung der Karten darstellen wird, ist hierfür keine Datenübertragung notwendig. Aus den Aufzeichnungen an BM lassen sich die Bodenbewegungsparameter an den virtuellen Stützpunkten (weiße Punkte) abschätzen. Daraus lassen sich durch Interpolation erste Näherungen für Karten der PGA, der instrumentellen Intensität und spektralen Beschleunigungen bei ingenieurtechnisch besonders relevanten Perioden (SA) erstellen.

Verfügbare Information

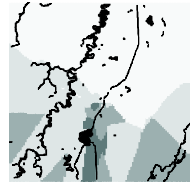


PGA	FAS	I ^{inst.}	RS	SA
● Gemessen	Gemessen	Gemessen	Gemessen	Gemessen
◐ Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet
○ Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet	Berechnet

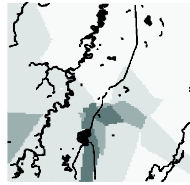
Produkte



PGA-Karte,
Endprodukt



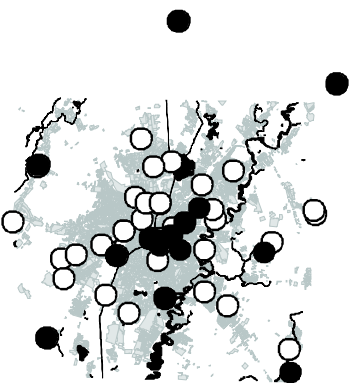
Intensitätskarte,
1. Näherung



SA-Karte,
1. Näherung

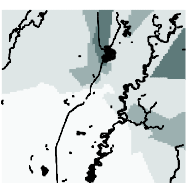
Abbildung 4.13: Der zweite Schritt des vorgestellten Konzepts zur Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest erfordert die Verfügbarkeit der Akzellerogramme an der Referenzstation BM (schwarzer Punkt) und der PGA-Werte an den aktuellen K2-Standorten (schwarz-weiße Punkte). Hierfür muss es möglich sein, diese skalaren Parameter an das Rechenzentrum zu übertragen. Gegenüber des ersten Schrittes (Abb. 4.12) kann mit der neuen Information die PGA-Karte zum Endprodukt aktualisiert werden. Bis auf die aktuellen K2-Stationen dienen die virtuellen Stützpunkte aus Schritt 1 hierbei wiederum als solche (weiße Punkte).

Verfügbare Information

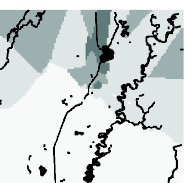


PGA	FAS	\dot{u}_{msr}	RS	SA
● Gemessen	● Gemessen	● Gemessen	● Gemessen	● Gemessen
○ Berechnet	○ Berechnet	○ Berechnet	○ Berechnet	○ Berechnet

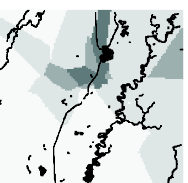
Produkte



PGA-Karte,
Endprodukt



Intensitätskarte,
Endprodukt



SA-Karte,
Endprodukt

Abbildung 4.14: Der dritte Schritt des vorgestellten Konzepts zur Generierung von Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten für Bukarest erfordert die Verfügbarkeit der Akzellerogramme an der Referenzstation BM und der vollständigen Seismogramme an den aktuellen K2-Standorten (beides durch schwarze Punkte gekennzeichnet). Hierfür muss es möglich sein, vollständige Zeitreihen an das Rechenzentrum zu übertragen. Gegenüber dem ersten Schrittes (Abb. 4.12) können mit dieser Information auch die Intensitäts- und die SA-Karte zum Endprodukt aktualisiert werden. Bis auf die aktuellen K2-Stationen dienen die virtuellen Stützpunkte aus Schritt 1 und 2 hierbei wiederum als solche (weiße Punkte).

Kapitel 5

EGF-Simulation von Vrancea-Beben

Kap. 5.1 stellt die theoretischen Grundlagen der EGF-Simulationsmethode von Irikura, sowie Definitionen und Bestimmungsmethoden für den Spannungsabfall vor. Das Verfahren von Irikura (Irikura and Muramatsu, 1982; Irikura, 1983, 1986, 1999) benutzt Skalierungsbeziehungen um Herddimensionen und Anstiegszeiten (Definition in Kap. 5.1.1) von EGF-Beben und zu simulierendem Beben miteinander in Beziehung zu setzen. Mit Hilfe dieser Beziehungen und des so genannten Repräsentationstheorems von Burridge and Knopoff (1964) (siehe Kap. 5.1.1) wird dann die Bodenbewegung im Fall des zu simulierenden Bebens durch die aufgezeichnete Bodenbewegung im Fall des EGF-Bebens ausgedrückt. Die verwendeten Skalierungsbeziehungen basieren auf der Annahme eines konstanten statischen Spannungsabfalls für starke und schwächere Beben. Kap. 5.2 beschreibt die Modellierung der Beben vom 4. März 1977 und 30. August 1986 unter Variation der angenommenen Herdparameter. Die Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 erfolgt mit einem EGF-Beben an einer Station, die des Bebens vom 30. August 1986 mit vier EGF-Beben an vier bis sechs Stationen. Die resultierenden Herdmodelle werden tabellarisch aufgelistet. Sie beinhalten folgende Parameter: Herdlänge, Herdbreite und Anstiegszeiten von EGF- und Targetbeben, Bruchgeschwindigkeit des Targetbebens und Lage des Hypozentrums auf der Bruchfläche des Targetbebens. Unter Verwendung der so ermittelten anzunehmenden Herddimensionen und der seismischen Momente aus Oncescu et al. (1999a) werden die statischen Spannungsabfälle von EGF- und Targetbeben berechnet. Eine Diskussion der Ergebnisse, insbesondere der aus der Modellierung folgenden anzunehmenden Spannungsabfälle, findet sich in Kap. 5.3.

5.1 Theoretische Grundlagen

Kap. 5.1.1 stellt das Repräsentationstheorem von Burridge and Knopoff (1964) als Grundlage für die Beschreibung seismischer Bodenbewegungen vor. In Kap. 5.1.2 wird das Simulationsverfahren von Irikura beschrieben. Kap. 5.1.3 stellt dieses einem anderen häufig verwendeten EGF-Simulationsverfahren, nämlich dem von Hutchings gegenüber. In Kap. 5.1.4 finden sich Definitionen und Bestimmungsmethoden für den Spannungsabfall.

5.1.1 Das Repräsentationstheorem von Burridge and Knopoff (1964) als Grundlage für die Simulation seismischer Bodenbewegungen

Seismische Gefährdungsanalyse erfordert die Vorhersage zu erwartender Bodenbewegungen. Eine Abschätzung skalarer Bodenbewegungsparameter (z. B. PGA) wird durch empirische gewonnene Abklingfunktionen ermöglicht, die deren Abnahme mit der Epizentralentfernung beschreiben. Moderne ingenieurtechnische Verfahren (z. B. die Berechnung der Antwort inelastischer Bauwerke auf seismische Bodenbewegung) benötigen jedoch vollständige Zeitreihen als Eingabe. Diese müssen synthetisch simuliert werden.

I. d. R. werden in diesem Zusammenhang kinematische Verfahren verwendet, die keine explizite Beschreibung der Herddynamik erfordern. Die Möglichkeiten dynamischer Simulationsverfahren im Rahmen der Gefährdungsanalyse behandelt z. B. Gottschämmer (2002). Wegen des hohen Rechenaufwands werden solche Verfahren aber meist nur verwendet, um Einblick in die Herdprozesse zu gewinnen.

Eine Gruppe der kinematischen Simulationsverfahren, deren Verwendung im Rahmen von Gefährdungsanalysen üblich ist, basiert auf der Beschreibung von Bodenbewegungen durch das Repräsentationstheorem von Burridge and Knopoff (1964). Hierzu zählt auch das EGF-Simulationsverfahren von Irikura (Irikura and Muramatsu, 1982; Irikura, 1983, 1986, 1999), dessen Anwendung Inhalt dieser Arbeit ist.

Als Modell zur Beschreibung eines Erdbebens wird das Repräsentationstheorem von Burridge and Knopoff (1964) in folgender Form verwendet (Aki and Richards, 1980, S. 39):

$$u_n(\vec{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_A [u_i(\vec{\xi}, \tau)] c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial G_{np}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau)}{\partial x_q} dA \quad (5.1)$$

Volumenkräfte und Spannungsdiskontinuitäten werden nicht betrachtet. $u_n(\vec{x}, t)$ ist die Verschiebung in Richtung x_n am Punkt \vec{x} zum Zeitpunkt t , die

durch eine Verschiebungsdiskontinuität $[\vec{u}(\vec{\xi}, \tau)]$ am Punkt ξ auf der Bruchfläche zum Zeitpunkt τ verursacht wird. $[\vec{u}(\vec{\xi}, \tau)]$ ist eine andere Schreibweise für $\vec{u}(\vec{x}i, \tau)|_{A^+} - \vec{u}(\vec{x}i, \tau)|_{A^-}$, wobei A^+ und A^- die beiden Seiten der Bruchfläche bezeichnen. c_{ijpq} ist der Elastizitätstensor, der nach dem Hookeschen Gesetz in einem linear elastischen Medium den Zusammenhang zwischen Spannungstensor τ_{ij} und Deformationstensor e_{pq} beschreibt:

$$\tau_{ij} = c_{ijpq}e_{pq} \quad (\text{Hookesches Gesetz}). \quad (5.2)$$

ν_j ist die j-te Komponente des Normalenvektors auf die Bruchfläche. $G_{np}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau)$ schließlich ist die so genannte Greensche Funktion. Sie spiegelt den Einfluss der Eigenschaften des Mediums wider, innerhalb dessen sich das Verschiebungsfeld ausbildet. Sie entspricht der Verschiebung in Richtung x_n am Punkt \vec{x} zum Zeitpunkt t , die durch einen Einheitsimpuls in Richtung x_p im Punkt ξ zum Zeitpunkt τ erzeugt werden würde. Mit Hilfe des Repräsentationstheorems von Burridge and Knopoff (1964) lässt sich das durch eine beliebige andere Anregung erzeugte Verschiebungsfeld aus der Greenschen Funktion berechnen. Bei zeitunabhängigen Randbedingungen gilt:

$$G_{np}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau) = G_{np}(\vec{x}, t - \tau; \vec{\xi}, 0) \quad (5.3)$$

In allen folgenden Berechnungen herrschen zeitunabhängige Randbedingungen. Mit Hilfe von (5.3) und dem Konvolutionsoperator (*) lässt sich (5.1) umschreiben als:

$$u_n(\vec{x}, t) = \iint_A [u_i(\vec{\xi}, t)] c_{ijpq} \nu_j * \frac{\partial G_{np}(\vec{x}, t; \vec{\xi})}{\partial x_q} dA \quad (5.4)$$

Als zeitabhängige Momententensordichte $m_{pq}(\vec{\xi}, t)$ wird definiert:

$$m_{pq}(\vec{\xi}, t) = [u_i(\vec{\xi}, t)] c_{ijpq} \nu_j. \quad (5.5)$$

Der Elastizitätstensor isotroper Medien lässt sich durch die beiden so genannten Laméschen Konstanten λ und μ ausdrücken (siehe z. B. Aki and Richards, 1980, S. 23). μ ist dabei das Schermodul des Mediums. (5.5) wird dadurch zu:

$$m_{pq} = \lambda \nu_k [u_k(\vec{\xi}, t)] \delta_{pq} + \mu ((\nu_p [u_q(\xi, t)] + \nu_q [u_p(\xi, t)])) \quad (5.6)$$

Da der Versatz der Bruchfläche parallel sein muss verschwindet das Skalarprodukt aus $\vec{\nu}$ und $[\vec{u}(\vec{\xi}, t)]$ und (5.6) wird zu:

$$m_{pq} = \mu (\nu_p [u_q(\vec{\xi}, t)] + \nu_q [u_p(\vec{\xi}, t)]) \quad (5.7)$$

oder mit $[u_i(\vec{\xi}, t)] = D(\vec{\xi}, t)n_i$:

$$\begin{aligned} m_{pq} &= \mu D(\vec{\xi}, t)(\nu_p n_q + \nu_q n_p) \\ &= \mu D(\vec{\xi}, t)R_{pq}. \end{aligned} \quad (5.8)$$

Dabei beschreibt $D(\vec{\xi}, t)$ den zeitlichen Verlauf des Versatzes im Punkt $\vec{\xi}$. n_i ist der Einheitsvektor in Richtung des Versatzes und $R_{pq} = (\nu_p n_q + \nu_q n_p)$ beschreibt das räumliche Muster der Abstrahlung seismischer Energie (Abstrahlcharakteristik).

Wenngleich dies aus Darstellungsgründen in den obigen Gleichungen nicht explizit angegeben wurde, können prinzipiell auch μ , $\vec{\nu}$ und \vec{n} vom Ort $\vec{\xi}$ auf der Bruchfläche abhängen. In dieser Arbeit wird jedoch von einem einfacheren Herdmodell ausgegangen in dessen Rahmen die genannten Größen auf der Bruchfläche räumlich und zeitlich konstant sind.

$D(\vec{\xi}, t)$ kann folgendermaßen parametrisiert werden:

$$D(\vec{\xi}, t) = \bar{D}(\vec{\xi})S(\vec{\xi}, t) * \delta(t - \tau(\vec{\xi})). \quad (5.9)$$

Dabei ist $\bar{D}(\vec{\xi}) = D(\vec{\xi}, t \rightarrow \infty)$ der Endversatz am Punkt $\vec{\xi}$, der nach dem Ende des Bruchprozesses bestehen bleibt. $S(\vec{\xi}, t)$ ist die normierte so genannte Slip-Funktion, die die Zeitabhängigkeit des Versatzprozesses beschreibt. Sie nimmt für $t < 0$ den Wert 0 und für $t \rightarrow \infty$ den Wert 1 an.

Durch Einsetzen der Gleichungen (5.3), (5.5), (5.8) und (5.9) in Gleichung (5.4) ergibt sich:

$$\begin{aligned} u_n(\vec{x}, t) &= \iint_A \mu \bar{D}(\vec{\xi}) R_{pq} S(\vec{\xi}, t) * \delta(t - \tau(\vec{\xi})) * \frac{\partial G_{np}(\vec{x}, t, \vec{\xi})}{\partial x_q} dA \\ &= \iint_A \mu \bar{D}(\vec{\xi}) R_{pq} S(\vec{\xi}, t) * \frac{\partial G_{np}(\vec{x}, t - \tau(\vec{\xi}), \vec{\xi})}{\partial x_q} dA \end{aligned} \quad (5.10)$$

Die Greensche Funktion eines unendlichen, homogenen, isotropen und elastischen Mediums kann analytisch berechnet werden (z. B. Aki and Richards (1980), S. 70-74). Homogen bedeutet dabei, dass die Laméschen Konstanten λ und μ und die Dichte ρ konstant sind. Die Greensche Funktion des Mediums ergibt sich durch Lösung der Bewegungsgleichung für eine impulsförmige Kraft, also aus:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(\vec{x} - \vec{\xi}) \delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} G_{kn} \right) \quad (5.11)$$

In einem Medium mit den oben genannten Eigenschaften lautet sie:

$$\begin{aligned}
G_{ij} = & \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{r/v_P}^{r/v_S} \tau \delta(t - \tau) d\tau \right. \\
& + \frac{1}{rv_P^2} \gamma_i\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{v_P}\right) \\
& \left. - \frac{1}{rv_S^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta\left(t - \frac{r}{v_S}\right) \right] \quad (5.12)
\end{aligned}$$

Dabei sind γ_i die Richtungskosinuse und v_P die Kompressionswellengeschwindigkeit. Die Greensche Funktion beinhaltet Terme, die sich proportional zu r^{-2} und solche, die sich proportional zu r^{-1} verhalten. Die erstgenannten werden als Nahfeldterme bezeichnet, da ihr Einfluss mit zunehmender Entfernung vom Herd abnimmt. Die zuletzt genannten bilden die so genannten Fernfeldterme. Beide Anteile enthalten richtungsabhängige Terme, die die Abstrahlcharakteristik beschreiben und richtungsunabhängige, die die Zeitabhängigkeit darstellen. Aus 5.12 lässt sich mit dem Repräsentationstheorem das Verschiebungsfeld in einem homogenen Medium infolge einer Scherdislokation berechnen (z. B. Aki and Richards (1980), S. 77-84). Es zeigt sich, dass der Nahfeldanteil der Slip-Funktion $S(t)$, der Fernfeldanteil dagegen ihrer Ableitung $\dot{S}(t)$ proportional ist. I. d. R. werden für $S(t)$ Modelle mit rampenförmigem Verlauf angenommen. Die Zeit, innerhalb derer die rampenförmige Slip-Funktion von 0 auf den Endversatz \bar{D} ansteigt, wird als Anstiegszeit (engl. rise-time) τ_R bezeichnet. $\dot{S}(t)$ hat in diesem Fall die Gestalt eines Rechteckimpulses der Länge τ_R .

Für ein heterogenes Medium wie die Erde ist eine analytische Bestimmung der Greenschen Funktion nicht möglich. Ihre numerische Modellierung erfordert Kenntnisse über die Materialeigenschaften der Erde und ihre räumlichen Variationen. Diese sind i. d. R. nicht oder nur näherungsweise in Form vereinfachender Modellvorstellungen bekannt. Der Verwendung eventuell verfügbarer detaillierterer Modelle sind zusätzlich dadurch Grenzen gesetzt, dass der Rechenaufwand bei der numerischen Modellierung dabei schnell zu groß werden würde.

5.1.2 Das EGF-Simulationsverfahren von Irikura

Bei EGF-Simulationsverfahren werden Greensche Funktionen durch Aufzeichnungen schwacher Beben dargestellt. Welche Magnitudenkriterien letztere genau erfüllen müssen hängt vom verwendeten Verfahren ab (siehe Kap. 5.1.3). Die Darstellungsweise, die im folgenden hergeleitet wird entspricht dem EGF-Simulationsverfahren von Irikura (Irikura and Muramatsu, 1982; Irikura, 1983, 1986, 1999), das in der vorliegenden Arbeit angewendet wird. Als zusätzliche Parameter werden die Herdlänge L , die Herdbreite W und

das so genannte seismische Moment M_0 eingeführt. Letzteres ist wie folgt definiert:

$$M_0 = \mu A \bar{D}. \quad (5.13)$$

Zunächst wird das Integral in (5.10) in eine diskrete Summe aus M Summanden umgewandelt:

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^M \mu \Delta A^i \bar{D}^i R_{pq} S^i(t) * \frac{\partial G_{np}^i(\vec{x}, t - \tau^i)}{\partial x_q} \quad (5.14)$$

Dies entspricht einer Einteilung der Herdfläche in M Elemente.

$e_n^i(\vec{x}, t)$ sei die Aufzeichnung eines schwachen Bebens, das sich am Punkt ξ^i ereignet, dessen Endversatz im Vergleich zum simulierenden Beben sehr klein und dessen Slip-Funktion im Vergleich zum simulierenden Beben sehr kurz ist, am Punkt \vec{x} . Es wird zunächst davon ausgegangen, dass ξ^i innerhalb des i -ten Herdflächenelementes liegt. Somit beinhaltet $e_n^i(\vec{x}, t)$ genau die Greensche Funktion, die dem i -ten Herdflächenelement in (5.14) entspricht. $e_n^i(\vec{x}, t)$ kann somit geschrieben werden als:

$$\begin{aligned} e_n^i(\vec{x}, t) &= \mu a^i \bar{d}^i r_{pq} s^i(t) * \frac{\partial g_{np}(\vec{x}, t, \vec{\xi}^i)}{\partial x_q} \\ &= m_0^i r_{pq} s^i(t) * \frac{\partial G_{np}(\vec{x}, t, \vec{\xi}^i)}{\partial x_q} \end{aligned} \quad (5.15)$$

Dabei sind a^i , \bar{d}^i , r_{pq} und $s^i(t)$ Herdfläche, Endversatz, Abstrahlcharakteristik und Slip-Funktion des schwachen Bebens. Es wird davon ausgegangen, dass das schwache Beben die gleiche Herdgeometrie besitzt, wie das zu simulierende Beben, also:

$$r_{pq} = R_{pq}. \quad (5.16)$$

Sollte letzteres nicht der Fall sein, muss $e_n^i(\vec{x}, t)$ durch Multiplikation mit $\frac{R_{pq}}{r_{pq}}$ so korrigiert werden, dass es der Herdgeometrie R_{pq} entspricht.

Ziel der weiteren Berechnungen ist es die Greensche Funktion in (5.14) durch das gemessene $e_n^i(\vec{x}, t)$ auszudrücken. $e_n^i(\vec{x}, t)$ wird deshalb in diesem Zusammenhang als empirische Greensche Funktion (EGF) bezeichnet. Diese Bezeichnung ist somit nicht so zu verstehen, dass $e_n^i(\vec{x}, t)$ mit der Greenschen Funktion identisch ist.

Das Verfahren von Irikura verwendet verschiedene Skalierungsbeziehungen, um die Greensche Funktion in (5.14) durch die EGF in (5.15) auszudrücken. Unter der Annahme eines von der Bebenstärke unabhängigen, konstanten statischen Spannungsabfalls gilt nach Kanamori and Anderson (1975):

$$\frac{L}{l^i} = \frac{W}{w^i} = N \quad (5.17)$$

$$\frac{\bar{D}^i}{\bar{d}^i} = N \quad (5.18)$$

Die Skalierungsbeziehungen für die FAS der durch einen Erdbebenherd verursachten Verschiebung und Beschleunigung nach Aki (1967) und Brune (1970) ergeben unter der selben Annahme:

$$\tau_R = N\tau_r. \quad (5.19)$$

τ_R und τ_r sind die Anstiegszeiten des zu simulierenden und des EGF-Bebens. Die nicht indizierten Größen L und W beziehen sich auf die gesamte Herdfläche des zu simulierenden Bebens.

Beim Verfahren von Irikura wird weiterhin davon ausgegangen, dass \bar{D}^i auf allen Herdflächenelementen gleich groß ist, nämlich $\bar{D}^i = \bar{D}$. Dann lässt sich der Skalierungsfaktor N aus den seismischen Momenten M_0 und m_0 des zu simulierenden und des EGF-Bebens bestimmen:

$$\begin{aligned} M_0 &= \mu A \bar{D} \\ &= \mu L W \bar{D} \\ &= \mu (N l^i) (N w^i) (N \bar{d}^i) \\ &= N^3 m_0 \\ \Rightarrow N &= \sqrt[3]{\frac{M_0}{m_0}} \end{aligned} \quad (5.20)$$

Im Einklang mit (5.19) wird für die Slip-Funktion der i -ten EGF $s^i(t)$ eine Rampenfunktion

$$s^i(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{t}{\tau_r} & 0 \leq t \leq \tau_r \\ 1 & t > \tau_r \end{cases} \quad (5.21)$$

und für die Slip-Funktion des i -ten Herdflächenelements des zu simulierenden Bebens $S^i(t)$ eine Rampenfunktion

$$S^i(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{t}{\tau_R} & 0 \leq t \leq \tau_R \\ 1 & t > \tau_R \end{cases} . \quad (5.22)$$

angenommen. $S^i(t)$ entsteht somit durch N -faches jeweils um τ_r zeitversetztes Aufsummieren von $s^i(t)$:

$$S^i(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N s^i(t) * \delta(t - (k-1)\tau_r) \quad (5.23)$$

Das selbe gilt für die Rechteckimpulse $\dot{S}^i(t)$ und $\dot{s}^i(t)$.

Als weitere Vereinfachung nimmt das Verfahren von Irikura an, dass alle EGF das gleiche seismische Moment m_0 , also auch die gleiche Herdfläche $a^i = a$ besitzen. (5.17) besagt, dass die Herdfläche des zu simulierenden Bebens dann $N^2 \times$ der Herdfläche des EGF-Bebens entspricht. (5.14) muss dann also als Summe über $M = N^2$ Herdflächenelemente der Größe $\Delta A^i = a$ gelesen werden. Aus der Annahme gleicher seismischer Momente für alle EGF ergibt sich auch, dass deren Endversätze gleich sind ($\bar{d}^i = \bar{d}$). Setzt man außerdem (5.18) und (5.23) in (5.14) ein, so ergibt sich:

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^{N^2} a \mu \bar{d} R_{pq} \sum_{k=1}^N \dot{s}^i(t) * \delta(t - (k-1)\tau_r) * \frac{\partial G_{np}^i(\vec{x}, t - \tau^i)}{\partial x_q}. \quad (5.24)$$

Ein Vergleich mit (5.15) zeigt:

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^{N^2} \sum_{k=1}^N e_n^i(\vec{x}, t - (k-1)\tau_r - \tau^i) \quad (5.25)$$

τ^i ist dabei der Zeitpunkt des Brucheinsatzes am i -ten Herdflächenelement.

τ^i berechnet sich aus der Vorstellung, dass eine Bruchfront sich ausgehend von einem Punkt auf der Herdfläche (Hypozentrum) nach allen Richtungen mit der so genannten Bruchgeschwindigkeit v_R ausbreitet und der Versatzprozess auf einem Element in dem Moment beginnt, in dem es von der Bruchfront erreicht wird.

Eine Besonderheit des Verfahrens von Irikura ist, dass alle EGF aus einer einzigen Aufzeichnung $e_n^0(\vec{x}, t)$ eines Bebens mit dem Herdpunkt $\vec{\xi}^0$ gewonnen werden. Die unterschiedlichen Herdflächenelemente haben jedoch unterschiedliche Entfernungen vom Beobachtungspunkt \vec{x} . Dies muss somit auch für die Herdpunkte $\vec{\xi}^i$ der unterschiedlichen $e_n^i(\vec{x}, t)$ gelten, die diesen Herdflächenelementen entsprechen. Dazu berechnet sich $e_n^i(\vec{x}, t)$ wie folgt:

$$e_n^i(\vec{x}, t) = \frac{|\vec{x} - \vec{\xi}^0|}{|\vec{x} - \vec{\xi}^i|} e_n^0(\vec{x}, t + \Delta t_p^i). \quad (5.26)$$

Δt_p bezeichnet dabei den Laufzeitunterschied, der dadurch zustande kommt, dass die einzelnen Herdflächenelemente unterschiedliche Abstände vom Beobachtungspunkt haben. Beim Verfahren von Irikura ist am Hypozentrum $\Delta t_p = 0$.

Aus (5.25) wird somit

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^{N^2} \sum_{k=1}^N \frac{|\vec{x} - \vec{\xi}^0|}{|\vec{x} - \vec{\xi}^i|} e_n^0(\vec{x}, t - (k-1)\tau_r - \tau^i + \Delta t_p^i) \quad (5.27)$$

In dieser Darstellungsweise beinhalten jedoch alle $e_n^i(\vec{x}, t)$ die gleiche Greensche Funktion. Dafür muss gewährleistet sein, dass die Laufwege von den einzelnen Herdflächenelementen zum Beobachtungspunkt sich nicht zu sehr unterscheiden. Besonders, wenn der Beobachtungspunkt sehr nahe am Herd liegt, ist diese Annahme fragwürdig.

Es zeigt sich, dass die Simulation mit (5.25) zu einer Überschätzung der Bodenbewegung im hochfrequenten Bereich führt. Boatwright (1988) erklärte dieses Problem dadurch, dass außerhalb der Herdfläche des EGF-Bebens kein Versatz stattfindet, wohl aber außerhalb eines Herdflächenelementes des zu simulierenden Bebens und eine diesbezügliche Modifizierung der aufgetzeichneten EGF notwendig ist, um sie im Rahmen von (5.25) verwenden zu können. Außerdem werden durch die regelmäßigen Zeitversätze bei der Summierung in (5.25) künstliche Periodizitäten erzeugt. Um diese beiden Effekte zu korrigieren, wird die Summation, die der Skalierung der Slip-Funktion dient in (5.25), durch einen linearen Filter ersetzt. Hierzu wurden verschiedene Filter kreiert, die zu realistischeren Ergebnissen führen, indem sie die Überschätzung der hochfrequenten Bodenbewegungen ausgleichen und die künstlichen Periodizitäten eliminieren (z. B. Irikura, 1986; Boatwright, 1988; Irikura, 1999). Der in dieser Arbeit verwendete Filter stellt eine Weiterentwicklung dessen dar, der von Irikura (1999) vorgestellt wurde (Miyake, pers. Kom.). Er hat die Form:

$$F(t) = \delta(t) + \sum_{k=1}^{(N-1)N'} \frac{e^{1+\frac{1-k}{N'}}}{e-1} \delta\left(t - \frac{k-1}{(N-1)N'} \tau_R\right) \quad (5.28)$$

N' ist ein willkürlich zu wählender Faktor, der die Summationsintervalle verkleinert und somit die künstlich erzeugte Periodizität in den höherfrequenten Bereich verschiebt.

Tatsächlich summiert wird dann wie folgt:

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^{N^2} \frac{|\vec{x} - \vec{\xi}^0|}{|\vec{x} - \vec{\xi}^i|} F(\tau^i + \Delta t_p^i) * e_n^0(t) \quad (5.29)$$

Das Computerprogramm, das in dieser Arbeit zur Durchführung der EGF-Berechnungen verwendet wird beinhaltet gegenüber dem Originalprogramm von Irikura einige kleinere Modifikationen. Diese stammen von C. Kluge (pers. Kom.) und sind zum größten Teil rein formaler Natur oder betreffen die graphische Oberfläche des Programms. Daneben wurde aber auch die FFT-Routine geändert. Um zu überprüfen, ob die modifizierte Version die selben Ergebnisse liefert wie das Originalprogramm, wurde ein mit dem Originalprogramm gerechnetes Testbeispiel nachgerechnet. Letzteres wurde

von H. Miyake vom Disaster Prevention Research Institute (DPRI) der Universität Kyoto zur Verfügung gestellt. Es ergaben sich keine signifikanten Unterschiede.

5.1.3 Gegenüberstellung der Verfahren von Irikura und Hutchings

Dem Verfahren von Irikura liegt die Annahme zugrunde, dass die Skalierungsbeziehungen (5.17), (5.18) und (5.19) gelten. Sie bilden die Grundlage für die Diskretisierung der Herdfläche des zu simulierenden Bebens, sowie für die Skalierung der Slip-Funktion in (5.25). Eine andere Gruppe von EGF-Simulationsverfahren verwendet EGF-Beben, die schwach genug sind, dass ihre Slip-Funktion bei Betrachtung eines vorgegebenen Frequenzbereiches als Heavisidesche Stufenfunktion $H(t)$ angesehen werden kann (siehe unten). Im Rahmen der Simulation werden die EGF auf ein bestimmtes seismisches Moment skaliert und die Heavisideschen Stufenfunktionen durch synthetische Slip-Funktionen ersetzt. Die gesamte zu simulierende Bodenbewegung ergibt sich dann wieder durch zeitversetzte Summation aller EGF. Hauptvertreter dieser Gruppe von EGF-Simulationsverfahren ist das Verfahren von Hutchings (z. B. Hutchings and Wu, 1990; Hutchings, 1991, 1994). Es wird durch folgende Formel beschrieben:

$$u_n(\vec{x}, t) = \sum_{i=1}^M \frac{\mu \Delta A^i \bar{D}^i S^i(t)}{m_0^i H(t)} * e_n^i(\vec{x}, \tau^i). \quad (5.30)$$

m_0^i ist das seismische Moment von $e_n^i(\vec{x}, \tau^i)$. Die Slip-Funktion $S^i(t)$ wird vom Benutzer definiert.

Das Ziel der Simulation wird sowohl beim Verfahren von Irikura, als auch beim Verfahren von Hutchings durch Vorgabe des gewünschten seismischen Moments des zu simulierenden Bebens festgesetzt. Diese Vorgabe des Moments ist maßgebend für die Wahl der Simulationsparameter.

Hypozentrum und Bruchgeschwindigkeit zur Beschreibung der Ausbreitung der Bruchfront müssen bei beiden Verfahren vorgegeben werden. Für das Verfahren von Hutchings müssen außerdem zusätzliche Modellvorstellungen zur Definition der synthetischen Slip-Funktionen und der Endversätze auf den unterschiedlichen Herdflächenelementen angenommen werden. Auch die Größe der Elemente und ihre Schermodule müssen vom Benutzer festgelegt werden.

Voraussetzung für das Verfahren von Hutchings ist, dass die Slip-Funktionen der verwendeten EGF-Beben in ausreichender Näherung als Heavisidesche-Stufenfunktionen angesehen werden können. Ob dies der Fall

ist hängt vom betrachteten Frequenzbereich ab. Nach Brune (1970) setzt sich das FAS der durch eine einfache seismische Quelle verursachten Verschiebung aus drei Teilen zusammen. Der tieffrequente Bereich ist konstant und dem seismischen Moment proportional. Darauf folgt ein Bereich in dem die Fourier-Amplitude mit $\frac{1}{\omega}$ abfällt. Im höherfrequenten Bereich erfolgt ein Abfall mit $\frac{1}{\omega^2}$. Die Frequenz bei der dieser Abfall einsetzt wird als Eckfrequenz f_C bezeichnet. Unterhalb der Eckfrequenz ist das Spektrum von der Anstiegszeit τ_R unabhängig. Sofern sich die Betrachtungen auf diesen Frequenzbereich beschränken, ist es somit legitim die Slip-Funktion der seismischen Quelle als Heavisidesche Stufenfunktion ($\tau_R = 0$) anzusehen. Da f_C mit abnehmender Bebenstärke zunimmt, ist der Frequenzbereich, auf den dies zutrifft umso breiter, je schwächer das betrachtete Beben ist. In Kalifornien wurde beobachtet, dass stationsabhängige Grenzwerte f_{max} existieren, die die Bodenbewegungsspektren zu hohen Frequenzen hin limitieren (Hanks, 1982). Sie liegen zwischen 10 und 20 Hz. Um den gesamten Frequenzbereich $\leq f_{max}$ unter der Annahme von Slip-Funktionen in der Form Heavisidescher Stufenfunktionen in ihre Untersuchungen einbeziehen zu können, verwenden Hutchings and Wu (1990) nur Beben mit $M_0 \leq 10^{14} Nm$ ($\cong M_w = 3.5$). Für diese Beben gilt $f_{max} \leq f_C$.

Im Bereich unterhalb eines seismischen Momentes von ca. $10^{14} Nm$ gelten andererseits die Skalierungsbeziehungen vermutlich nicht mehr. Das Verfahren von Irikura kann also nur Beben mit $M_w > 3.5$ als EGF-Beben verwenden.

Die Gültigkeit der Skalierungsbeziehungen ist auch zu starken Magnituden hin begrenzt. Die Ursache dafür ist, dass die mögliche vertikale Ausdehnung von Herdflächen durch die Mächtigkeit der spröden so genannten seismogenen Zone (nach Lay and Wallace (1995) ca. 15-20 km) begrenzt ist, die horizontale Ausdehnung jedoch theoretisch beliebig groß sein kann. Ab einem bestimmten Wert wächst also mit zunehmender Bebenstärke nur noch die Herdlänge, nicht jedoch die -breite. In diesem Bereich kann das Verfahren von Irikura nicht mehr angewendet werden. Es können deshalb nur Beben bis $M_w \leq ca. 7$ simuliert werden. Für das Verfahren von Hutchings besteht in dieser Hinsicht theoretisch keine Beschränkung.

Beide Verfahren haben ihre Nachteile. Beim Verfahren von Hutchings ist eine willkürliche Festlegung der Slip-Funktion nötig. Beim Verfahren von Irikura wird sie nicht explizit angegeben und kann unrealistische Formen annehmen. Ob dies für die in Kap. 5.2 simulierten Signale der Fall ist, wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht. Eine Überprüfung wäre durch Dekonvolution der simulierten Signale mit den verwendeten EGF möglich.

Bei den großen Hypozentralentfernungen, die sich aus den Herdtiefen typischer Vrancea-Beben und den gegebenen Stationsentfernungen ergeben,

liegen Aufzeichnungen mit ausreichender Datenqualität nur für Beben mit $M_w \geq 4 - 4.5$ vor (siehe Kap. 3.3). Die Verwendung des Verfahrens von Hutchings wäre bei dieser Datenbasis nur unter einer entsprechenden Einschränkung des betrachteten Frequenzbereiches möglich. Für das Irikura-Verfahren gilt keine derartige Einschränkung. Es wird deshalb bei der Simulation von Beben dieser Region bevorzugt und in dieser Arbeit verwendet.

5.1.4 Der Spannungsabfall bei Erdbeben

Der statische Spannungsabfall $\Delta\sigma_S$ beschreibt die Differenz der Scherspannungen auf der Bruchfläche vor dem Beben σ_0 und nach dem Beben σ_1 . Er berechnet sich folgendermaßen (Kanamori and Anderson, 1975):

$$\Delta\sigma_S = \sigma_0 - \sigma_1 = C_S \mu \frac{\bar{D}}{\tilde{L}} = C_S \frac{M_0}{A\tilde{L}} = C_S \frac{M_0}{LW\tilde{L}} \quad (5.31)$$

Dabei ist \tilde{L} eine charakteristische Herddimension und C_S eine dimensionslose Konstante, die die Abhängigkeit des Spannungsabfalls von der Herdgeometrie beschreibt. Der Wert von C_S hängt von der Wahl von \tilde{L} ab. Es wird im folgenden von einer rechteckigen Bruchfläche ausgegangen, da diese Vorstellung auch Grundlage des Simulationsverfahrens von Irikura ist. In diesem Fall wird i. d. R. die Herdbreite W als charakteristische Herddimension gewählt ($\tilde{L} = W$) (siehe z. B. Lay and Wallace, 1995, S. 377). Die entsprechenden C_S für einfache Herdgeometrien mit vertikaler Bruchfläche sind in Abhängigkeit von den Laméschen Konstanten in Lay and Wallace (1995) (S.377) angegeben. Die Berechnung der C_S für kompliziertere Herdgeometrien ist nur mit aufwendigen Finite-Elemente-Methoden möglich (z. B. Parsons et al., 1988). Auf derartige Berechnungen wird in der vorliegenden Arbeit verzichtet. Stattdessen werden Mindestabschätzungen der statischen Spannungsabfälle $\Delta\sigma_S$ angegeben. Sie ergeben sich aus der Tatsache, dass $0.65 \leq C_S \leq 2.5$ (Heaton, 1990). Somit gilt:

$$\Delta\sigma_S \geq 0.65 \frac{M_0}{LW^2} \quad (5.32)$$

Vom statischen Spannungsabfall $\Delta\sigma_S$ zu unterscheiden ist der dynamische Spannungsabfall $\Delta\sigma_D$, der die Differenz zwischen den Scherspannungen auf der Bruchfläche vor dem Beben σ_0 und zu einem Zeitpunkt während des Bruchprozesses σ_f beschreibt. Er berechnet sich nach (z. B. Kanamori, 1994):

$$\Delta\sigma_D = \sigma_0 - \sigma_f = C_D \frac{\mu}{v_S} \dot{D}(t) \quad (5.33)$$

C_D ist wiederum eine dimensionslose Konstante zur Beschreibung des Einflusses der Herdgeometrie. \dot{D} ist die zeitliche Ableitung von $D(t)$, also die Teilchengeschwindigkeit auf der Bruchfläche. σ_f und $\Delta\sigma_D$ ändern sich im Allgemeinen während des Bruchprozesses mit der Zeit. Ihre zeitlichen Mittel werden im folgenden als $\overline{\sigma_f}$ und $\overline{\Delta\sigma_D}$ bezeichnet.

Eine Untersuchung der Energiebilanz eines Bebens (z. B. Kanamori, 1994) ergibt den Zusammenhang zwischen statischem und dynamischem Spannungsabfall und der seismisch abgestrahlten Energie E_S . Wenn ΔW die gesamte freigesetzte und E_H die in Reibungswärme umgewandelte Energie ist und weiterhin davon ausgegangen wird, dass die zur Erzeugung des Bruchs notwendige Oberflächenenergie im Vergleich zu ΔW , E_S und E_H vernachlässigbar klein ist, dann ist:

$$E_S = \Delta W - E_H \quad (5.34)$$

Mit

$$\Delta W = \frac{1}{2}(\sigma_0 - \sigma_1)A\bar{D} \quad (5.35)$$

und

$$E_H = A \int_0^{\bar{D}} \sigma_f(\delta) d\delta = \overline{\sigma_f} A \bar{D} \quad (5.36)$$

folgt

$$E_S = \left[\frac{1}{2}(\sigma_0 + \sigma_1) - \overline{\sigma_f} \right] A \bar{D} \quad (5.37)$$

Mit den Definitionen (5.13), (5.31) und (5.33) ergibt sich daraus

$$\frac{2\mu E_S}{M_0} = 2\overline{\Delta\sigma_D} - \Delta\sigma_S \quad (5.38)$$

Häufig wird davon ausgegangen, dass $\sigma_1 = \overline{\sigma_f}$. Diese Annahme wird nach Kanamori (1994) dadurch gerechtfertigt, dass in vielen Fällen beobachtet wurde, dass $\Delta\sigma_S \approx \overline{\Delta\sigma_D}$. Dann ist:

$$\frac{2\mu E_S}{M_0} = \Delta\sigma_S \quad (5.39)$$

Auf diese Weise wird ein Zusammenhang zwischen $\Delta\sigma_S$ und den seismologisch messbaren Größen E_S und M_0 hergestellt.

Grundlegend für die Bestimmung von $\Delta\sigma_S$ ist, wie (5.31) zeigt, die Ermittlung der Herddimensionen. Dafür werden unterschiedliche Methoden verwendet. Eine ist die Abschätzung der Herdfläche aus der Verteilung von Nachbebenhypozentren. Eine andere ist die Berechnung des Herdradius aus der gemessenen Eckfrequenz f_C des Herdspektrums. Einen Zusammenhang

zwischen diesen beiden Größen leitete Brune (1970) her. Er legt dabei ein relativ einfaches Herdmodell zugrunde, bei dem die Slip-Funktion überall auf der Bruchfläche gleich und $\Delta\sigma_S = \overline{\Delta\sigma_D}$ ist. Aus Brunnes Annahmen ergibt sich (Thatcher and Hanks, 1973):

$$\Delta\sigma_{S/D} = 8.5M_0 \left(\frac{f_c}{v_S} \right)^3 \quad (5.40)$$

Boatwright (1984) vertritt die Ansicht, dass so berechnete Werte eher eine richtige Abschätzung des dynamischen, als des statischen Spannungsabfalls liefern. Werden für die Bestimmung der Beziehung zwischen Herdradius und Eckfrequenz komplexere Herdmodelle mit räumlich variierenden Slip-Funktionen, wie die von Sato and Hirasawa (1973) oder Boatwright (1980), zugrunde gelegt, muss (5.40) entsprechend modifiziert werden.

Auch zur Bestimmung von $\overline{\Delta\sigma_D}$ gibt es unterschiedliche Methoden. Boatwright (1980) leitete theoretisch einen Zusammenhang zwischen dem ersten Anstieg der Fernfeld-Wellenform und dem dynamischen Spannungsabfall her:

$$\Delta\sigma_D = \frac{(\rho_0\rho_h v_{S,0})^{1/2} v_{S,h}^{5/2} G(1 - (v_R/v_{S,h})^2) [\dot{u}/t] F}{2v_R^3 |R|} \quad (5.41)$$

$[\dot{u}/t]$ ist die Anfangssteigung des Geschwindigkeitsimpulses der SH-Welle. ρ_0 und $v_{S,0}$ sind Dichte und Scherwellengeschwindigkeit an der Oberfläche und ρ_h und $v_{S,h}$ die entsprechenden Werte am Herd. G, F und R sind Korrekturfaktoren für geometrische Ausbreitungsverluste, den Dämpfungseinfluß auf $[\dot{u}/t]$ und Abstrahlcharakteristik.

Einen Zusammenhang zwischen der so genannte rms-Beschleunigung a_{rms} liefern Hanks and McGuire (1981). a_{rms} ist folgendermaßen definiert:

$$a_{rms} = \sqrt{\frac{\int_{t_1}^{t_2} A(t)^2 dt}{\Delta t}} \quad (5.42)$$

Dabei sind t_1 und t_2 Beginn und Ende des Zeitfensters, Δt dessen Länge und $A(t)$ die Bodenbeschleunigung. Der dynamische Spannungsabfall ergibt sich daraus als:

$$\Delta\sigma_D = 2.7 \frac{G}{2|R|} a_{rms} (f_0/f_{max})^{1/2} \quad (5.43)$$

f_{max} bezeichnet die obere Grenze des Beschleunigungsspektrums.

Zwischen a_{rms} und dem hochfrequenten Niveau des Bodenbeschleunigungsspektrums besteht ein theoretischer Zusammenhang. Der dynamische Spannungsabfall kann deshalb auch aus der Höhe dieses Spektralniveaus a_0

berechnet werden (Oncescu, 1989):

$$\Delta\sigma_D = 4.4 \frac{G}{2|R|} a_0 f_0 \quad (5.44)$$

In Anlehnung an Kanamori and Anderson (1975) wird in der Regel davon ausgegangen, dass $\Delta\sigma_S$ bei den meisten krustalen Erdbeben (Tiefe ≤ 15 -20 km) unabhängig von ihrer Stärke etwa zwischen 0.1 und 10 MPa liegt. Die Werte scheinen systematisch mit den jeweiligen tektonischen Gegebenheiten zusammenzuhängen, wobei der Unterschied zwischen Beben an den Rändern tektonischer Platten (Interplattenbeben) mit relativ niedrigen und Beben im Inneren tektonischer Platten (Intraplattenbeben) mit relativ hohen $\Delta\sigma_S$ besonders signifikant erscheint. Einen Überblick über derartige Zusammenhänge liefert Ruff (2002). I. d. R. variiert der Spannungsabfall auf der Herdfläche eines Bebens. Bei den Angaben von Kanamori and Anderson (1975) handelt es sich um Mittelwerte. Genauere Untersuchungen zeigen, dass in einzelnen Bereichen der Herdflächen einiger krustaler Beben durchaus Werte im Bereich > 100 MPa beobachtet werden (z. B. Mori and Shimazaki, 1984; Kanamori et al., 1990). Choy and McGarr (2002) beschäftigen sich mit Beben in der ozeanischen Kruste, deren Gesteine sich in Laborversuchen als besonders bruchfest erweisen. Sie stellen fest, dass σ_D in diesen Fällen deutlich höher liegt als bei anderen krustalen Beben. Damit stellen die Beben in der ozeanischen Kruste ein Beispiel für den Zusammenhang von Spannungsabfall und Materialeigenschaften im Herd dar.

Für mitteltiefe Beben in Herdtiefen zwischen 100 und 400 km herrschen offensichtlich vollkommen andere Verhältnisse. Hier ist die Beobachtung von $\Delta\sigma_S$ im Bereich um 100 MPa und mehr auch in Bezug auf die gesamte Herdfläche nichts ungewöhnliches (z. B. Mikumo, 1971; Chung and Kanamori, 1980; Fukao and Kikuchi, 1987). Allerdings treten auch in diesem Tiefenbereich Werte < 10 MPa auf, sodass insgesamt eine breitere Streuung als bei krustalen Beben festzustellen ist. Solche mitteltiefen Beben ereignen sich größtenteils in Subduktionszonen.

5.2 EGF-Modellierung der Starkbeben vom 30. August 1986 und 4. März 1977

In Kap. 5.2.1 wird aus vereinfachenden Annahmen, Faustregeln und der Literatur entnommenen empirischen Beziehungen ein Startmodell für die Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 mit dem Simulationsverfahren von Irikura mit vier verschiedenen EGF-Beben an 4-6 Stationen erstellt. Da

sich dabei keine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen ergibt, wird im folgenden Kap. 5.2.2 in synthetischen Tests der Einfluss von Variationen der Modellparameter EGF-Herdfläche, EGF-Anstiegszeit, Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumsposition auf die Ergebnisse untersucht. Nachdem sich zeigt, dass vor allem die Annahme kleinerer EGF-Herdflächen nötig ist, werden diese in Kap. 5.2.3 unter Verwendung des gesamten Datensatzes im „trial-and-error“-Verfahren solange angepasst, bis optimale Modellierungsergebnisse erzielt werden. Weiterhin wird das Ergebnis im selben Kapitel durch Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 mit einem EGF-Beben an einem Standort verifiziert. Inwieweit die Modellierungsergebnisse durch Anpassung der Modellparameter EGF-Anstiegszeit, Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumsposition, nach Wahl einer geeigneten EGF-Herdfläche verbessert werden können, wird in Kap. 5.2.4 beispielhaft unter Verwendung eines EGF-Bebens untersucht. In Kap. 5.2.5 werden die Modellierungsergebnisse in Form von Bodenverschiebungsspektren bewertet. Die aufgrund der Modellierung anzunehmenden Herdparameter von EGF- und Targetbeben, einschließlich der statischen Spannungsabfälle, sind in Kap. 5.2.6 aufgelistet.

5.2.1 Startmodell

Die seismischen Momente der in der Modellierung verwendeten EGF- und Targetbeben werden mit folgender Beziehung von Hanks and Kanamori (1979) aus den im ROMPLUS-Katalog (Onicescu et al., 1999b) angegebenen Momentenmagnituden berechnet:

$$M_0[Nm] = 10^{1.5M_w+9.05} \quad (5.45)$$

Dabei ist zu beachten, dass die Momentenmagnituden im ROMPLUS-Katalog mittels empirischer Beziehungen aus der Signaldauer der Beben bestimmt wurden und somit nur Näherungswerte darstellen.

Aus den seismischen Momenten von EGF- und Targetbeben ergeben sich die Skalierungsfaktoren N . Sie betragen 28 für die Modellierung des Targetbebens vom 4. März 1977 mit dem EGF-Beben vom 11. Oktober 1997, 18 für die Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 mit den EGF-Beben vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999 und 14. November 1999 und 11 für die Modellierung des selben Bebens mit dem EGF-Beben vom 6. April 2000.

Auskunft über die Herdgeometrien der verwendeten EGF-Beben geben Bonjer et al. (2001) in Form so genannter Herdflächenlösungen (siehe z. B. Lay and Wallace, 1995, S. 316). Diese bestehen aus den drei Winkeln Φ , δ und λ . Der so genannte Streichwinkel Φ bezeichnet den Azimut der Projektion

der Herdfläche auf die Oberfläche im Uhrzeigersinn gegen Nord gemessen. Der so genannte Einfallswinkel δ bezeichnet die Neigung der Herdfläche und wird von der Oberfläche in einer vertikalen senkrecht zur Streichrichtung stehenden Fläche nach unten gemessen. Der so genannte Rake λ gibt den Winkel zwischen der Streichrichtung und der Richtung des Versatzes in der Herdfläche an. Die Herdflächenlösungen der verwendeten EGF-Beben lauten:

EGF-Beben	Φ [°]	δ [°]	λ [°]
11. Oktober 1997	317	35	107
30. Dezember 1997	260	44	132
8. November 1999	254	39	109
14. November 1999	242	43	84
6. April 2000	224	74	80

Auch die Herdflächenlösungen der beiden Targetbeben sind bekannt (Bonjer, pers. Kom.):

EGF-Beben	Φ [°]	δ [°]	λ [°]
4. März 1977	225	65	85
30. August 1986	226	64	107

Die Herdflächengeometrie des simulierten Bebens wird in Form von Streich- und Einfallswinkel vorgegeben. Die simulierten Seismogramme entsprechen jedoch den Versatzrichtungen des verwendeten EGF-Bebens. Durch Multiplikation mit $\frac{R_{pq}}{r_{pq}}$ können sie entsprechend der gewünschten Versatzrichtung rechnerisch korrigiert werden (siehe Kap. 5.1.2). R_{pq} und r_{pq} ergeben sich mit (4.6), (4.7) und (4.8) aus den entsprechenden Herdflächenlösungen. Von dieser Möglichkeit wird in der vorliegenden Arbeit jedoch kein Gebrauch gemacht. Legitim ist dieses Vorgehen nur, wenn sich die Herdflächenlösungen von EGF- und Targetbeben jeweils sehr ähnlich sind. Dass dies tatsächlich der Fall ist, zeigen die Herdflächenlösungen in oben stehenden Tabellen und Abb. 5.1. Abb. 5.1 zeigt die Herdflächenlösungen des Bebens vom 30. August 1986 und der vier zu seiner Modellierung verwendeten EGF-Bebens in der üblichen Darstellungsweise (siehe z. B. Lay and Wallace, 1995, S. 348) als stereographische Projektion der unteren Herdhalbkugel mit schwarzen kompressiven und weißen dilatativen Quadranten. In allen Fällen handelt es sich um Aufschiebungsbeben mit südwest-nordost streichenden Nodalflächen.

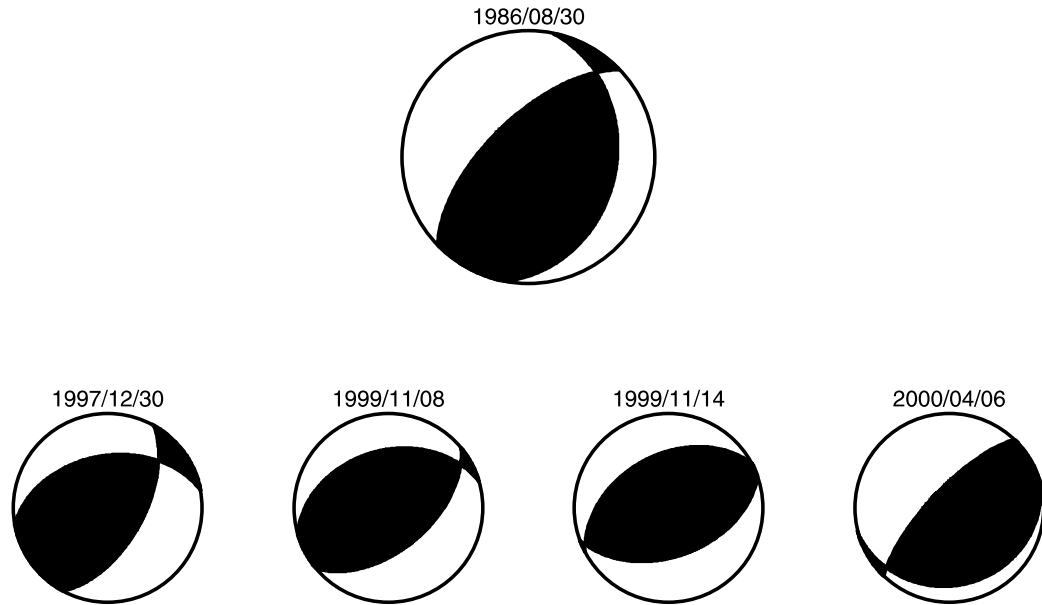


Abbildung 5.1: Herdflächenlösungen des Targetbebens vom 30. August 1986 (oben) und der vier zu seiner Modellierung verwendeten EGF-Beben (untere Reihe von links nach rechts) vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999, 14. November 1999 und 6. April 2000. Die Herdflächenlösung ist als stereographische Projektion der unteren Herdhälfte dargestellt. Die kompressiven Quadranten sind schwarz, die dilatativen weiß dargestellt. Eine Erklärung der Darstellungsweise findet sich z. B. bei Lay and Wallace (1995) (S. 348). EGF- und Targetbeben haben jeweils ähnliche Herdgeometrien.

Grund für den Verzicht auf eine Korrektur der Herdgeometrie ist, dass sie im Falle kleiner r_{pq} im Nenner zu sehr großen Fehlern führen kann. Dies wird durch das Beispiel in Abb. 5.2 demonstriert. Es zeigt neben den entsprechenden Aufzeichnungen des Targetbebens vom 30. August 1986, zwei Simulationen an der Station IN, die sich nur dadurch unterscheiden, dass in einem Fall eine Korrektur mit $\frac{R_{pq}}{r_{pq}}$ durchgeführt wird, in der anderen dagegen nicht. Als EGF-Beben wird dabei das Beben vom 8. November 1999 verwendet. Die Modellparameter entsprechen denen, die in den folgenden Kapiteln zu optimalen Modellierungsergebnissen führen. Erwartungsgemäß stimmen die Formen der Signale unabhängig davon, ob eine Korrektur durchgeführt wurde oder nicht überein. Die Korrektur führt jedoch auf der EW-Komponente zu einer Verstärkung der Amplituden um einen Faktor von etwa 100. Dies führt zu unrealistisch hohen Bodenbeschleunigungen von bis zu beinahe 40 m/s^2 .

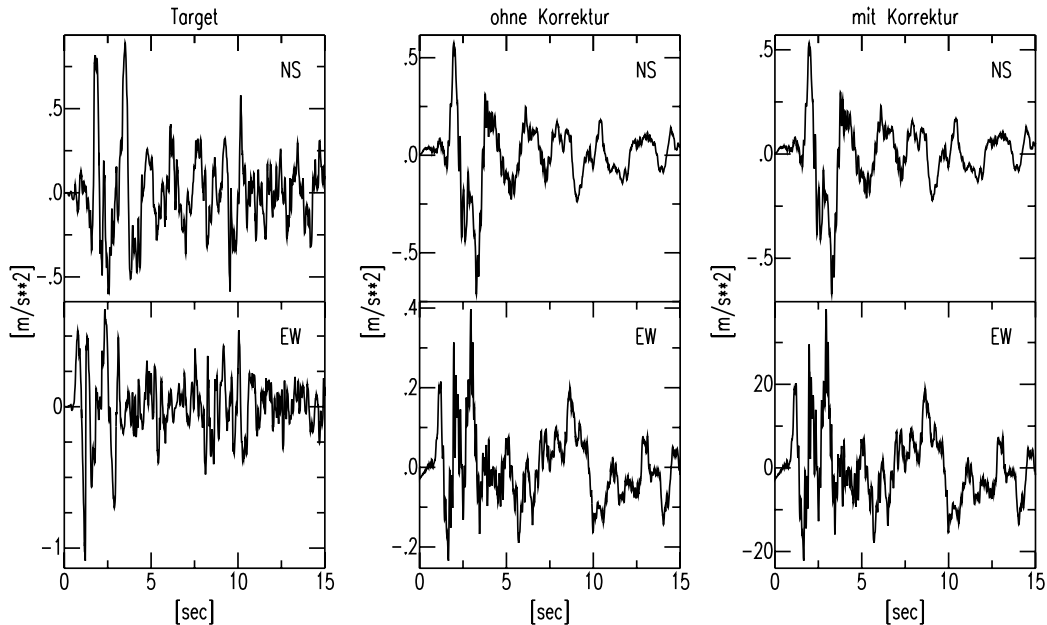


Abbildung 5.2: Modellierung des Targetbebens vom 30. August 1986 unter Verwendung des EGF-Bebens vom 8. November 1999 an der Station IN mit und ohne Korrektur bezüglich der Herdgeometrie. Rechts sind die Aufzeichnungen des Targetbebens gezeigt, in der Mitte die ohne Korrektur und links die mit Korrektur simulierten Signale. Die NS-Komponente ist jeweils oben, die EW-Komponente unten dargestellt. Die Signalformen der simulierten Signale stimmen unabhängig davon, ob eine Korrektur durchgeführt wurde oder nicht überein. Auf der EW-Komponente bedingt die Korrektur jedoch unrealistisch hohe Bodenbeschleunigungen von beinahe 40 m/s^2 .

Die Scherwellengeschwindigkeit v_S wurde auf 4.5 km/s geschätzt. Sie dient der Berechnung der Laufzeiten der Signale von den einzelnen Herdflächenelementen zum Beobachtungspunkt. Die Bruchgeschwindigkeit v_R beträgt gemäß einer gängigen Faustregel 80 % der Scherwellengeschwindigkeit v_S . Für das Startmodell wird also ein Wert von $v_R = 3.6 \text{ km/s}$ verwendet.

Der Einfachheit halber wird zunächst davon ausgegangen, dass die Hypozentren der Targetbeben jeweils in der Mitte der Bruchfläche liegen. Dann breitet sich der Bruch kreisförmig über die gesamte Herdfläche aus. Die geographischen Koordinaten der Hypozentren von Target- und EGF-Beben werden dem ROMPLUS-Katalog (Oncescu et al., 1999b) entnommen.

Wells and Coppersmith (1994) erstellten unter Einbeziehung von Beben mit unterschiedlichen Herdmechanismen folgende empirische Beziehungen

zur Bestimmung der Herddimensionen krustaler Beben aus deren Momentenmagnitude:

$$\begin{aligned} \text{Herdlänge:} \quad L[\text{km}] &= 10^{\frac{M_w - 4.38}{1.49}} \\ \text{Herdbreite:} \quad W[\text{km}] &= 10^{\frac{M_w - 4.06}{2.25}} \end{aligned} \quad (5.46)$$

Ihre Gültigkeit ist nur für krustale Beben belegt. Obwohl sie für die mitteltiefen Vrancea-Beben nicht unbedingt angenommen werden können, werden sie zur Definition des Startmodells für die Herddimensionen der EGF-Beben verwendet.

Heaton (1990) stellt die Anstiegszeit als Funktion der Herdfläche A und der Bruchgeschwindigkeit v_R dar. Er fasst die Ergebnisse der numerischen Modellierungen von Day (1982) als

$$\tau_R \approx \frac{2\sqrt{A}}{3v_R} \quad (5.47)$$

zusammen, weist allerdings gleichzeitig darauf hin, dass empirisch aus Erdbebenaufzeichnungen ermittelte Anstiegszeiten nur etwa 15 % dieses theoretischen Wertes betragen. Zur Abschätzung eines Startmodells für die Anstiegszeiten der EGF-Beben wird deshalb in dieser Arbeit

$$\tau_R = 0.15 \frac{2\sqrt{A}}{3v_R} \quad (5.48)$$

verwendet. Diese Abschätzung gilt nur für Herdlänge/Herdbreite-Verhältnisse < 2 .

Für die insgesamt fünf verwendeten EGF-Beben ergeben sich somit folgende Startparameter:

Tabelle 5.1: Angenommene Startparameter

EGF-Beben	L [km]	W [km]	τ_R [ms]
11. Oktober 1997	1.20	1.57	38
30. Dezember 1997	1.40	1.74	44
8. November 1999	1.40	1.74	44
14. November 1999	1.40	1.74	44
6. April 2000	2.61	2.62	72

Die Verwendung des Startmodells mit den oben genannten EGF-Beben ergibt jedoch keine realistischen Seismogramme. Die simulierten Signale haben meist sehr viel kleinere Amplituden, als die Aufzeichnung des jeweiligen

Targetbebens und werden in allen Fällen von künstlichen Periodizitäten dominiert. Das Beispiel in Abb. 5.3 belegt diese Beobachtungen. Es zeigt die Simulation unter Verwendung des Startmodells und des EGF-Bebens vom 14. November 1999 an der Station IN im Vergleich mit den entsprechenden Aufzeichnungen des Targetbebens vom 30. August 1986. Die Maximalamplituden der simulierten Signale betragen nur 0.14 m/s^2 auf der NS- und 0.09 m/s^2 auf der EW-Komponente. Dagegen betragen die entsprechenden Werte der beobachteten Seismogramme 0.92 m/s^2 und 0.83 m/s^2 . Außerdem handelt es sich bei den simulierten Signalen augenscheinlich nicht um realistische Seismogramme. Sie werden durch eine künstliche Periodizität von etwa $0.33 \text{ s} \approx 3.4 \text{ Hz}$ geprägt und beinhalten offensichtlich kaum tieferfrequente Signalanteile.

5.2.2 Synthetische Tests zur Untersuchung des Einflusses einzelner Modellparameter

Ursache der schlechten Modellierungsergebnisse bei Verwendung des Startmodells sind sehr kurze Beschleunigungsimpulse in den verwendeten EGF. Dies belegen synthetische Testrechnungen, bei denen alle Parameter denen des Startmodells für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN entsprechen, als EGF jedoch Dreiecksimpulse mit Halbwertsbreiten von 0.05 und 0.5 s verwendet werden (Abb. 5.4). Die Effekte sind besonders deutlich in den FAS zu erkennen. Deshalb sind in Abb. 5.4 die FAS der simulierten Signale dargestellt. Dargestellt ist der im Rahmen dieser Arbeit als relevant erachtete und durch gute Datenqualität gekennzeichnete Bereich zwischen 0.5 und 10 Hz. Wie bei Verwendung der EGF-Beben wird das simulierte Signal bei Verwendung des kurzen Dreiecksimpulses durch Periodizitäten bei diskreten Frequenzwerten dominiert und enthält keinen signifikanten niederfrequenten Anteil. Auch die Periodizität bei $0.33 \text{ s} \approx 3.4 \text{ Hz}$ ist in der synthetischen Rechnung deutlich zu erkennen. Bei Verwendung des langen Dreiecksimpulses bildet sich dagegen ein starker tieffrequenter Signalanteil aus. Die unerwünschten Periodizitäten sind weniger ausgeprägt. Die Beobachtungen sind so zu erklären, dass, wenn der Zeitversatz zwischen den Signalen der einzelnen Herdflächenelemente größer ist, als die Dauer des Signals, letztere nicht überlappen, sondern einfach hintereinander gereiht werden. Dadurch entstehen künstliche Periodizitäten. Im umgekehrten Fall führt die Überlappung der Signale zur Ausbildung eines tieffrequenten Signalanteils.

Im folgenden wird durch weitere synthetische Testrechnungen untersucht, wie die Modellparameter EGF-Herdfläche, EGF-Anstiegszeit, Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumsposition so verändert werden können, dass es trotz

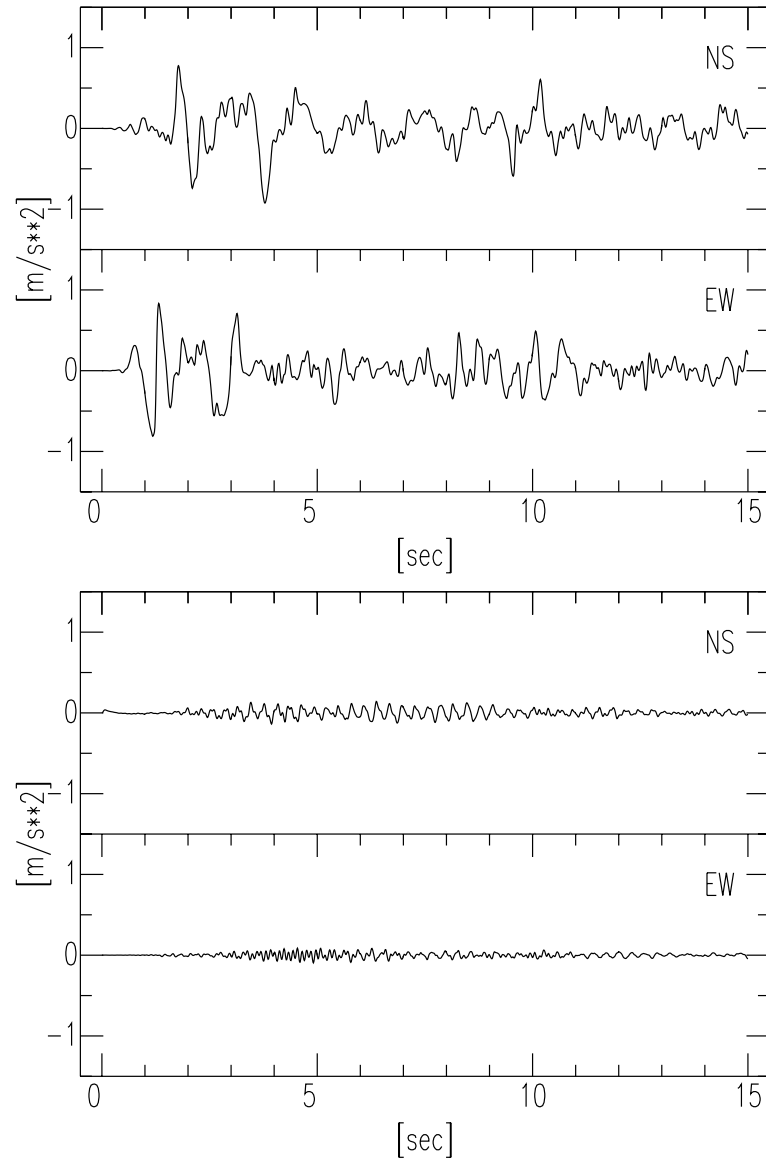


Abbildung 5.3: Oben sind NS- und EW-Komponente der Aufzeichnungen des Targetbebens vom 30. August 1986 an der Station IN dargestellt, unten die simulierten Signale unter Verwendung des Startmodells und des EGF-Bebens vom 14. November 1999. Die Simulationen unter Verwendung des Startmodells ergeben augenscheinlich keine realistischen Signale. Die simulierten Signale werden von künstlichen Periodizitäten dominiert und haben sehr viel kleinere Amplituden, als die beobachteten Seismogramme.

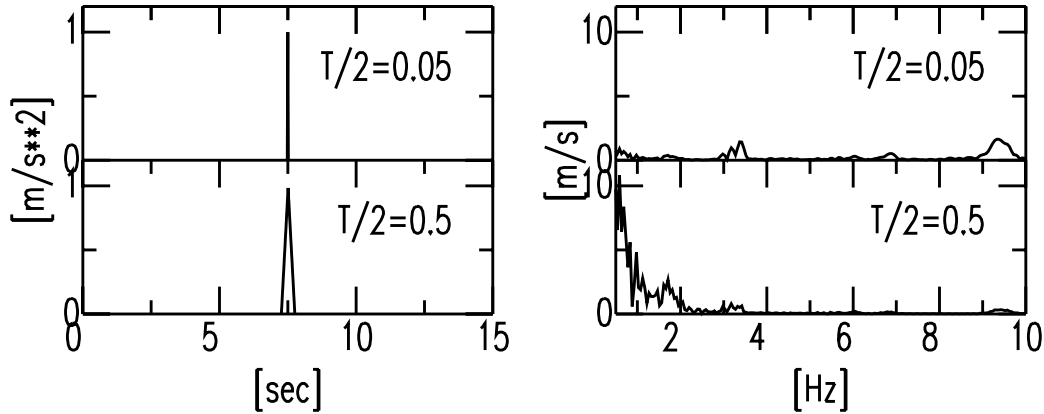


Abbildung 5.4: Ergebnisse synthetischer Testrechnungen mit Dreiecksimpulsen der Halbwertsbreiten 0.05 und 0.5 s als EGF. Die restlichen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999. Links sind die verwendeten EGF dargestellt, rechts die FAS der simulierten Signale. Bei Verwendung des kurzen Dreiecksimpulses wird das simulierte Signal von künstlichen Periodizitäten dominiert und enthält kaum einen tieffrequenten Signalanteil. Bei Verwendung des langen Dreiecksimpulses dagegen bildet sich ein signifikanter tieffrequenter Signalanteil aus und die künstlichen Periodizitäten verlieren an Bedeutung.

der kurzen Beschleunigungsimpulse in den EGF zur Überlappung und damit zur Ausbildung eines tieffrequenten Signalanteils kommt. Dazu wird der kurze Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF verwendet.

Um den Einfluss einer Variation der angenommenen EGF-Herdflächen zu untersuchen, werden verschiedene Bruchteile des Wertes, der sich aus (5.46) ergibt, für sie angesetzt. Also:

$$\begin{aligned} \text{Herdlänge:} \quad L[km] &= \frac{1}{s} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.38}{1.49}} & (5.49) \\ \text{Herdbreite:} \quad W[km] &= \frac{1}{s} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.06}{2.25}} \end{aligned}$$

Modelle werden für $s = 1$, $s = 2$, $s = 3$, $s = 4$, $s = 6$ und $s = 8$ gerechnet. Parallel dazu ändert sich gemäß (5.48) auch die jeweils angenommene EGF-Anstiegszeit. Die übrigen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN, das im letzten Abschnitt beschrieben wurde. D. h. die angenommene Bruchgeschwindigkeit beträgt 3.6 km/s und das Hypozentrum wird in der Mitte der Herdfläche angenommen. Das Modell mit $s = 1$ ist somit bis auf die EGF mit dem

Startmodell identisch. Abb. 5.5 zeigt die FAS der simulierten Signale dieser Simulationsreihe mit von oben nach unten abnehmender angenommener EGF-Herdfläche. Der in der Abbildung angegebene Parameter s gibt gemäß (5.49) an um welchen Faktor angenommene Herdlänge und -breite im Vergleich zur Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben (5.46) verringert werden. s nimmt von oben nach unten die Werte 1, 2, 3, 4, 6 und 8 an. Den Ergebnissen in der ersten Zeile ($s = 1$) liegt somit bis auf die EGF das Startmodell aus dem letzten Abschnitt zugrunde. Wie bereits oben gesagt, wird es von Periodizitäten bei diskreten Frequenzwerten geprägt und enthält keinen signifikanten tieffrequenten Signalanteil.

Für $s \leq 3$ verschiebt sich die bereits erwähnte Periodizität, die für $s = 1$ bei etwa 3.4 Hz liegt, zu höheren Frequenzen. Für $s = 2$ liegt sie somit bei etwa 6.4 Hz und für $s = 3$ bei etwa 9.6 Hz. EGF-Herdlänge und -breite entsprechen den Dimensionen der Herdflächenelemente bei der Simulation. Diese wiederum bestimmen die Entfernung, die die Bruchfront von einem Element zum nächsten zurückzulegen hat und somit bei gegebener Bruchgeschwindigkeit den Unterschied in den Brucheinsatzzeiten. Weiterhin beeinflussen sie den Laufweg- bzw. Laufzeitunterschied zweier Signale von unterschiedlichen Elementen. Der Zusammenhang zwischen der betreffenden Periodizität und dem Zeitversatz zwischen den Signalen verschiedener Herdflächenelemente, der sich aus unterschiedlichen Brucheinsatzzeiten und Laufzeiten ergibt, ist somit offensichtlich.

Weiterhin zeigt sich deutlich, dass die tieffrequenten Anteile in den simulierten Signalen bei Verkleinerung der angenommenen EGF-Herdflächen und gleichzeitiger Verkürzung der EGF-Anstiegszeiten zunehmen. Das tieffrequente FAS der simulierten Signale wird dabei immer breiter und nimmt in der Amplitude immer mehr zu. Diese tieffrequenten Signalanteile entstehen durch die Überlagerung höherfrequenterer Signalanteile bei der Summierung. Einflüsse der Regelmäßigkeit der Summation zeigen sich aber auch hier. So bildet sich im tieffrequenten FAS ein deutlicher Einschnitt aus, der vermutlich durch destruktive Interferenz verursacht wird. Er liegt für $s = 3$ bei etwa 0.5 Hz, für $s = 4$ bei etwa 0.75 Hz, für $s = 6$ bei etwa 1 Hz und für $s = 8$ bei etwa 1.5 Hz.

Während in der vorangehenden Simulationsreihe angenommene EGF-Herdflächen und angenommene EGF-Anstiegszeiten variiert wurden, werden in der folgenden die Auswirkungen einer Verringerung der angenommenen EGF-Anstiegszeit bei gleichbleibender angenommener EGF-Herdfläche untersucht. Dazu werden in unterschiedlichen Simulationen die EGF-Anstiegszeit des Startmodells, ein Fünftel, die Hälfte und das Doppelte davon angenommen, also 44 ms, 9 ms, 22 ms und 88 ms. Die übrigen Modellparameter entsprechen bis auf die EGF den Annahmen des Startmodells für das EGF-

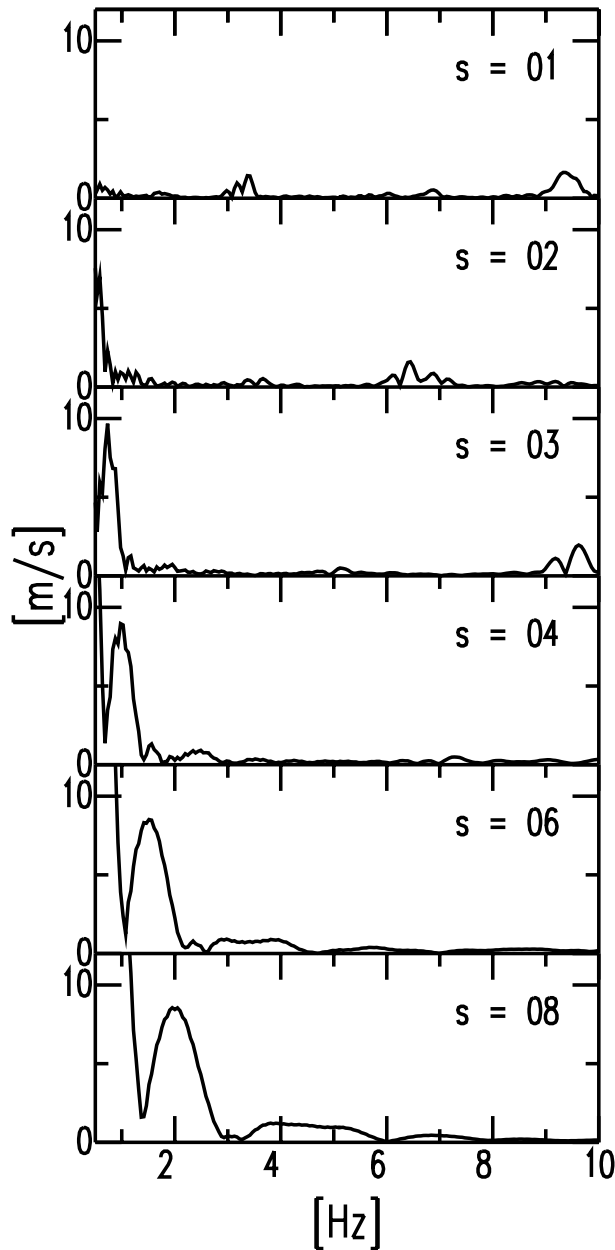


Abbildung 5.5: FAS der simulierten Signale aus synthetischen Testrechnungen mit unterschiedlichen angenommenen EGF-Herdflächen und einem Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF. Das FAS der ersten Zeile beruht auf der Annahme von EGF-Herdflächen nach der Wells-Coppersmith-Abschätzung (Wells and Coppersmith, 1994) für krustale Beben. In den darunter liegenden Zeilen werden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen. Die EGF-Anstiegszeiten werden jeweils nach (5.48) angepasst. Die übrigen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

Beben vom 14. November 1999 an der Station IN. D. h. die EGF-Herdflächen wurden nach Wells and Coppersmith (1994) abgeschätzt, die Bruchgeschwindigkeit beträgt 3.6 km/s und das Hypozentrum liegt in der Mitte der Bruchfläche. Als EGF wurde wieder der Dreiecksimpuls mit einer Halbwertsbreite von 0.05 s verwendet. Die FAS der simulierten Signale dieser Simulationsreihe sind in den Abb. 5.6 mit von oben nach unten zunehmender angenommener EGF-Anstiegszeit dargestellt. Die EGF-Anstiegszeiten sind jeweils in Millisekunden in den Abbildungen mit angegeben. Sie betragen von oben nach unten 9, 22, 44 und 88 ms. Die Simulation in der dritten Reihe entspricht somit bis auf die EGF dem Startmodell für das Beben vom 14. November 1999 an der Station IN.

Alle simulierten Signale dieser Reihe werden offensichtlich von Periodizitäten bei diskreten Frequenzwerten dominiert. Die bereits erwähnte Periodizität bei 3.4 Hz behält unabhängig von der angenommenen EGF-Anstiegszeit ihre Lage bei. Das selbe gilt für eine weitere Periodizität bei etwa 9.3 Hz. In beiden Fällen nehmen die Fourier-Amplituden mit zunehmender angenommener EGF-Anstiegszeit ab. Zur Ausbildung eines signifikanten tiefrequenten Signalanteils kommt es in keinem der angenommenen Fälle.

Die Wahl kleinerer EGF-Herdlängen bzw. -breiten verkürzt unter anderem den Weg, den die Bruchfront von einem Herdflächenelement des zu simulierenden Bebens zum nächsten zurückzulegen hat. Durch eine Erhöhung der angenommenen Bruchgeschwindigkeit sollte der gleiche Effekt auf den Zeitversatz zwischen den Signalen der unterschiedlichen Herdflächenelemente zu erzielen sein.

Der Einfluss der angenommenen Bruchgeschwindigkeit wird in einer weiteren synthetischen Simulationsreihe mit Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF untersucht. Für die Bruchgeschwindigkeit werden dabei verschiedene Bruchteile der Scherwellengeschwindigkeit v_S angenommen, nämlich $0.5v_S$, $0.8v_S$, $0.9v_S$ und $1.0v_S$. Bei der angenommenen geschätzten Scherwellengeschwindigkeit von 4.5 km/s, entspricht dies 2.25, 3.6, 4.05 und 4.5 km/s. Mittlere Bruchgeschwindigkeiten, die über der jeweiligen Scherwellengeschwindigkeit liegen werden nur selten beobachtet. Die Scherwellengeschwindigkeit von 4.5 km/s ist zwar nur geschätzt, aber auch anerkannte globale Geschwindigkeitsmodelle, wie beispielsweise das so genannte PREM-Modell (Dziewonski and Anderson, 1981), sprechen dafür, dass in Tiefen oberhalb von 200 km in der Regel keine höheren Scherwellengeschwindigkeiten beobachtet werden. Damit sind für die Vrancea-Beben auch keine Bruchgeschwindigkeiten zu erwarten, die wesentlich über 4.5 km/s liegen. Die angenommenen EGF-Anstiegszeiten der unterschiedlichen Modelle nehmen gemäß (5.48) mit zunehmender angenommener Bruchgeschwindigkeit ab. Für die übrigen Modellparameter werden die Werte des Startmodells für

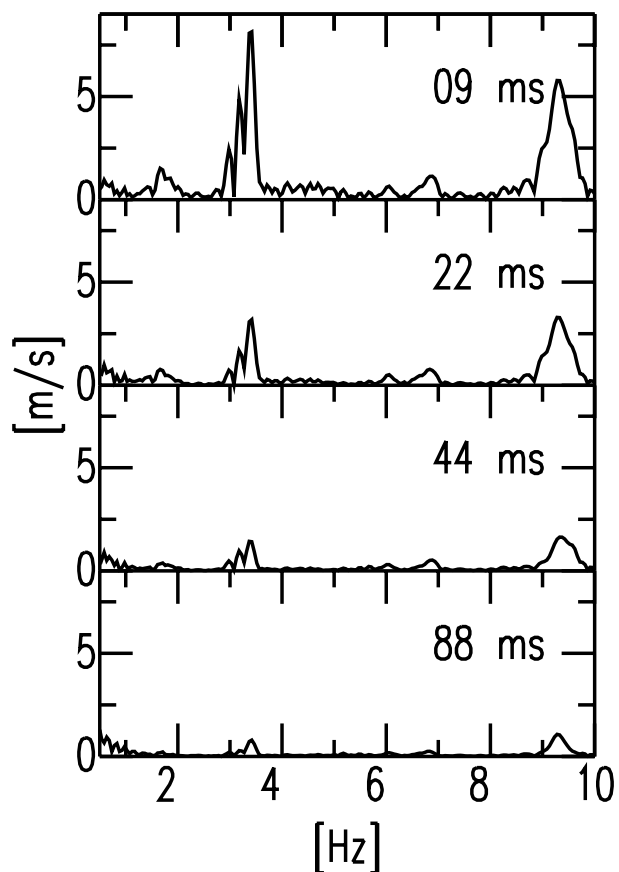


Abbildung 5.6: FAS der simulierten Signale aus synthetischen Testrechnungen mit unterschiedlichen angenommenen EGF-Anstiegszeiten und einem Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF. Die jeweils angenommenen EGF-Anstiegszeiten sind in ms angegeben. Die übrigen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN. In der dritten Zeile entspricht auch die angenommene EGF-Anstiegszeit dem Startmodell. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

das Beben vom 14. November 1999 an der Station IN angenommen. D. h. die EGF-Herdflächen werden nach Wells and Coppersmith (1994) abgeschätzt und das angenommene Hypozentrum liegt in der Mitte der Bruchfläche.

Die FAS der simulierten Signale dieser Simulationsreihe sind in Abb. 5.7 mit von oben nach unten zunehmender angenommener Bruchgeschwindigkeit dargestellt. Die angenommenen Bruchgeschwindigkeiten sind jeweils als Bruchteil der Scherwellengeschwindigkeit v_S in den Abbildungen mit angegeben. Von oben nach unten beträgt sie $0.5v_S = 2.25\text{km/s}$, $0.8v_S = 3.6\text{km/s}$, $0.9v_S = 4.05\text{km/s}$ und $1.0v_S = 4.5\text{km/s}$. Die Ergebnisse zeigen die erwarteten Effekte. Die Periodizität, die für $v_R = 0.8v_S$ bei 3.4 Hz liegt verschiebt sich bei Annahme höherer Bruchgeschwindigkeiten zu höheren Frequenzen. Dabei nimmt ihre Amplitude im FAS ab. Für $v_R = 0.9v_S$ liegt sie bei etwa 3.6 Hz, für $v_R = 1.0v_S$ bei etwa 4 Hz. Bei $v_R = 0.5v_S$ sollte sie demnach erwartungsgemäß bei etwa 2 Hz liegen. In diesem Fall ist sie jedoch nicht zu erkennen. Die Ausbildung eines tieffrequenten Signalanteils im Bereich unter 1 Hz erfolgt jedoch bei Annahme größer werdender Bruchgeschwindigkeiten innerhalb des untersuchten Bereichs nur ansatzweise.

Angenommen die Bruchfront breitet sich in nur einer Richtung aus, x ist der Abstand, den sie in dieser Richtung zwischen der Bruchinitiierung an zwei benachbarten Elementen zurückzulegen hat, r ist die Entfernung vom zuerst gebrochenen Element zum Beobachtungspunkt, Θ ist der Winkel zwischen Bruchausbreitungsrichtung und Beobachtungspunkt und $x \ll r$. Dann ist der entsprechende Zeitversatz Δt zwischen den Signalen der beiden Elemente am Beobachtungspunkt:

$$\Delta t = \frac{x}{v_R} + \frac{(r - x \cos \Theta)}{v_S} \quad (5.50)$$

Die entsprechende Herleitung findet sich in Lay and Wallace (1995) (S.369-370). (5.50) bedeutet, dass die Zeitversätze zwischen den Signalen von unterschiedlichen Herdflächenelementen am Beobachtungspunkt von der Ausbreitungsrichtung der Bruchfront abhängen. In welche Richtungen sich die Bruchfront ausbreitet wird beim angewandten Verfahren durch die Wahl der Hypozentrumsposition auf der Herdfläche bestimmt. Um deren Einfluss auf die Modellierung zu untersuchen wird eine vierte Simulationsserie mit Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF unter Annahme verschiedener Hypozentrumspositionen durchgeführt. Die angenommenen Hypozentrumspositionen liegen in den vier Ecken und in der Mitte der Bruchfläche. Zur Kennzeichnung werden sie von 1 bis 5 durchnummeriert, so dass der Abstand zum Beobachtungspunkt mit aufsteigender Nummerierung zunimmt (siehe Abb. 5.8). Position 1 ist also die Ecke der Herdfläche, die dem Beobachtungspunkt am nächsten liegt. Position 3 bezeichnet die Mitte der Herdfläche.

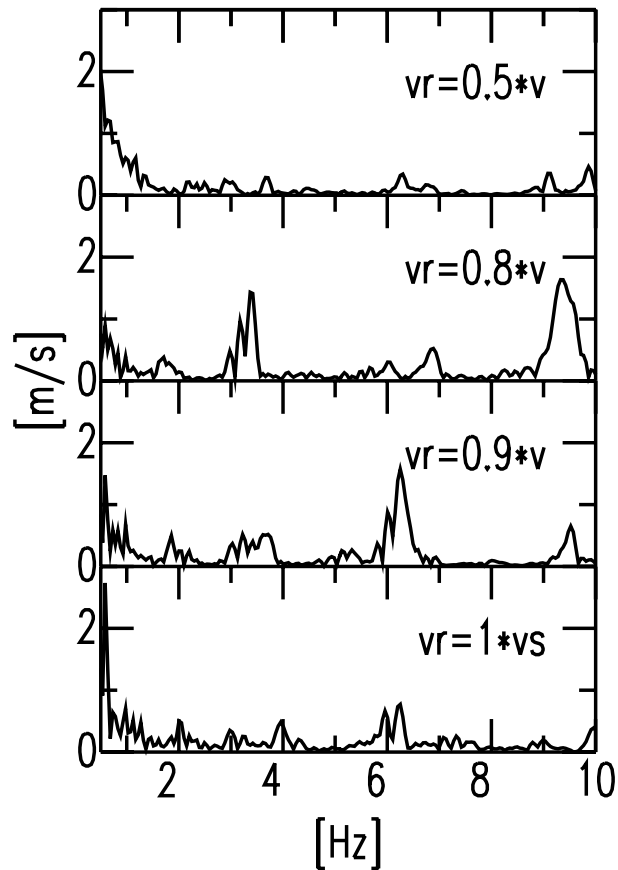


Abbildung 5.7: FAS der simulierten Signale aus synthetischen Testrechnungen mit unterschiedlichen angenommenen Bruchgeschwindigkeiten und einem Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF. Die jeweils angenommenen Bruchgeschwindigkeiten v_R sind als Bruchteil der angenommenen Scherwellengeschwindigkeit v_S angegeben. Die jeweiligen EGF-Anstiegszeiten wurden nach 5.48 angepasst. Die übrigen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN. In der zweiten Zeile entspricht auch die angenommene Bruchgeschwindigkeit dem Startmodell. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

Da das verwendete Programm verlangt, dass das Hypozentrum in der Mitte eines Herdflächenelementes liegt, wird bei geradzahligem N das Element links unterhalb der eigentlichen Herdflächenmitte als Position 3 definiert. Vom jeweiligen Hypozentrum aus breitet sich die Bruchfront in alle Richtungen aus. Bei der Hypozentrumsposition 1 erfolgt die Bruchinitiierung aller, bei Position 2 die Bruchinitiierung der meisten Elemente durch eine Ausbreitung der Bruchfront vom Beobachtungspunkt weg. Bei den Positionen 4 und 5 dagegen erfolgt die Bruchinitiierung der meisten bzw. aller Elemente durch eine Ausbreitung der Bruchfront zum Beobachtungspunkt hin. Bei Position 3 erfolgt die Bruchinitiierung gleichermaßen durch Ausbreitung der Bruchfront vom Beobachtungspunkt weg und zum Beobachtungspunkt hin. Die angenommenen EGF-Herdflächen werden bei allen Modellen dieser Serie nach Wells and Coppersmith (1994) bestimmt, die EGF-Anstiegszeit nach (5.48). Die angenommene Bruchgeschwindigkeit beträgt bei allen Modellen 3.6 km/s. Bis auf die Hypozentrumsposition und die EGF entsprechen die Modelle also dem Startmodell.

Die FAS der simulierten Signale dieser Simulationsreihe sind in den Abb. 5.9 dargestellt. Die jeweils angenommenen Hypozentrumspositionen werden durch die Angabe „HP n“ in der Abbildung beschrieben. n entspricht dabei der entsprechenden Nummer zur Beschreibung der Hypozentrumsposition nach Abb. 5.8. Sie nimmt somit von oben nach unten die Werte 1 bis 5 an. Bei der Simulationen in der dritten Reihe entspricht somit auch die Hypozentrumsposition dem Startmodell. Die Periodizität bei 3.4 Hz ist bei angenommener Hypozentrumsposition 2 am stärksten ausgeprägt und für angenommene Hypozentrumsposition 3 deutlich zu erkennen. Bei angenommenen Hypozentrumspositionen 4 und 5 treten an ihrer Stelle schwach ausgeprägte lokale Fourier-Amplituden-Maxima bei etwas niedrigeren Frequenzen auf. Für Hypozentrumsposition 4 liegt es bei etwa 3, für Hypozentrumsposition 5 bei etwa 3.2 Hz. Das Fehlen eines deutlichen Maximums bei 3.4 Hz bei diesen Hypozentrumspositionen könnte bedeuten, dass die entsprechende Periodizität durch vom Beobachtungspunkt weglauende Zweige der Bruchfront verursacht wird. In diesem Fall ist es jedoch überraschend, dass das entsprechende lokale Maximum bei angenommener Hypozentrumsposition 1 deutlich weniger stark ausgeprägt ist, als für die Hypozentrumspositionen 2 und 3. Zur Ausbildung eines signifikanten tieffrequenten Signalanteils kommt es in keinem der untersuchten Fälle.

Damit es auch bei kurzen Impulsen in den verwendeten EGF zu einer Überlappung und damit zur Ausbildung eines tieffrequenten Signalanteils kommt, muss also eine ausreichend kleine EGF-Herdfläche angenommen werden. Die EGF-Anstiegszeit wird dementsprechend angepasst. Die Variation der angenommenen EGF-Anstiegszeit allein bewirkt jedoch keinen vergleich-

1				4
		3		
2				5

Abbildung 5.8: Skizze zur Beschreibung der in der folgenden Simulationsreihe angenommenen Hypozentrumspositionen. Der Abstand zum Beobachtungspunkt nimmt mit aufsteigender Nummerierung zu. In der Darstellung ist $N=5$. Bei den Simulationen ist $N=18$ bzw. 11. Position 1 ist somit die Ecke der Herdfläche, die dem Beobachtungspunkt am nächsten liegt. Position 3 befindet sich in der Mitte der Herdfläche. Dieser Fall entspricht dem Startmodell. Bei geradzahligem N liegt Position 3 in dem Element links unterhalb der eigentlichen Herdflächenmitte, da das verwendete Simulationsprogramm die Annahme von Hypozentrumspositionen zwischen den Herdflächenelementen nicht zulässt.

baren Effekt. Auch die Variation der angenommenen Bruchgeschwindigkeit innerhalb eines als vernünftig anzusehenden Rahmens reicht hierzu nicht aus. Das selbe gilt für die Variation der angenommenen Hypozentrumsposition. Dass die Verwendung der Startmodelle in Kap. 5.2.1 zu schlechten Modellierungsergebnissen führt ist demnach so zu deuten, dass die Annahme von EGF-Herdflächen nach der Wells-Coppersmith-Abschätzung (Wells and Coppersmith, 1994) für krustale Beben nicht mit den beobachteten kurzen Beschleunigungsimpulsen in den Aufzeichnungen der mitteltiefen Vrancea-Beben vereinbar ist. Stattdessen müssen kleinere EGF-Herdflächen angenommen werden. Dass die empirische Beziehung von Wells and Coppersmith (1994) für krustale Beben bei mitteltiefen Beben nicht gilt ist dabei nicht

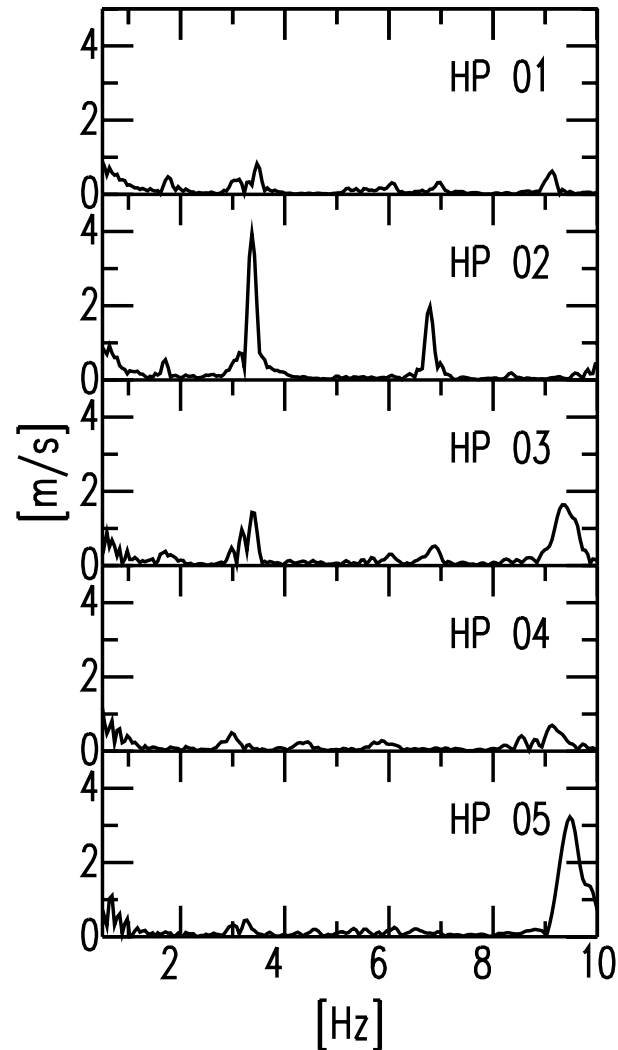


Abbildung 5.9: FAS der simulierten Signale aus synthetischen Testrechnungen mit unterschiedlichen angenommenen Hypozentrumspositionen und einem Dreiecksimpuls (Halbwertsbreite 0.05 s) als EGF. Die jeweils angenommenen Hypozentrumspositionen sind durch die Angaben „HP 01“ bis „HP 05“ gekennzeichnet. Die Zahlenangaben entsprechen dabei den Positionsbeschreibungen in Abb. 5.8. Die übrigen Modellparameter entsprechen dem Startmodell für das EGF-Beben vom 14. November 1999 an der Station IN. In der dritten Zeile entspricht auch die angenommene Hypozentrumsposition dem Startmodell. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

unbedingt überraschend.

5.2.3 Anpassung der angenommenen EGF-Herdflächen

Die synthetischen Testrechnungen in Kap. 5.2.2 zeigen, dass die unrealistischen Simulationsergebnisse bei Verwendung der Startmodelle in Kap. 5.2.1 darauf zurückzuführen sind, dass darin in Anbetracht der kurzen Beschleunigungsimpulse in den EGF zu große EGF-Herdflächen angenommen werden. Im folgenden wird die in Kap. 5.2.2 als synthetischer Test durchgeführte Simulationsreihe mit unterschiedlichen angenommenen EGF-Herdflächen mit den tatsächlich registrierten EGF wiederholt. Diese Berechnungen werden für die Aufzeichnungen aller vier zur Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 geeigneten EGF-Beben an jeweils 4 bis 6 Stationen durchgeführt. Wie in Kap. 5.2.2 werden jeweils Modelle für $s=1, 2, 3, 4, 6$ und 8 gerechnet. Die EGF-Anstiegszeiten werden jeweils nach (5.48) angeglichen. Durch Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Aufzeichnungen des Bebens vom 30. August 1986 kann die Annahme zur Größe der EGF-Herdfläche entsprechend angepasst werden.

Diese Betrachtungen beschränken sich jeweils auf einen bestimmten Frequenzbereich. Zum einen werden nur Frequenzen über 0.5 Hz berücksichtigt, da im tieferfrequenten Bereich in vielen Fällen nicht mehr von einer ausreichenden Datenqualität der EGF ausgegangen werden kann (siehe Kap. 3.2). Zum anderen werden nur Frequenzen bis zu einer stationsabhängigen oberen Schranke einbezogen, oberhalb derer die Aufzeichnungen des Targetbebens keine signifikante Signalenergie mehr aufweisen. Die obere Schranke bestimmt sich als die höchste Frequenz bei der die Fourier-Amplitude des geglätteten FAS der Aufzeichnung größer oder gleich einem Zehntel ihres Maximalwertes ist (siehe Abb. 5.10). Es wird jeweils der höhere Wert von beiden Komponenten an einer Station verwendet. Die Glättung erfolgt wieder durch Berechnung des gleitenden Mittels mit einer Fensterhalbbreite von 0.5 Hz. Vor Berechnung der FAS werden wieder die ersten und letzten 5 % des Signals mit einer Kosinusfunktion multipliziert, um die Einflüsse des endlichen Signalzeitfensters zu minimieren. Die ausgewählten Bereiche sind 0.5 bis 5 Hz an der Station ML, 0.5 bis 7 Hz an der Station VR, 0.5 bis 8 Hz an den Stationen BM, CE und IN und 0.5 bis 13 Hz an der Station CF. Auf die simulierten Signale und die Aufzeichnungen des Targetbebens werden entsprechende Bandpassfilter angewendet, bevor sie miteinander verglichen werden.

Als Beispiele sind die Simulationsreihen für alle vier EGF-Beben an der Station IN in den Abb. 5.11 - 5.14 dargestellt. Die oberste Reihe zeigt jeweils die Registrierung des Targetbebens vom 30. August 1986. Darunter folgen die

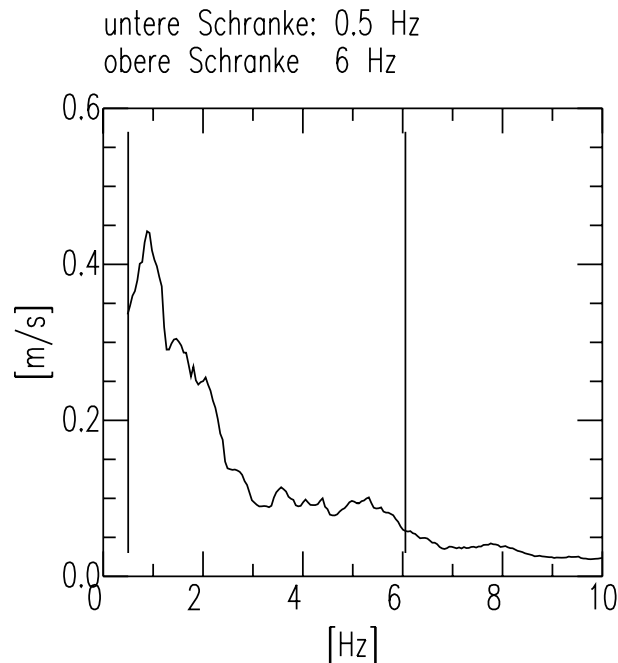


Abbildung 5.10: Zur Veranschaulichung der Definition von oberer und unterer Schranke des betrachteten Frequenzbereiches zeigt die Abbildung das geglättete FAS der Aufzeichnung des Targetbebens vom 30. August 1986 auf der NS-Komponente der Station IN. Die Schranken des Frequenzbereiches sind als vertikale Linien eingezeichnet. Die untere Schranke liegt bei 0.5 Hz, da darunter bei den EGF in vielen Fällen keine ausreichende Signalqualität mehr gegeben ist. Die obere Schranke bezeichnet die höchste Frequenz bei der die Fourier-Amplitude größer oder gleich einem Zehntel ihres Maximalwertes ist. Darüber ist keine signifikante Signalenergie mehr vorhanden. Zur Auswahl eines geeigneten Bandpassfilters wird als obere Schranke der höhere Wert von beiden horizontalen Komponenten verwendet.

Simulationsergebnisse mit von oben nach unten abnehmenden angenommenen EGF-Herdflächen. Der in der Abbildung angegebene Parameter s gibt gemäß (5.49) an um welchen Faktor angenommene Herdlänge und -breite im Vergleich zur Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben (5.46) verringert werden. Da er in den Abbildungen oft von den Seismogrammdarstellungen überdeckt und nicht lesbar ist, sei an dieser Stelle erwähnt, dass er von der zweiten Reihe an nach unten gezählt jeweils die Werte 1, 2, 3, 4, 6 und 8 annimmt. Den Ergebnissen in der jeweils zweiten Zeile ($s = 1$) liegen also die Startmodelle aus dem letzten Abschnitt mit angenommenen EGF-Herdflächen nach (5.46) zugrunde. In der untersten Reihe ist jeweils

die EGF dargestellt. Um die Vergleichbarkeit der dargestellten Seismogramme zu gewährleisten wurde in allen Abbildungen in allen Reihen, außer in der, die die EGF darstellt, der gleiche Maßstab gewählt. Dafür wurde in Kauf genommen, dass bei der Annahme sehr kleiner EGF-Herdflächen die Spitzenamplituden z. T. über den dargestellten Bereich hinausragen.

Bei Verwendung der Startmodelle ($s = 1$) werden die simulierten Signale in allen vier Fällen von künstlichen Periodizitäten dominiert. Sie besitzen außerdem wesentlich kleinere Amplituden, als die Aufzeichnungen des Targetbebens. Bei Verwendung der vier verschiedenen EGF-Beben (in chronologischer Reihenfolge) betragen die Spitzenamplituden der simulierten Signale auf der NS-Komponente die Hälfte, ein Zehntel, ein Fünftel und ein Viertel, auf der EW-Komponente ein Drittel, ein Zehntel, ein Zehntel und ein Fünftel derer der registrierten Akzellerogramme. Weiterhin weisen die simulierten Signale offensichtlich kaum signifikante tieffrequente Signalanteile auf. Je kleiner die angenommenen EGF-Herdflächen werden, desto höherfrequenter und weniger ausgeprägt sind die künstlichen Periodizitäten. Die EGF-Herdflächen hängen nach (5.49) und (5.45) von der Momentenmagnitude des EGF-Bebens ab. Bei Verwendung der EGF-Beben vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999 und 14. November 1999, die alle drei eine Momentenmagnitude von $M_W = 4.6$ besitzen, sind die Frequenzen der künstlichen Periodizitäten deshalb erwartungsgemäß gleich und entsprechen denen aus den synthetischen Testrechnungen in Kap. 5.2.2. Demnach liegen sie für $s = 1$ bei etwa 3.4 Hz, für $s = 2$ bei etwa 6.4 Hz und für $s = 3$ bei etwa 9.6 Hz. Bei Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 mit einer Momentenmagnituden von $M_W = 5.0$ liegen sie ebenfalls erwartungsgemäß jeweils bei etwas tieferen Frequenzen. In den nicht dargestellten FAS der simulierten Signale zeigt sich, dass sie für $s = 1$ bei etwa 2 Hz, für $s = 2$ bei etwa 4 Hz, für $s = 3$ bei etwa 6 Hz und für $s = 4$ bei etwa 8 Hz liegen.

Gleichzeitig kommt es bei kleiner werdenden angenommenen EGF-Herdflächen zur Ausbildung tieffrequenterer Signalanteile. Ab etwa $s = 3 - 4$ entsprechen die simulierten Signale in ihrer Wellenform den Vorstellungen von einem realistischen Akzellerogramm. Wie bei den Aufzeichnungen des Targetbebens treten die größten Amplituden innerhalb der ersten fünf Sekunden des Signals auf. Somit liegt zwischen Simulation und Beobachtung eine gewisse Ähnlichkeit in den Wellenformen vor. Bei weiterer Verkleinerung der angenommenen EGF-Herdflächen werden die Spitzenamplituden der simulierten Signale immer größer und wachsen schließlich über die der aufgezeichneten Akzellerogramme hinaus. Die PGA von simulierten und aufgezeichneten Akzellerogrammen stimmen bei Verwendung der vier verschiedenen EGF-Beben (in chronologischer Reihenfolge) auf der NS-Komponente bei $s = 4, 4, 4$ und 3 auf der EW-Komponente bei $s = 6, 6, 8$ und 4 am besten

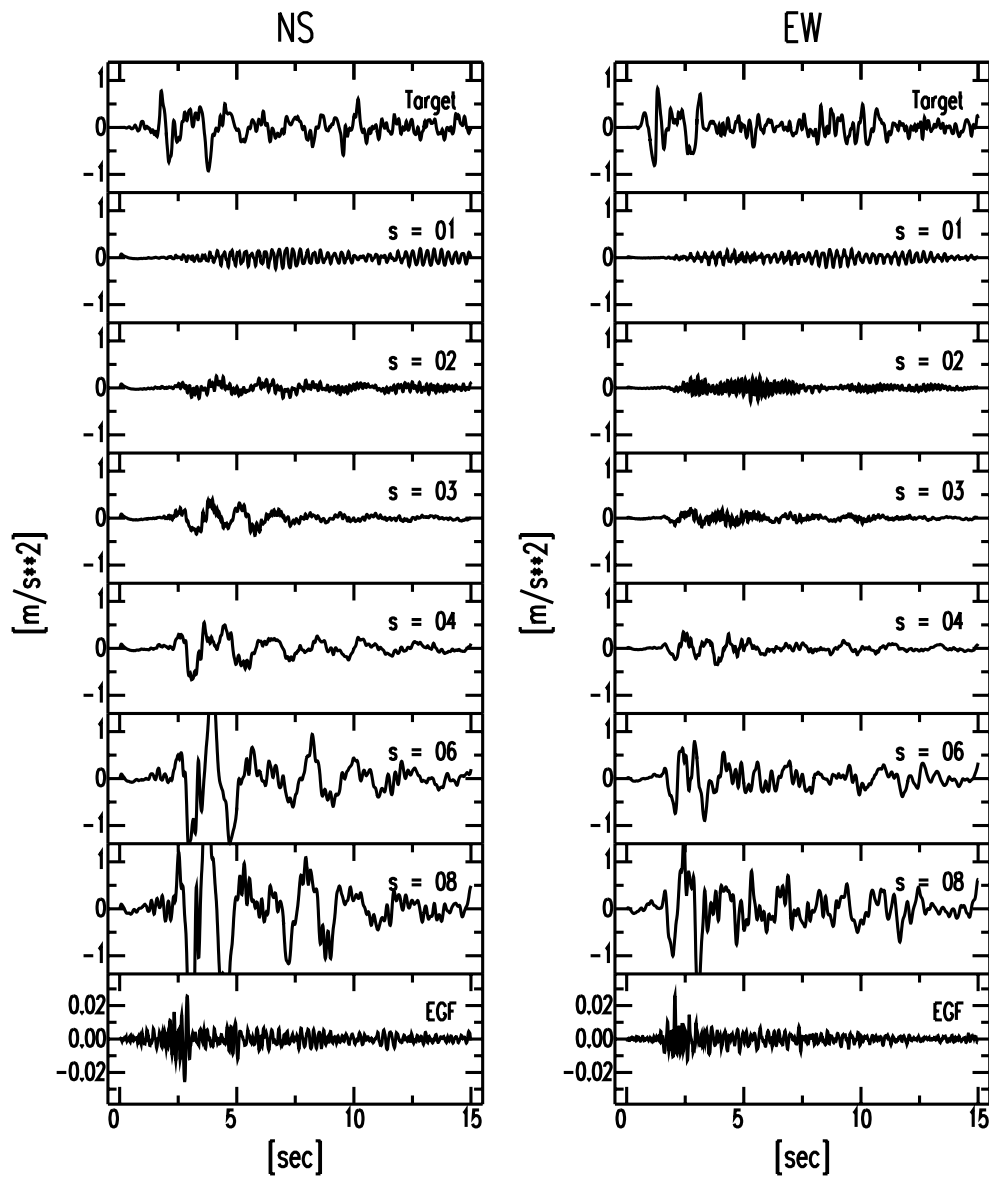


Abbildung 5.11: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 30. Dezember 1997 als EGF-Beben bei Variation der angenommenen EGF-Herdfläche. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Herdflächenannahmen. Die Akzellerogramme der zweiten Zeile beruhen auf den Startmodellen (d. h. Abschätzung der EGF-Herdfläche nach Wells and Coppersmith (1994)). In den darunter liegenden Zeilen wurden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen (ab der zweiten Zeile von oben nach unten: $s=1,2,3,4,6,8$). Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

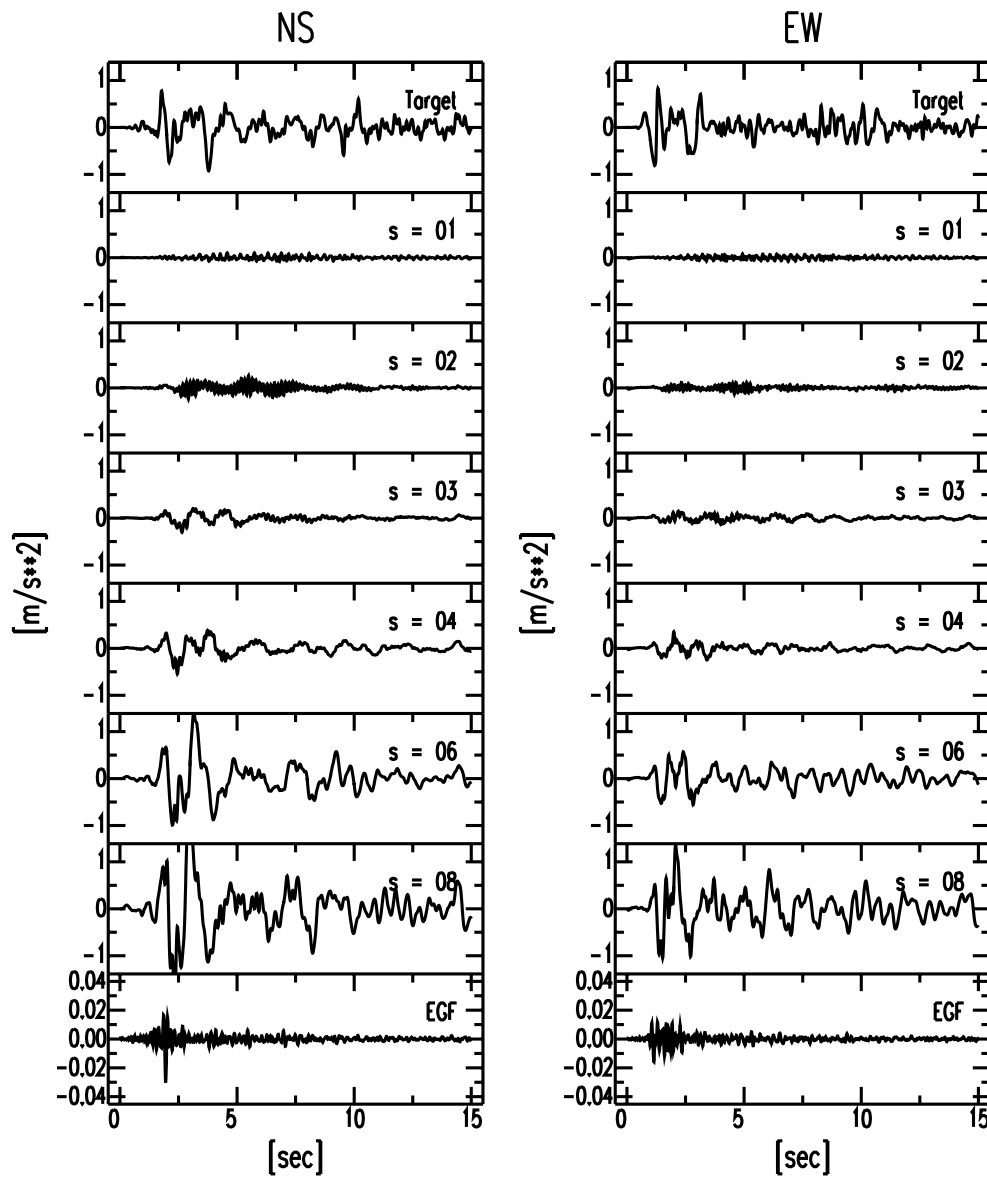


Abbildung 5.12: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 8. November 1999 als EGF-Beben bei Variation der angenommenen EGF-Herdfläche. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Herdflächenannahmen. Die Akzellerogramme der zweiten Zeile beruhen auf den Startmodellen (d. h. Abschätzung der EGF-Herdfläche nach Wells and Coppersmith (1994)). In den darunter liegenden Zeilen wurden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen (ab der zweiten Zeile von oben nach unten: $s=1,2,3,4,6,8$). Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

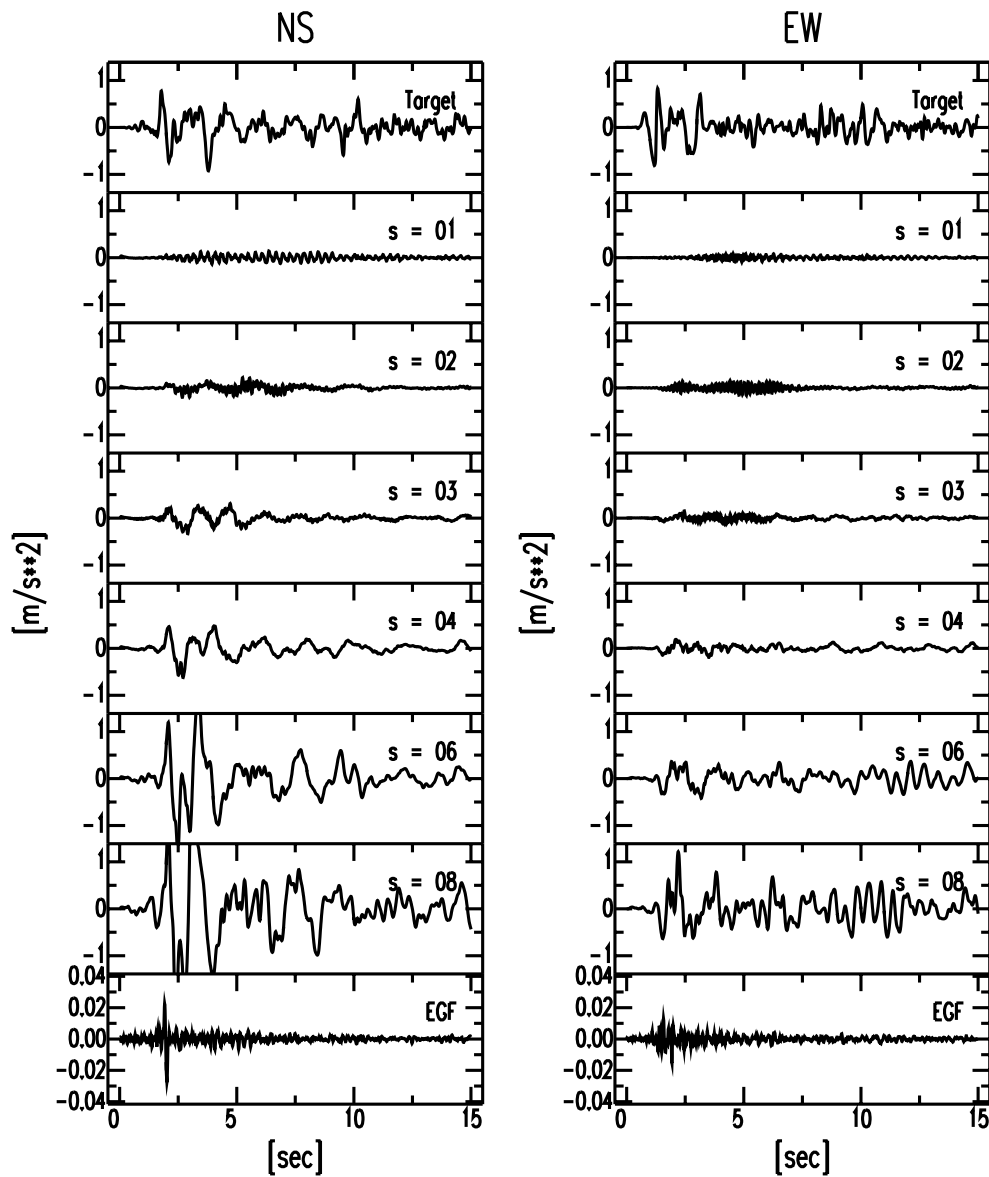


Abbildung 5.13: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 14. November 1999 als EGF-Beben bei Variation der angenommenen EGF-Herdfläche. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Herdflächenannahmen. Die Akzellerogramme der zweiten Zeile beruhen auf den Startmodellen (d. h. Abschätzung der EGF-Herdfläche nach Wells and Coppersmith (1994)). In den darunter liegenden Zeilen wurden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen (ab der zweiten Zeile von oben nach unten: $s=1,2,3,4,6,8$). Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

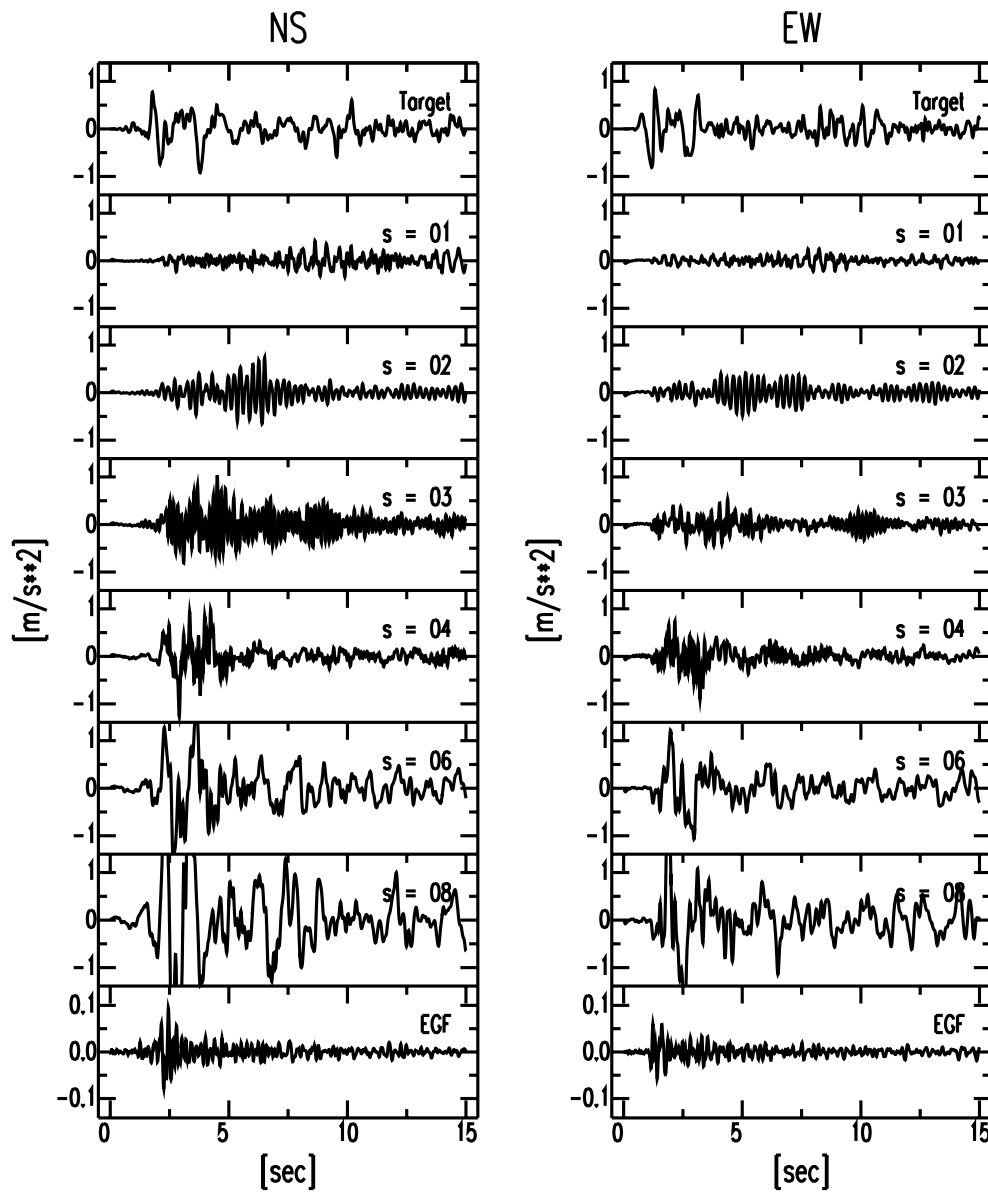


Abbildung 5.14: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 6. April 2000 als EGF-Beben bei Variation der angenommenen EGF-Herdfläche. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Herdflächenannahmen. Die Akzellerogramme der zweiten Zeile beruhen auf den Startmodellen (d. h. Abschätzung der EGF-Herdfläche nach Wells and Coppersmith (1994)). In den darunter liegenden Zeilen wurden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen (ab der zweiten Zeile von oben nach unten: $s=1,2,3,4,6,8$). Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

überein. Betrachtet man nur die Station IN so ist das Ergebnis unter Verwendung der vier verschiedenen EGF-Beben im Hinblick auf die Spitzenamplituden auf der EW-Komponente somit uneindeutig, während alle anderen Beobachtungen unabhängig von der verwendeten EGF dafür sprechen, dass EGF-Herdflächen mit $s = 3 - 4$ anzunehmen sind. Für kleinere s ergeben sich keine realistischen Akzellerogramme, für größere übersteigen die Amplituden der simulierten Signale auf der NS-Komponente die der Aufzeichnungen. Eine gewisse Ähnlichkeit der Wellenform durch die Konzentration der größten Amplituden innerhalb der ersten fünf Sekunden ergibt sich für alle $s \leq 3 - 4$.

Zu hohe PGA bei den simulierten Signalen stellen bei den Simulationen an der Station IN also i. d. R. einen Indikator für zu kleine angenommene EGF-Herdflächen dar. Ein ähnlicher Indikator für zu große angenommene EGF-Herdflächen ist das auffällige spektrale Verhalten mit künstlichen Periodizitäten und einem Defizit an tieffrequenten Signalanteilen. Für die gleichzeitige Berücksichtigung aller Stationen ist es hilfreich auch diesen zuletzt genannten Effekt durch einen einfachen Parameter zu beschreiben. Dazu wird im folgenden die so genannte charakteristische Frequenz Ω verwendet (z. B. Kramer, 1996, S. 77):

$$\begin{aligned}\Omega(\omega) &= \sqrt{\frac{\int_0^{\omega_{max}} \omega^2 G(\omega) d\omega}{\int_0^{\omega_{max}} G(\omega) d\omega}} = \sqrt{\frac{\int_0^{\omega_{max}} \omega^2 F^2(\omega) d\omega}{\int_0^{\omega_{max}} F^2(\omega) d\omega}} & (5.51) \\ \Rightarrow \Omega(f) &= \sqrt{\frac{\int_0^{f_{max}} \omega^2 F^2(f) df}{\int_0^{f_{max}} F^2(f) df}}\end{aligned}$$

Dabei ist ω die Kreisfrequenz, G das so genannte Powerspektrum und F das FAS und es gilt: $G(f) \propto F^2(f)$. Zur Bewertung der Modellierungsergebnisse werden jeweils die relativen Abweichungen

$$\frac{\sigma(PGA)}{PGA} = \frac{|PGA^{simuliert} - PGA^{beobachtet}|}{PGA^{beobachtet}} \quad (5.52)$$

und

$$\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega} = \frac{|\Omega^{simuliert} - \Omega^{beobachtet}|}{\Omega^{beobachtet}} \quad (5.53)$$

zwischen simuliertem und beobachtetem Signal berechnet. Die resultierenden Werte unter Verwendung der vier verschiedenen EGF-Beben an allen jeweils verfügbaren Stationen sind in den Abb. 5.15-5.18 dargestellt.

Bei Verwendung des EGF-Bebens vom 30. Dezember 1997 (Abb. 5.15) tritt der Höchstwert von $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ bei $s = 4$ auf der NS-Komponente der Station CE auf und beträgt 1.17. Der Höchstwert aller Simulationen mit $s \leq 4$ beträgt 1.46 (ebenfalls auf der NS-Komponente der Station CE bei $s = 3$).

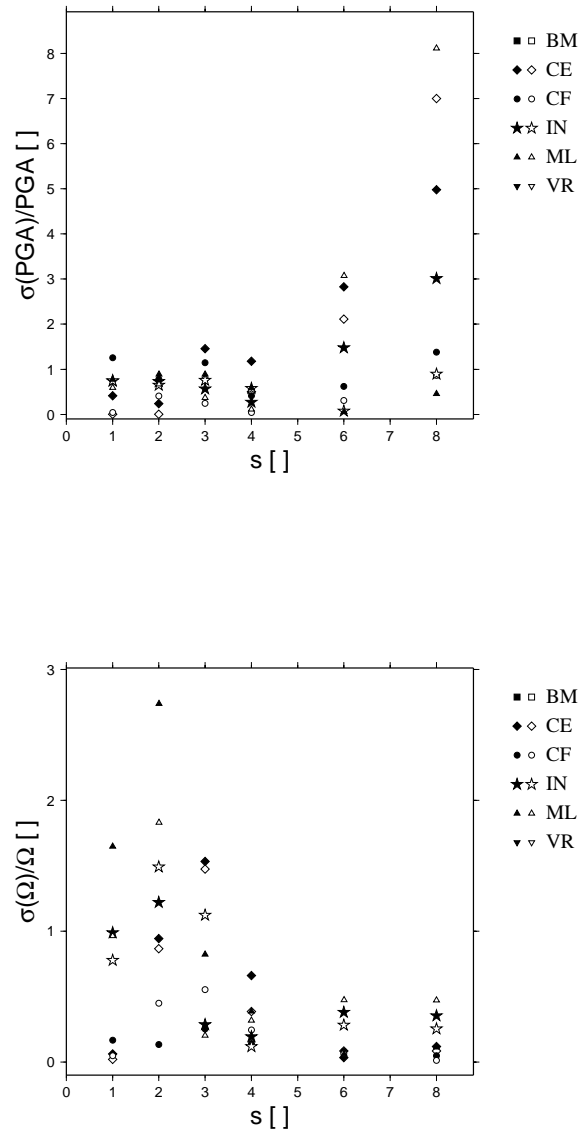


Abbildung 5.15: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 30. Dezember 1997 bei Annahme unterschiedlicher EGF-Herdflächen an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen EGF-Herdflächen werden durch den Parameter s auf der x-Achse gekennzeichnet. s entspricht den Faktor, um den angenommene Herdlänge und -breite gegenüber der Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben verringert werden. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

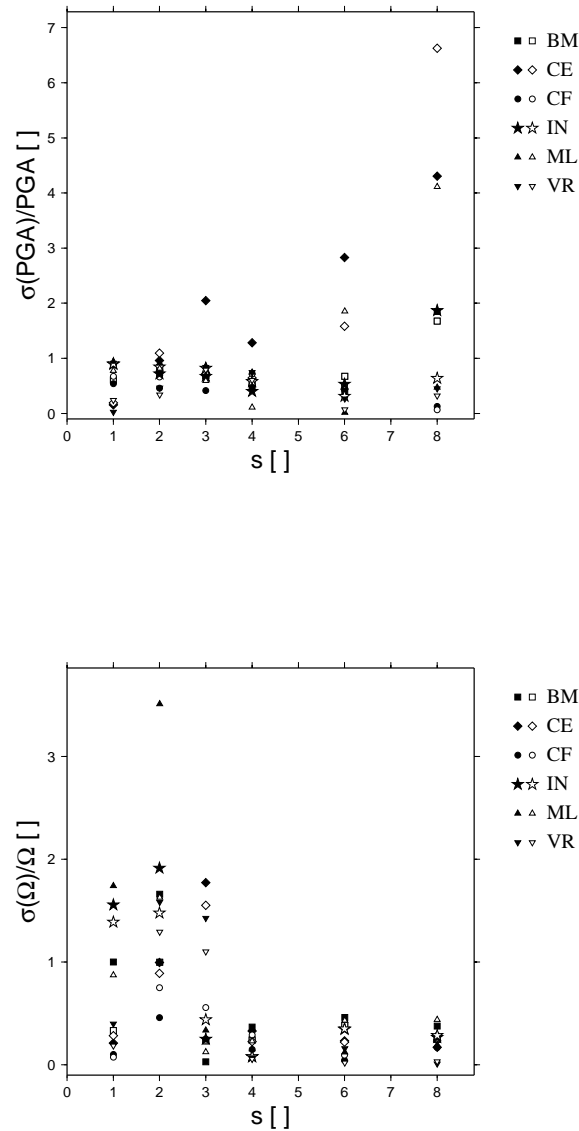


Abbildung 5.16: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 8. November 1999 bei Annahme unterschiedlicher EGF-Herdflächen an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen EGF-Herdflächen werden durch den Parameter s auf der x-Achse gekennzeichnet. s entspricht den Faktor, um den angenommene Herdlänge und -breite gegenüber der Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben verringert werden. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

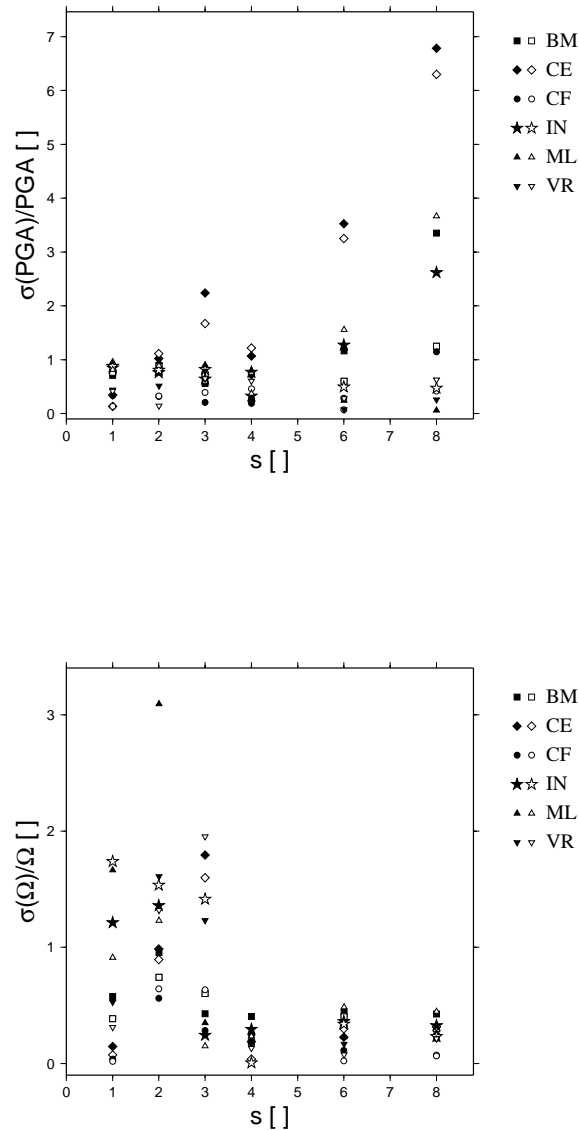


Abbildung 5.17: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November 1999 bei Annahme unterschiedlicher EGF-Herdflächen an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen EGF-Herdflächen werden durch den Parameter s auf der x-Achse gekennzeichnet. s entspricht den Faktor, um den angenommene Herdlänge und -breite gegenüber der Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben verringert werden. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

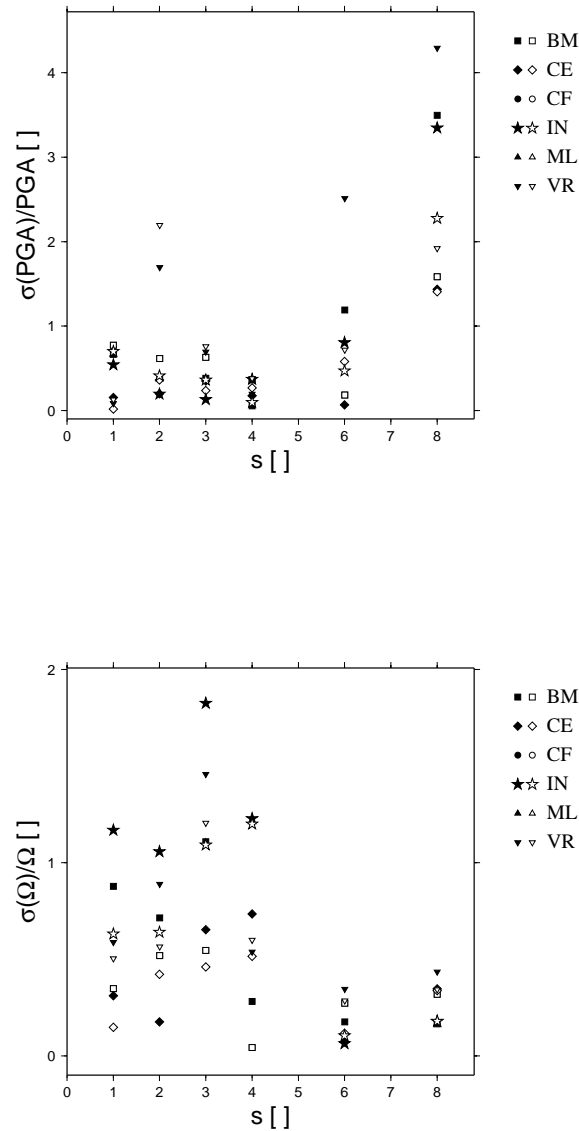


Abbildung 5.18: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 bei Annahme unterschiedlicher EGF-Herdflächen an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen EGF-Herdflächen werden durch den Parameter s auf der x-Achse gekennzeichnet. s entspricht den Faktor, um den angenommene Herdlänge und -breite gegenüber der Wells-Coppersmith-Abschätzung für krustale Beben verringert werden. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

Bei $s = 6$ wird dieser Wert bei drei, bei $s = 8$ bei vier Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 3.07 bei $s = 6$ (EW-Komponente der Station ML) und 8.11 bei $s = 8$ (ebenfalls EW-Komponente der Station ML). Der Höchstwert von $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei $s = 4$ tritt wiederum auf der NS-Komponente der Station CE auf. Er beträgt 0.66. Er stellt gleichzeitig den Höchstwert aller Simulationen mit $s \geq 4$ dar. Bei $s = 3$ wird dieser Wert bei vier, bei $s = 2$ bei sechs und bei $s = 1$ bei vier Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 1.53 bei $s = 3$ (NS-Komponente der Station CE), 2.74 bei $s = 2$ (NS-Komponente der Station ML) und 1.65 bei $s = 1$ (ebenfalls NS-Komponente der Station ML).

Wie bei Verwendung des EGF-Bebens vom 30. Dezember 1997 tritt der Höchstwert von $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ bei $s = 4$ auch bei Verwendung des EGF-Bebens vom 8. November 1999 (Abb. 5.16) auf der NS-Komponente der Station CE auf. Er beträgt 1.28. Der Höchstwert aller Simulationen mit $s \leq 4$ beträgt 2.04 (ebenfalls auf der NS-Komponente der Station CE bei $s = 3$). Bei $s = 6$ wird dieser Wert nur bei einer, bei $s = 8$ bei drei Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 2.83 bei $s = 6$ (NS-Komponente der Station CE) und 6.63 bei $s = 8$ (EW-Komponente der Station CE). Der Höchstwert von $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei $s = 4$ tritt auf der NS-Komponente der Station BM auf und beträgt 0.37. Der Höchstwert aller Simulationen mit $s \geq 4$ beträgt 0.46 (ebenfalls NS-Komponente der Station BM bei $s = 6$). Bei $s = 3$ wird dieser Wert bei fünf, bei $s = 2$ bei elf und bei $s = 1$ bei fünf Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 1.77 bei $s = 3$ (NS-Komponente der Station CE), 3.51 bei $s = 2$ (NS-Komponente der Station ML) und 1.74 bei $s = 1$ (ebenfalls NS-Komponente der Station ML).

Bei Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November 1999 (Abb. 5.17) tritt der Höchstwert von $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ bei $s = 4$ auf der EW-Komponente der Station CE auf. Er beträgt 1.22. Der Höchstwert aller Simulationen mit $s \leq 4$ beträgt 2.24 (NS-Komponente der Station CE bei $s = 3$). Bei $s = 6$ wird dieser Wert bei zwei, bei $s = 8$ bei fünf Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 3.52 bei $s = 6$ (NS-Komponente der Station CE) und 6.78 bei $s = 8$ (ebenfalls auf der NS-Komponente der Station CE). Der Höchstwert von $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei $s = 4$ tritt wie bei Verwendung des EGF-Bebens vom 8. November 1999 auf der NS-Komponente der Station BM auf. Er beträgt 0.40. Der Höchstwert aller Simulationen mit $s \geq 4$ beträgt 0.49 (EW-Komponente der Station ML bei $s = 6$). Bei $s = 3$ wird dieser Wert bei sieben, bei $s = 2$ bei allen zwölf und bei $s = 1$ bei sechs Aufzeichnungen überschritten. Die Höchstwerte betragen 1.95 bei $s = 3$ (EW-Komponente der Station VR), 3.09 bei $s = 2$ (NS-Komponente der Station ML) und 1.74 bei $s = 1$ (EW-Komponente der Station IN).

Bei Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 (Abb. 5.18) tritt der Höchstwert von $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ bei $s = 4$ auf der EW-Komponente der Station VR auf und beträgt 0.38. Während bei Verwendung der anderen EGF-Beben alle Höchstwerte bei $s \leq 4$ relativ niedrig sind treten hier an der Station VR bei $s = 2$ sehr hohe Werte auf. Der Höchstwert der Simulationen mit $s \leq 4$ beträgt somit 2.19 (EW-Komponente der Station VR bei $s = 2$). Die höchsten Werte treten dennoch auch in diesem Fall bei $s = 6$ und $s = 8$ auf. Bei $s = 6$ liegen sie bei einer, bei $s = 8$ bei vier Aufzeichnungen über 2.19. Die Höchstwerte betragen 2.51 bei $s = 6$ (NS-Komponente der Station VR) und 4.29 bei $s = 8$ (ebenfalls auf der NS-Komponente der Station VR). Im Vergleich zu den Simulationsreihen unter Verwendung der anderen EGF-Beben treten hier bei $s = 4$ an der Station IN auffallend große $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ auf. Der höchste Wert tritt auf der NS-Komponente der Station IN auf und beträgt 1.23. Bei $s = 3$ wird dieser Wert bei zwei Aufzeichnungen überschritten. Hier beträgt der Höchstwert 1.83 (ebenfalls auf der NS-Komponente der Station IN). Die Höchstwerte bei $s = 1$ und $s = 2$ sind in diesem Fall wesentlich niedriger, als bei Verwendung der anderen EGF-Beben. Sie betragen 1.06 bei $s = 2$ und 1.17 bei $s = 1$ (beides mal auf der NS-Komponente der Station IN) und liegen somit sogar unter dem Höchstwert bei $s = 4$. Ein Blick auf die simulierten Signale für $s = 1$ und $s = 2$ an der Station IN in Abb. 5.14 zeigt jedoch, dass dies nicht unbedingt als Indiz dafür zu werten ist, dass diese kein auffallendes spektrales Verhalten aufweisen. Die $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ unter Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 werden deshalb nicht als tatsächlicher Widerspruch zu den Beobachtungen bei Verwendung der anderen EGF-Beben angesehen. Da Ω nur einen sehr speziellen Aspekt des FAS und nicht das gesamte spektrale Verhalten beschreibt ist vielmehr damit zu rechnen, dass es nur in manchen Fällen als Indikator für Auffälligkeiten funktionieren kann.

Abgesehen von den genannten Ausnahmen ergibt sich für $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ und $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei Verwendung der vier EGF-Beben jedoch ein weitgehend systematisches Verhalten, das deshalb als aussagekräftig erachtet wird. Für $s < 4$ treten häufig sehr große $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$, für $s > 4$ häufig sehr große $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ auf. Somit ergibt die Annahme von $s = 4$ in Anbetracht des gesamten Datensatzes die besten Modellierungsergebnisse. Dabei erweisen sich alle vier verwendeten EGF-Beben als gleichermaßen geeignet.

Das Starkbeben vom 4. März 1977 wurde nur an einer der in Frage kommenden sechs Station aufgezeichnet, nämlich an IN. Weiterhin gilt nur für ein einziges mögliches EGF-Beben, dass es an IN registriert wurde, seine Momentenmagnitude ≥ 4.5 ist und sein Hypozentrum im Tiefenbereich der Herdfläche des Bebens vom 4. März 1977 nach Oncescu and Bonjer (1997) (90-110 km) liegt. Es handelt sich dabei um das Beben vom 11. Oktober

1997 (siehe Tab. 3.2). Wegen der daraus resultierenden mangelnden Redundanz kann die Modellierung dieses Bebens deshalb nur als Überprüfung der zuvor gewonnenen Kenntnisse aus der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 angesehen werden. Abb. 5.19 zeigt die simulierten Signale bei schrittweiser verkleinerter angenommener Herdfläche im Vergleich zum beobachteten Targetsignal. Maß für die angenommene Herdfläche ist dabei wieder der Parameter s , der nacheinander die Werte 1, 2, 3, 4, 6 und 8 annimmt. Die Anordnung entspricht der in den Abbildungen 5.11 - 5.14. Offensichtlich bestätigen sich die Beobachtungen, die sich bei der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 ergeben. Für $s = 1 - 2$ ergeben sich Signale mit viel zu geringen Amplituden, die von künstlichen Periodizitäten dominiert werden und keine signifikanten tieffrequenten Signalanteile aufweisen. Für $s = 6 - 8$ ergeben sich dagegen zu hohe Spitzenamplituden. Die beste Übereinstimmung zwischen simulierten und registrierten Signalen ergeben sich bei $s = 4$.

5.2.4 Einfluss einer Variation von angenommener Bruchgeschwindigkeit, Hypozentrumslage und EGF-Anstiegszeit nach Anpassung der angenommenen EGF-Herdfläche

Im folgenden wird untersucht, inwieweit die Modellierungsergebnisse durch Veränderungen der angenommenen EGF-Anstiegszeit, Hypozentrumslage und Bruchgeschwindigkeit nach Wahl einer geeigneten EGF-Herdfläche noch verbessert werden können. Diese Untersuchung erfolgt beispielhaft unter Verwendung eines einzigen EGF-Bebens. Als eines von zwei Beben, das an allen sechs betrachteten Stationen registriert wurde, wird hierzu das Beben vom 14. November 1999 ausgewählt.

Die erste Simulationsreihe untersucht den Einfluss der angenommenen EGF-Anstiegszeit. Dazu wird eine EGF-Herdfläche nach (5.49) mit $s = 4$ angenommen, was sich in Kap. 5.2.3 als optimale Annahme erweist. Die entsprechende EGF-Anstiegszeit nach (5.48) beträgt 10 ms. Daneben werden Modelle mit 2, 5, 20 und 50 ms gerechnet. Die simulierten Signale an der Station IN sind in Abb. 5.20 im Vergleich zu den aufgezeichneten Targetsignalen dargestellt. Die Targetsignale sind in der obersten Zeile abgebildet. Darunter folgen mit von oben nach unten zunehmender angenommener EGF-Anstiegszeit die simulierten Signale. Die unterste Reihe zeigt die verwendeten EGF. Je kleiner die angenommenen EGF-Anstiegszeiten sind, desto höherfrequenter Signalanteile beinhalten die simulierten Signale und desto größer werden ihre Spitzenamplituden. Beide Beobachtungen spiegeln den kleiner werdenden Zeitversatz bei der Summation in (5.23) wider. Bei 2 ms an-

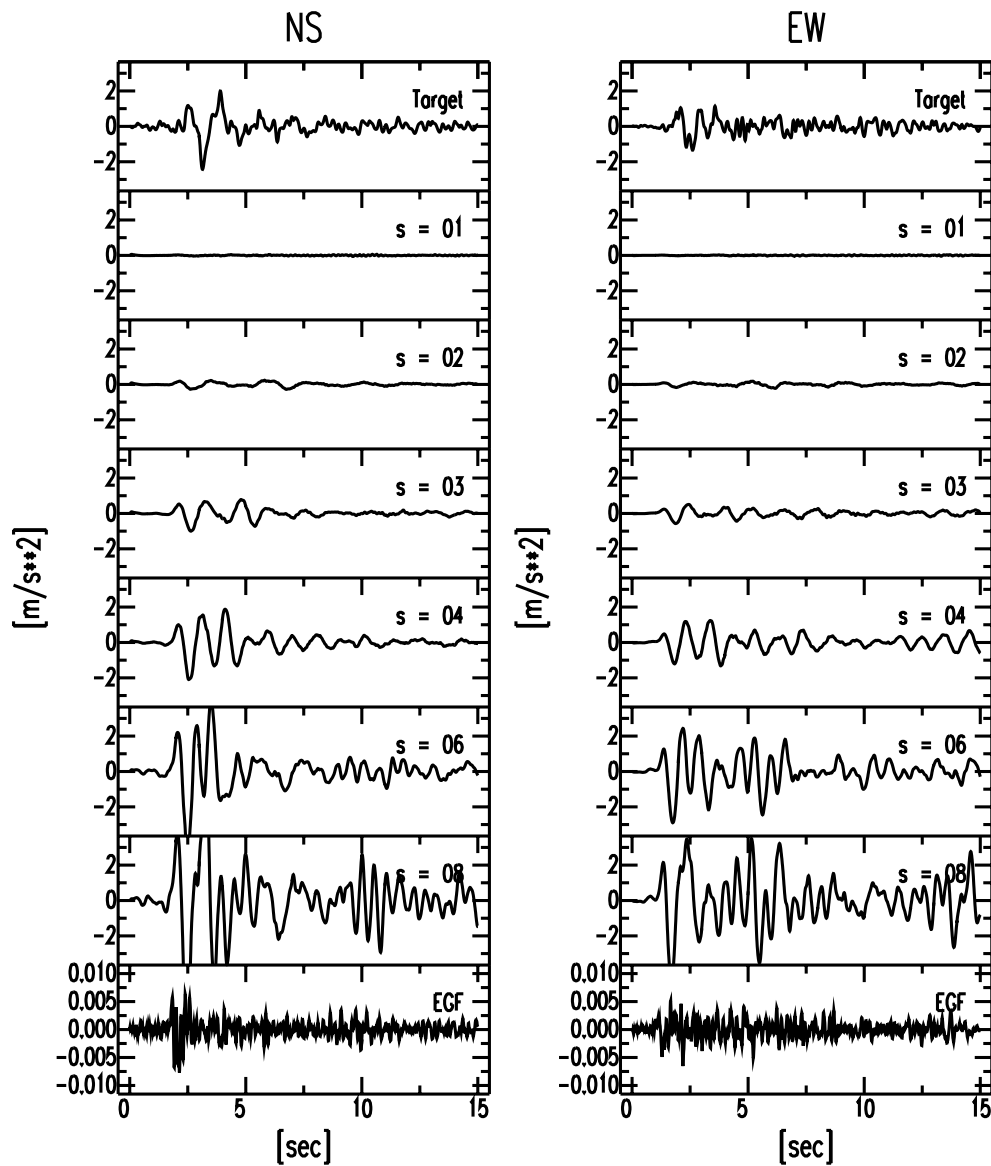


Abbildung 5.19: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 an der Station IN mit dem Beben vom 11. Oktober 1997 als EGF-Beben bei Variation der angenommenen EGF-Herdfläche. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Herdflächenannahmen. Die Akzellerogramme der zweiten Zeile beruhen auf den Startmodellen (d. h. Abschätzung der EGF-Herdfläche nach Wells and Coppersmith (1994)). In den darunter liegenden Zeilen wurden jeweils im Vergleich dazu um den angegebenen Faktor s kleinere Herdlängen und -breiten angenommen (ab der zweiten Zeile von oben nach unten: $s=1,2,3,4,6,8$). Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

genommener EGF-Anstiegszeit enthalten die simulierten Signale offensichtlich höherfrequenter Signalanteile, als die Aufzeichnungen. Die Amplituden auf der EW-Komponente der simulierten Signale sind in allen untersuchten Fällen deutlich zu klein. Aufgrund der Amplituden auf der NS-Komponente ist anzunehmen, dass die EGF-Anstiegszeit zwischen 5 und 20 ms liegt.

Um alle Stationen in die Betrachtung mit einzubeziehen werden wiederum $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ und $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ untersucht (Abb. 5.21). Die besten Übereinstimmungen in den PGA von simulierten und registrierten Signalen ergeben sich bei Annahme von $\tau_R = 20ms$ und $\tau_R = 50ms$. Die Spitzenwerte von $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ betragen hier 0.86 (NS-Komponente der Station ML) und 0.93 (NS-Komponente der Station VR). Die Modellierungsergebnisse unter Annahme von $\tau_R = 10ms$ sind kaum schlechter. Lediglich an der Station CE ergeben sich etwas höhere $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$. Der Spitzenwert beträgt 1.22 (EW-Komponente der Station CE). Für $\tau_R = 5ms$ sind die $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ an der Station CE mit einem Spitzenwert von 2.57 auf der NS-Komponente deutlich höher. Für $\tau_R = 2ms$ schließlich ergeben sich an den Stationen CE und CF relativ hohe $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$. Der Spitzenwert beträgt hier 5.06 (EW-Komponente der Station CE). Für $\tau_R = 2ms$ ergeben sich auch relativ hohe $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ (Spitzenwert 1.55 auf der NS-Komponente der Station CE). Die besten Übereinstimmungen ergeben sich für $\tau_R = 10ms$. Das höchste $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ tritt hier auf der NS-Komponente der Station BM auf und liegt bei 0.40. Für $\tau_R = 5ms$ und $\tau_R = 20ms$ liegt $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei jeweils vier Aufzeichnungen darüber. Der Spitzenwert liegt für $\tau_R = 5ms$ bei 0.62 (NS-Komponente der Station CE) und für $\tau_R = 20ms$ bei 0.50 (NS-Komponente der Station BM). In beiden Fällen sind die Ergebnisse somit nur unwesentlich schlechter, als bei $\tau_R = 10ms$. Bei $\tau_R = 50ms$ ist die Verschlechterung etwas deutlicher. Hier liegen die $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ von sieben Aufzeichnungen über 0.40 und der Spitzenwert beträgt 0.79 (EW-Komponente der Station CF).

Die Annahme von $\tau_R = 10ms$, wie sie aus (5.48) folgt, erweist sich somit als legitim, da sie sowohl in Bezug auf PGA, als auch in Bezug auf charakteristische Frequenzen zu relativ guten Ergebnissen führt. Das selbe gilt jedoch auch für $\tau_R = 20ms$, so dass auch etwas höhere Anstiegszeiten nicht ausgeschlossen werden können. Kleinere und wesentlich größere EGF-Anstiegszeiten sind weniger wahrscheinlich, da sich für $\tau_R = 5ms$ etwas schlechtere Ergebnisse in Bezug auf die PGA und für $\tau_R = 50ms$ etwas schlechtere Ergebnisse in Bezug auf die charakteristischen Frequenzen ergeben. Wie die Simulationen mit $\tau_R = 2ms$ zeigen, sind derart niedrige EGF-Anstiegszeiten wohl auszuschließen.

In der folgenden zweiten Simulationsreihe wird der Einfluss der angenommenen Bruchgeschwindigkeit untersucht. Dazu wird eine EGF-Herdfläche nach (5.49) mit $s = 4$ angenommen und die entsprechende EGF-Anstiegszeit nach (5.48) von 10 ms. Damit werden Modelle mit angenommenen Bruchgeschwindigkeiten von $v_R = 0.5v_S = 2.25\text{m/s}$, $v_R = 0.8v_S = 3.6\text{m/s}$, $v_R = 0.9v_S = 4.05\text{m/s}$ und $v_R = 1.0v_S = 4.5\text{m/s}$ gerechnet. Die simulierten Signale an der Station IN sind in Abb. 5.22 im Vergleich zu den aufgezeichneten Targetsignalen dargestellt. Die Targetsignale sind in der obersten Zeile abgebildet. Darunter folgen mit von oben nach unten zunehmender angenommener Bruchgeschwindigkeit die simulierten Signale. Die unterste Reihe zeigt die verwendeten EGF. Wie die Ergebnisse der synthetischen Simulationsreihe erwarten lassen, sind bei sehr kleiner angenommener Bruchgeschwindigkeit ($v_R = 0.5v_S$) künstliche Periodizitäten zu erkennen und die Amplituden der simulierten Signale sind zu gering. Auf der EW-Komponente sind die Amplituden der simulierten Signale wieder in allen untersuchten Fällen zu gering. Die Amplituden auf der NS-Komponente lassen bei alleiniger Berücksichtigung der Station IN vermuten, dass die Bruchgeschwindigkeit im Bereich von $v_R \approx 0.9 - 1v_S$ liegt.

Bei diesen Bruchgeschwindigkeiten sind jedoch $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ an der Station CE sehr hoch. Dies zeigt Abb. 5.23. Auf der NS-Komponente betragen die Werte 3.48 bei $v_R = 0.9v_S$ und 2.57 bei $v_R = 1.0v_S$. Selbst bei $v_R = 0.8v_S$ sind die $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ an dieser Station (1.07 auf der NS- und 1.22 auf der EW-Komponente) etwas höher, als die höchsten Werte bei $v_R = 0.5v_S$ (0.91 auf der NS-Komponente der Station ML). Die besten Werte für $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ ergeben sich für $v_R = 0.8v_S$. Der höchste Wert beträgt hier 0.40 (NS-Komponente der Station BM). Die $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei $v_R = 0.5v_S$ sind aufgrund der künstlichen Periodizitäten erwartungsgemäß sehr schlecht. Bei sechs Aufzeichnungen liegt $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ hier über 0.40. Der Höchstwert tritt auf der EW-Komponente der Station CF auf und beträgt 0.89. Bei $v_R = 0.9v_S$ liegt $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ bei zwei, bei $v_R = 1.0v_S$ bei einer Aufzeichnung über 0.40. Die Höchstwerte betragen 1.27 bei $v_R = 0.9v_S$ (NS-Komponente der Station CE) und 0.55 bei $v_R = 1.0v_S$ (EW-Komponente der Station CF).

Somit erweist sich auch die Annahme von $v_R = 0.8v_S$ als legitim, da sie sowohl in Bezug auf PGA, als auch in Bezug auf charakteristische Frequenzen zu relativ guten Ergebnissen führt. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass die Ansicht die Annahme von $v_R = 0.9v_S$ oder $v_R = 1.0v_S$ würde zu schlechteren Ergebnissen führen allein auf die Beobachtungen an der Station CE gestützt und deshalb wenig gesichert ist.

In der dritten Simulationsreihe schließlich wird der Einfluss der angenommenen Hypozentrumsposition untersucht. Dazu wird wieder eine EGF-Herd-

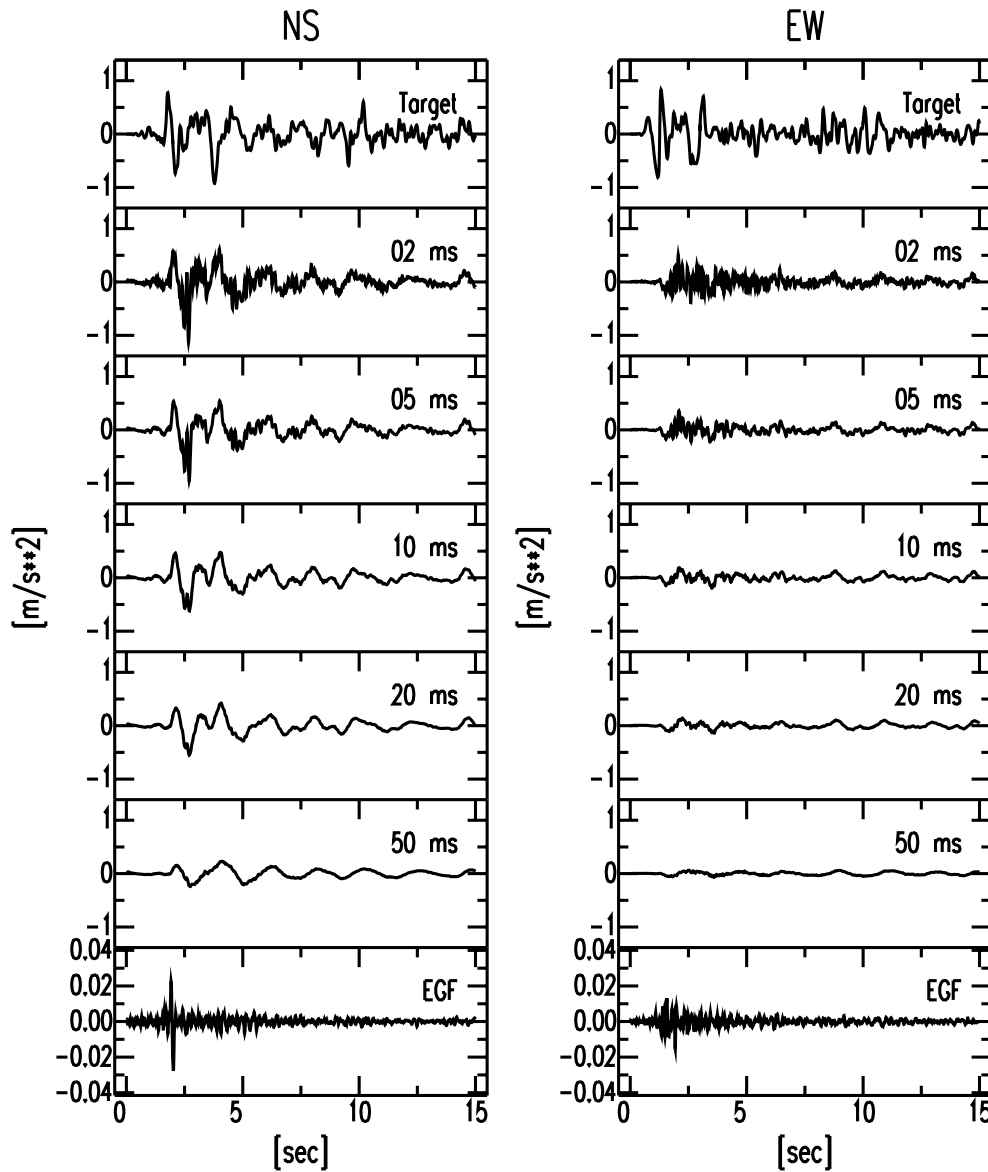


Abbildung 5.20: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 14. November 1999 als EGF-Beben bei Annahme von $s=4$ und Variation der angenommenen EGF-Anstiegszeit. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene EGF-Anstiegszeiten. Sie nehmen von der zweiten Zeile an nach unten die Werte 2, 5, 10, 20 und 50 ms an. Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

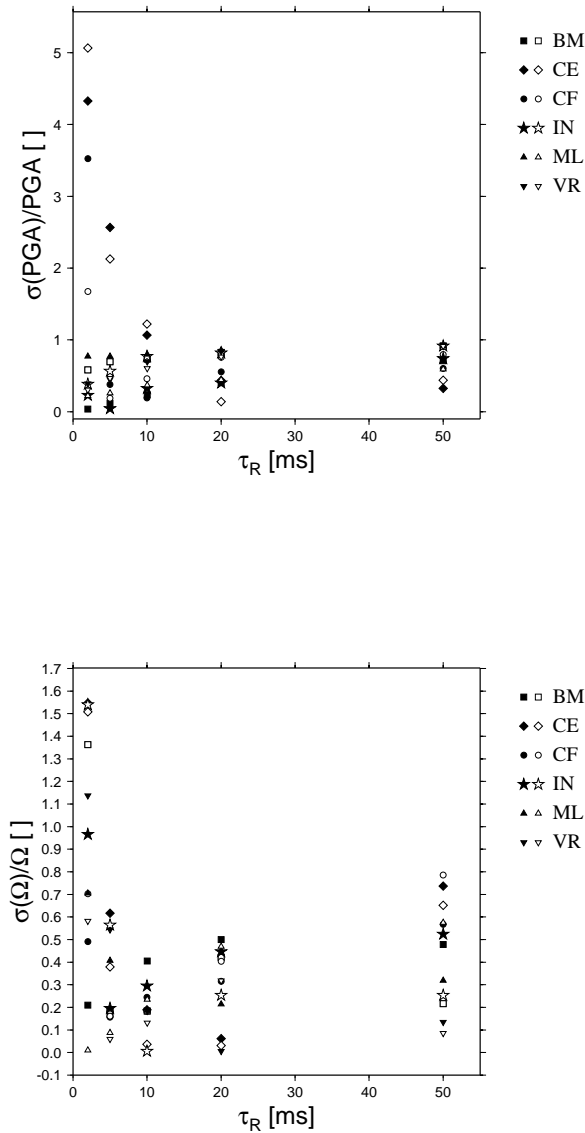


Abbildung 5.21: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November bei Annahme von $s=4$ und unterschiedlichen EGF-Anstiegszeiten an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen EGF-Anstiegszeiten sind in ms auf der x-Achse angegeben. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

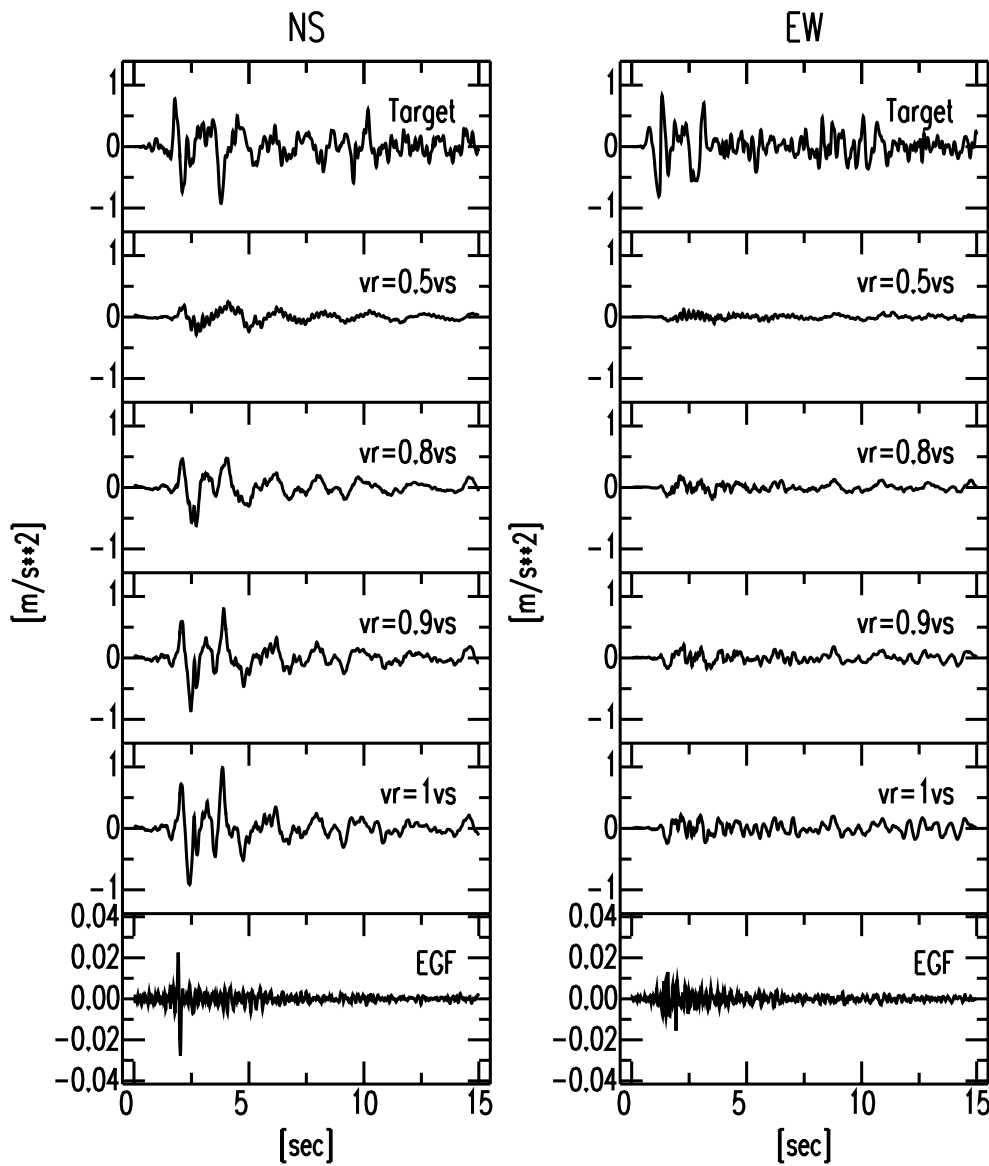


Abbildung 5.22: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 14. November 1999 als EGF-Beben bei Annahme von $s=4$ und $\tau_R = 10ms$ und Variation der angenommenen Bruchgeschwindigkeit. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene angenommene Bruchgeschwindigkeiten. Sie nehmen von der zweiten Zeile an nach unten die Werte $v_R = 0.5v_S = 2.25m/s$, $v_R = 0.8v_S = 3.6m/s$, $v_R = 0.9v_S = 4.05m/s$ und $v_R = 1.0v_S = 4.5m/s$ an. Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

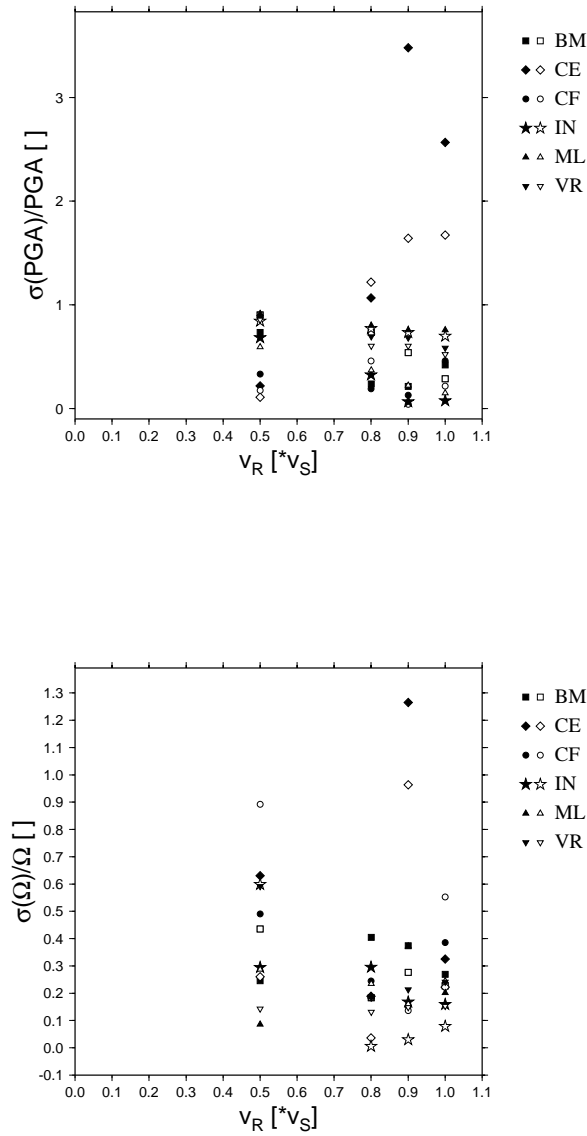


Abbildung 5.23: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November bei Annahme von $s=4$ und $\tau_R = 10\text{ms}$ und unterschiedlichen Bruchgeschwindigkeiten an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen Bruchgeschwindigkeiten sind als Bruchteil der Scherwellengeschwindigkeit v_S auf der x-Achse angegeben. Für v_S wird ein geschätzter Wert von 4.5 m/s angenommen. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

fläche nach (5.49) mit $s = 4$ angenommen und die entsprechende EGF-Anstiegszeit nach (5.48) von 10 ms. Damit werden Modelle mit den in Abb. 5.8 definierten angenommenen Hypozentrumspositionen 1 bis 5 gerechnet. Die simulierten Signale an der Station IN sind in Abb. 5.24 im Vergleich zu den aufgezeichneten Targetsignalen dargestellt. Die Targetsignale sind in der obersten Zeile abgebildet. Darunter folgen von oben nach unten die simulierten Signale für die Hypozentrumspositionen 1 bis 5. Die unterste Reihe zeigt die verwendeten EGF. An der Station IN ist ein klarer Direktivitätseffekt zu erkennen. Für die Annahme der Positionen 1 und 2, bei denen die Bruchausbreitung hauptsächlich vom Beobachtungspunkt weg erfolgt, ergeben sich kleinere Amplituden, als für die anderen Positionen. Auf der EW-Komponente sind die Amplituden wiederum in allen untersuchten Fällen zu klein.

Die Betrachtung der $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ und $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ in Abb. 5.25 zeigt jedoch, dass die Gesamtbewertung der Modellierung unter gleichzeitiger Berücksichtigung aller Stationen gegenüber der Hypozentrumsposition relativ unempfindlich ist. Die $\frac{\sigma(PGA)}{PGA}$ liegen fast alle unter 1. Lediglich beide Komponenten der Aufzeichnung an der Station CE bei Hypozentrumsposition 3 und die NS-Komponente der Aufzeichnungen an der Station CE bei Hypozentrumsposition 5 liegen etwas darüber. Bei Hypozentrumsposition 3 betragen die Werte 1.07 für die NS- und 1.22 für die EW-Komponente der Station CE. Bei Hypozentrumsposition 5 beträgt der Wert auf der NS-Komponente der Station CE 1.48. Die $\frac{\sigma(\Omega)}{\Omega}$ liegen alle unter 1. Die besten Werte ergeben sich bei Hypozentrumsposition 3. Der Maximalwert beträgt hier 0.40 (NS-Komponente der Station BM).

Aufgrund der Übereinstimmung der charakteristischen Frequenzen von simulierten und registrierten Signalen könnte davon ausgegangen werden, dass Hypozentrumsposition 3 (Mitte der Bruchfläche) der tatsächlichen Hypozentrumsposition entspricht. Da jedoch alle Annahmen relativ gute Ergebnisse liefern, können auch die anderen Positionen nicht ausgeschlossen werden. In jedem Fall erscheint es gerechtfertigt im Rahmen der Modellierung von der Annahme auszugehen, dass das Hypozentrum in der Mitte der Herdfläche liegt.

5.2.5 Bewertung der Modellierungsergebnisse in Form von Bodenverschiebungsspektren

Das Verfahren von Irikura bestimmt den Skalierungsparameter N so, dass das seismische Moment des simulierten Signals dem des Targetsignals entspricht. Dies sollte sich dadurch äußern, dass die tieffrequenten Niveaus der

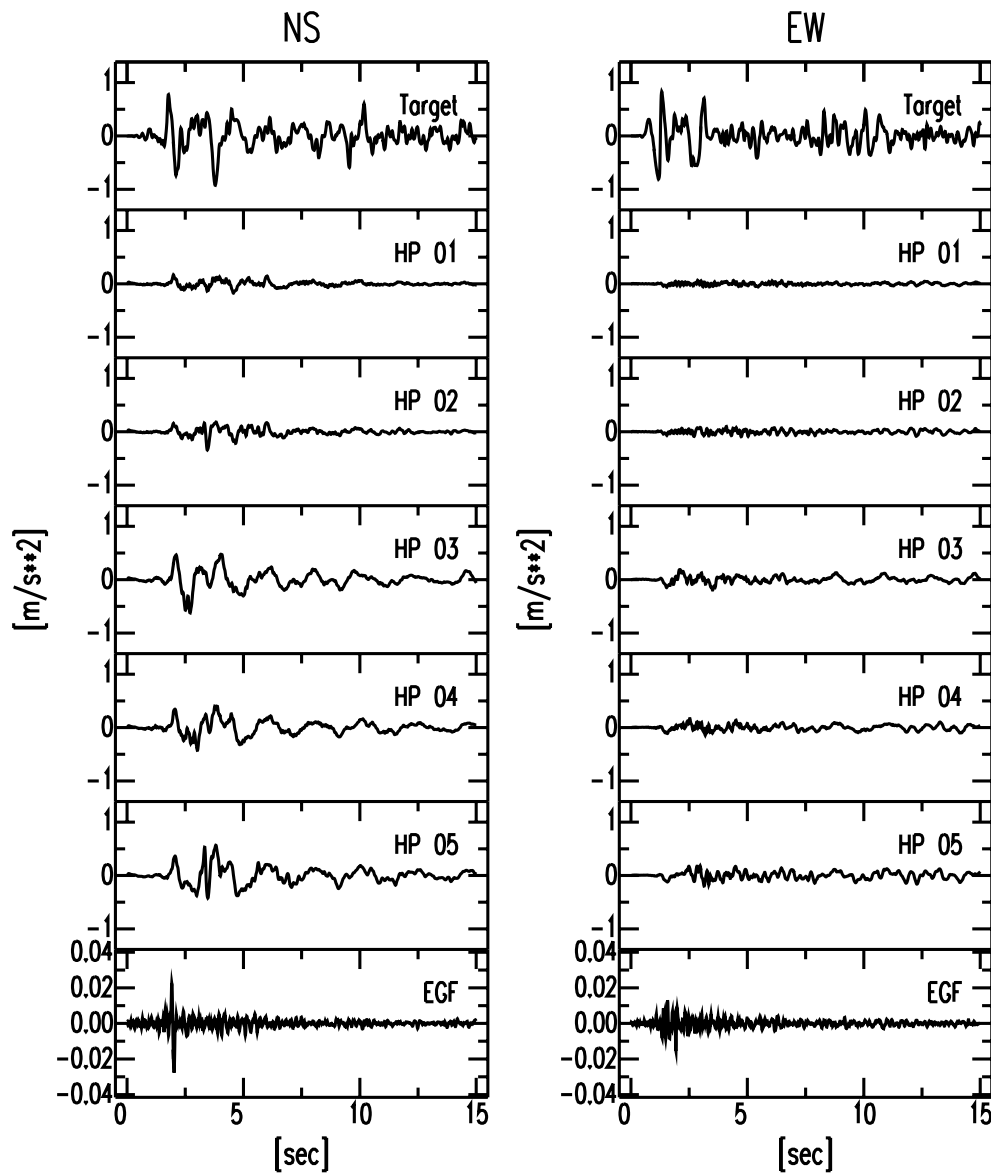


Abbildung 5.24: Ergebnisse der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 an der Station IN mit dem Beben vom 14. November 1999 als EGF-Beben bei Annahme von $s=4$ und $\tau_R = 10ms$ und Variation der angenommenen Hypozentrumsposition. Die linke Spalte stellt die NS-, die rechte die EW-Komponente dar. Die oberste Reihe zeigt die tatsächlich beobachteten Akzellerogramme. Darunter folgen die Simulationsergebnisse für verschiedene angenommene Hypozentrumspositionen. Sie entsprechen den in Abb. 5.8 definierten Positionen und sind mit den dort eingeführten Nummern gekennzeichnet. Die unterste Zeile zeigt die verwendeten EGF. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

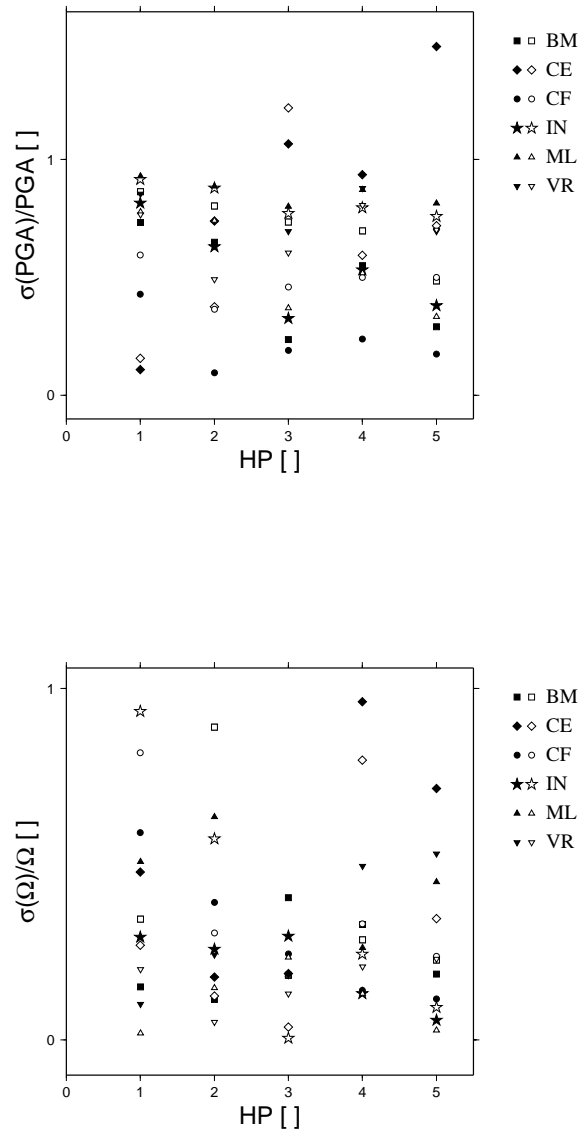


Abbildung 5.25: Relative Abweichungen von PGA und charakteristischer Frequenz Ω zwischen simulierten Signalen und Aufzeichnungen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November bei Annahme von $s=4$ und $\tau_R = 10\text{ms}$ und unterschiedlichen Hypozentrumspositionen an allen verfügbaren Stationen. Die angenommenen Hypozentrumspositionen sind durch ihre Kennnummern auf der x-Achse angegeben. Die Definition der Kennnummern findet sich in Abb. 5.8. Die unterschiedlichen Stationen sind durch verschiedene Symbole dargestellt (siehe Legende). Das jeweils schwarze Symbol entspricht der NS-, das weiße der EW-Komponente. Eine Diskussion der Ergebnisse findet sich im Text.

Bodenverschiebungsspektren am Beobachtungspunkt gleich sind. Es bietet sich also an, zur Bewertung der Ergebnisse auch die Bodenverschiebungsspektren heranzuziehen. Als Beispiel werden dabei die Aufzeichnungen des Bebens vom 30. August 1986 mit den entsprechenden Simulationen unter Verwendung des EGF-Bebens vom 14. November 1999 verglichen. Für die Simulation werden die Modellparameter verwendet, die sich in den Kap. 5.2.3 und 5.2.4 als optimal erweisen. Dies sind $s = 4$, $\tau_R = 10ms$, $v_R = 3.6km/s$ und Hypozentrumsposition 3 (Mitte der Bruchfläche).

Da bei der Integration der Signale tieffrequente Störanteile verstärkt werden, muss vor der Berechnung der Bodenverschiebung aus den Beschleunigungsaufzeichnungen bzw. -simulationen ein Bandpassfilter angewandt werden. Als Eckfrequenzen hierfür erweisen sich 0.5 und 15 Hz als geeignet. Nach Anwendung des Filters werden die ersten und letzten 5 % des Signals mit einer Kosinusfunktion multipliziert, um den Einfluss des endlichen Zeitfensters zu minimieren, und das FAS berechnet. Daraufhin wird im Frequenzbereich zweimal integriert.

Zum Vergleich von simulierten und registrierten Bodenverschiebungsspektren werden die Höhen der Tieffrequenzniveaus D_0 und die Eckfrequenzen f_0 bestimmt. Es werden jedoch keine Korrekturen für das Abklingen der Amplituden auf dem Weg vom Herd zum Empfänger und für die Standorteffekte durchgeführt. D_0 und f_0 sind deshalb nicht mit den entsprechenden Werten des Herdverschiebungsspektrums zu verwechseln.

Zur Bestimmung von D_0 und f_0 werden die doppelt logarithmisch dargestellten Spektren durch zwei Geraden angenähert, nämlich eine horizontale im tieffrequenten und eine abfallende im hochfrequenten Bereich. Die Geraden werden so gewählt, dass die mittleren quadratischen Abweichungen zwischen ihnen und den doppelt logarithmisch dargestellten Spektren minimal sind. Ein Beispiel für diese Art der Bestimmung ist in Abb. 5.26 dargestellt. Es zeigt das beobachtete und das simulierte Bodenverschiebungsspektren auf der NS-Komponente an der Station BM in doppelt logarithmischer Darstellung. In diesem Fall stimmen D_0 und f_0 sehr gut überein. D_0 beträgt $1.7e-2 m \cdot s$ bei der Beobachtung und $1.6e-2 m \cdot s$ bei der Simulation. f_0 beträgt 1.1 Hz bei der Beobachtung und 0.9 Hz bei der Simulation.

Unter Umständen wird die rechnerische Anpassung der Geraden durch eine zu starke Variabilität des Spektrums im tieffrequenten Bereich verfälscht, oder scheitert an einem zu schmalen Tieffrequenzplateau. In Fällen, in denen dies offensichtlich der Fall ist wird die Definition der Geraden dem optischen Eindruck entsprechend korrigiert, oder ganz auf eine Bestimmung von D_0 und f_0 verzichtet. Die Bestimmungen, die nach optischem Eindruck erfolgen sind in Abb. 5.27 dargestellt. Es handelt sich um die simulierten Signale auf den EW-Komponenten der Station CF und IN.

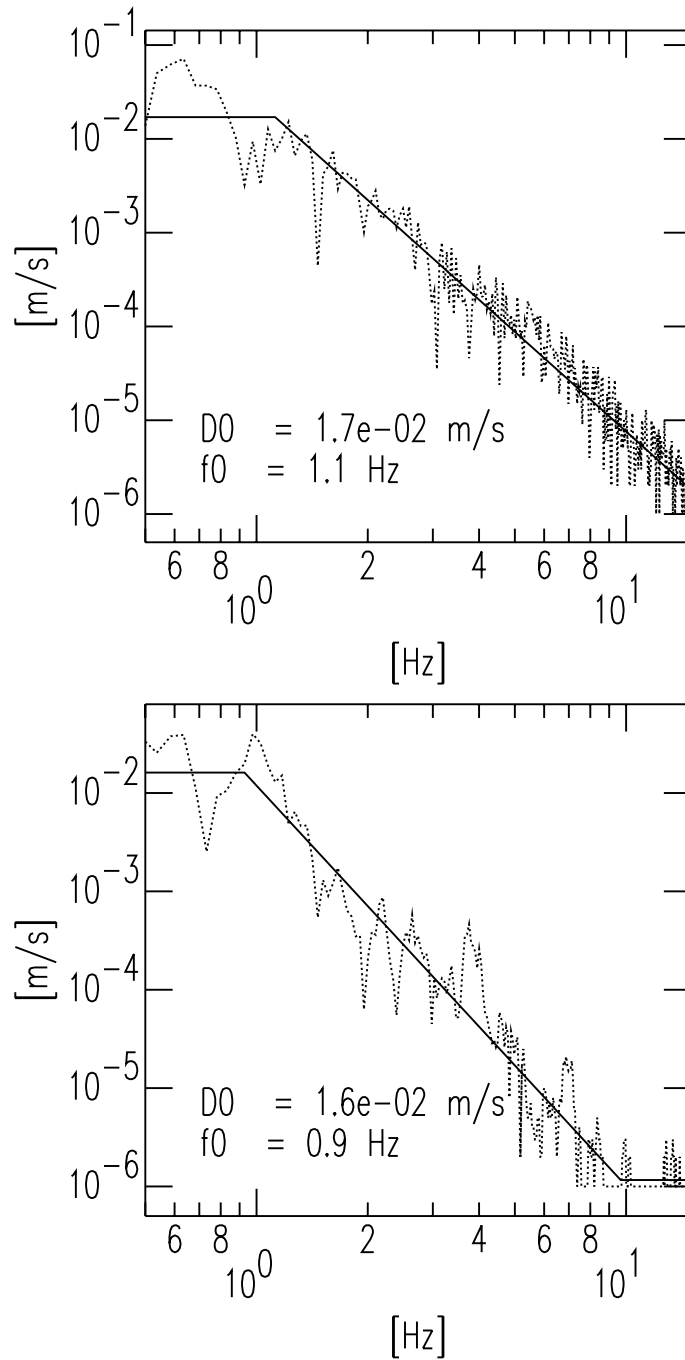


Abbildung 5.26: FAS der Bodenverschiebung von Beobachtung und Simulation auf der NS-Komponente der Station BM für den Fall des Bebens vom 30. August 1986. Die doppelt logarithmisch dargestellten Spektren werden im tieffrequenten Bereich durch eine horizontale, im hochfrequenten Bereich durch eine abfallende Gerade angenähert, so dass insgesamt die mittlere quadratische Abweichung zwischen Geraden und Spektren minimal ist. Aus den Geraden wird das Tieffrequenzniveau D_0 und die Eckfrequenz f_0 bestimmt.

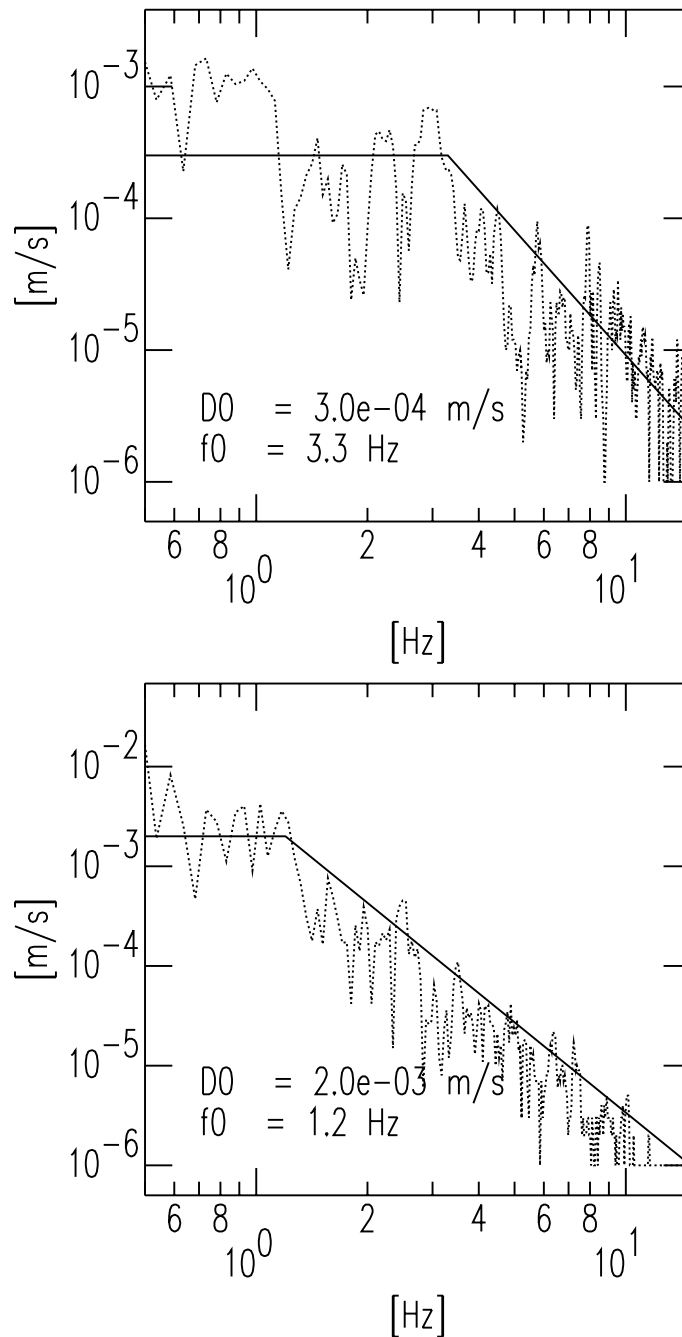


Abbildung 5.27: FAS der simulierten Bodenverschiebung der EW-Komponenten der Stationen CF und IN. Die Annäherung der doppelt logarithmisch dargestellten Spektren durch eine horizontale Gerade im tieffrequenten und eine abfallende Gerade im hochfrequenten Bereich erfolgte in diesen Fällen nach dem optischen Eindruck. Die rechnerische Bestimmung scheiterte in beiden Fällen offensichtlich an der großen Variabilität des Spektrums im tieffrequenten Bereich. Aus den Geraden wird das Tieffrequenzniveau D_0 und die Eckfrequenz f_0 bestimmt.

Tab. 5.2 stellt die D_0 und f_0 von simulierten und beobachteten Signalen an allen Stationen gegenüber, sofern ihre Bestimmung aus den Spektren möglich ist. Mit zwei Ausnahmen unterscheiden sich die D_0 um weniger als einen Faktor 4. In Anbetracht der Tatsache, dass die tieffrequenten Niveaus vermutlich trotz des angewandten Bandpassfilters stark von Störsignalen beeinträchtigt sind, ist dieses Ergebnis als gut zu bewerten. Eine Ausnahme ist die EW-Komponente der Station IN. Das D_0 des simulierten Signals ist hier um etwa einen Faktor vier kleiner, als das des simulierten Signals. Die Simulationsreihen in Kap. 5.2.3 und 5.2.4 zeigen, dass hier auch die Amplituden der Beschleunigungszeitreihen unterschätzt werden. Eine mögliche Erklärung ist der Verzicht auf eine Korrektur bezüglich der Herdgeometrie. Die Diskussion in Kap. 5.2.1 zeigt bereits, dass gerade die EW-Komponente der Station IN gegenüber einer solchen Korrektur besonders empfindlich ist. Die f_0 unterscheiden sich in keinem Fall um mehr als einen Faktor zwei. Auch dies ist in Anbetracht des Einflusses möglicher tieffrequenter Störsignale und der Variabilität der FAS auf die Anpassung der Geraden, als gutes Ergebnis zu bewerten.

Tabelle 5.2: Gegenüberstellung der D_0 und f_0 von beobachteten (beob.) und simulierten (sim.) Bodenverschiebungsspektren an allen Stationen. Sofern die Spektren keine Annäherungen durch zwei Geraden zulassen, sind keine Werte angegeben.

		$D_0[m \cdot s]$		$f_0[Hz]$	
		beob.	sim.	beob.	sim.
BM	NS	1.7e-2	1.6e-2	1.1	0.9
	EW	9.5e-3	5.6e-3	1.4	1.0
CE	NS	2.0e-3	3.6e-3	2.0	1.8
	EW	1.5e-3	5.7e-3	2.4	1.7
CF	NS	-	-	-	-
	EW	6.4e-4	3.0e-4	4.2	3.3
IN	NS	4.3e-2	1.6e-2	0.7	0.7
	EW	1.3e-2	2.0e-3	1.1	1.2
ML	NS	-	-	-	-
	EW	-	-	-	-
VR	NS	8.5e-3	1.2e-3	1.4	1.8
	EW	6.6e-3	4.7e-3	1.9	1.2

5.2.6 Ergebnisse: Herdparameter von EGF- und Targetbeben

Kap. 5.2.2 und 5.2.3 zeigen, dass für die verwendeten EGF-Beben aus der Vrancea-Region kleinere Herdflächen anzunehmen sind, als für krustale Beben vergleichbarer Stärke. Demnach ergeben sich geeignete Herdflächenannahmen nach (5.49) mit $s = 4$. Weiterhin ist es nach den Ergebnissen in Kap. 5.2.4 legitim EGF-Anstiegszeit, Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumsposition mit den im Startmodell (Kap. 5.2.1) angewandten empirischen Beziehungen aus der Literatur, Faustregeln und vereinfachenden Annahmen abzuschätzen. Die EGF-Anstiegszeit ergibt sich danach aus (5.48). Damit sind für die EGF-Beben insgesamt folgende Parameter anzunehmen:

Beben	L [km]	W [km]	τ_R [ms]
11. Oktober 1997	0.30	0.39	10
30. Dezember 1997	0.35	0.44	10
8. November 1999	0.35	0.44	10
14. November 1999	0.35	0.44	10
6. April 2000	0.65	0.66	18

Die entsprechenden Parameter für die Targetbeben ergeben sich daraus durch Anwendung der Skalierungsbeziehungen (5.17), (5.18) und (5.19). Aus der Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 unter Verwendung des EGF-Bebens vom 10. Oktober 1997 ergibt sich somit:

Beben	L [km]	W [km]	τ_R [ms]
4. März 1977	8.40	10.92	280

Für das Beben vom 30. August 1986 folgt aus der Modellierung unter Verwendung der EGF-Beben vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999 und 14. November 1999:

Beben	L [km]	W [km]	τ_R [ms]
30. August 1986	6.30	7.92	180

Aus der Modellierung unter Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 folgt:

Beben	L [km]	W [km]	τ_R [ms]
30. August 1986	7.15	7.26	198

Bei beiden Targetbeben kann eine geschätzte Scherwellengeschwindigkeit von 4.5 km/s in Herdtiefe und eine Bruchgeschwindigkeit von $v_R = 0.8v_S = 3.6 \text{ km/s}$ angenommen werden. Weiterhin kann im Rahmen der Modellierung von einem Kreisbruch mit Hypozentrum in der Mitte der Herdfläche ausgegangen werden.

Mit (5.32) ergeben sich daraus für die EGF-Beben anzunehmende Spannungsabfälle von:

Beben	$\Delta\sigma_S$ [MPa]
11. Oktober 1997	≥ 90
30. Dezember 1997	≥ 86
8. November 1999	≥ 86
14. November 1999	≥ 86
6. April 2000	≥ 82

Für das Beben vom 4. März 1977 ist nach (5.32) folgender Spannungsabfall anzunehmen:

Beben	$\Delta\sigma_S$ [MPa]
4. März 1977	≥ 92

Den Ergebnissen aus der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 unter Verwendung der EGF-Beben vom 30. Dezember 1997, 8. November 1999 und 14. November 1999 entspricht ein statischer Spannungsabfall von:

Beben	$\Delta\sigma_S$ [MPa]
30. August 1986	≥ 82

Den Ergebnissen aus der Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 unter Verwendung des EGF-Bebens vom 6. April 2000 entspricht ein statischer Spannungsabfall von:

Beben	$\Delta\sigma_S$ [MPa]
30. August 1986	≥ 86

5.3 Diskussion

Von den Modellierungsergebnissen in Kap. 5.2.6 bedürfen vor allem die Abschätzungen der Spannungsabfälle einer ausführlicheren Diskussion. Ein Vergleich mit den Ausführungen in Kap. 5.1.4 zeigt, dass sie im Vergleich zu den Erfahrungswerten bei krustalen Beben (Kanamori and Anderson, 1975) sehr hoch sind, jedoch in einer Größenordnung liegen wie sie bei mitteltiefen Beben durchaus beobachtet wird (Mikumo, 1971; Chung and Kanamori, 1980; Fukao and Kikuchi, 1987). Insgesamt ergeben die verfügbaren Untersuchungen über Spannungsabfälle von Vrancea-Beben einschließlich der vorliegenden Arbeit jedoch ein sehr uneinheitliches Bild. Verschiedene Angaben zu den Spannungsabfällen der beiden Starkbeben vom 4. März 1977 und 30. August 1986, sind unter Angabe der jeweiligen Quelle in Tab. 5.3 zusammengefasst. Für das Beben vom 30. August 1986 befindet sich darunter auch ein bisher unveröffentlichter Wert, der von Oncescu, Bonjer und Rizescu aus dem Herdspektrum bestimmt wurde, das sich aus einer generalisierten Inversion nach Herdspektrum und Standorteffekt ergibt (Bonjer, pers. Kom.). Die Abschätzungen der vorliegenden Arbeit stimmen offensichtlich größenordnungsmäßig mit denen von Apopei and Bonjer (1983), Oncescu (1989) und Oncescu, Bonjer und Rizescu überein, stehen jedoch im Widerspruch zu denen von Räkera and Müller (1982), Trifu and Oncescu (1987) und Gusev et al. (2002).

Für das Beben vom 30. Mai 1990 und das Nachbeben am 31. Mai 1990 geben Oncescu, Bonjer und Rizescu $\Delta\sigma_D = 92MPa$ und $\Delta\sigma_D = 24MPa$ an (Bonjer, pers. Kom.).

Auch mit den Spannungsabfällen schwächerer Vrancea-Beben beschäftigen sich mehrere Studien. Die vorliegende Arbeit ergibt für fünf Beben mit $4.5 \leq M_W \leq 5.0$ ähnliche $\Delta\sigma_S$ wie für die beiden untersuchten Starkbeben. Die Mindestabschätzungen liegen zwischen 82 und 90 MPa. Oncescu (1986) untersucht 120 Beben mit $2.6 \leq M_W \leq 5.0$. Er erhält

Tabelle 5.3: Verfügbare Angaben der Spannungsabfälle der Beben vom 4. März 1977 (77/03/04) und 30. August 1986 (86/08/30) in MPa.

Beben	Quelle	Methode	Ergebnis [MPa]
77/03/04	Räkers and Müller (1982)	Herddimensionen aus Nachbebenverteilung	$\Delta\sigma_S = 5$
	Apopei and Bonjer (1983)	aus Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Brune (1970)	$\Delta\sigma_{S/D} = 100-500$
	Gusev et al. (2002)	aus Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Brune (1970)	$\Delta\sigma_{S/D} = 10-20$
	vorliegende Arbeit	Herddimensionen aus EGF-Modellierung	$\Delta\sigma_S \geq 92$
86/08/30	Trifu and Oncescu (1987)	Herddimensionen aus Nachbebenverteilung	$\Delta\sigma_S = 5$
	Oncescu (1989)	aus Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Brune (1970)	$\Delta\sigma_{S/D} = 84$
	Oncescu (1989)	aus erstem Anstieg der Fernfeld-Wellenform nach Boatwright (1980)	$\Delta\sigma_D = 96$
	Oncescu (1989)	aus a_{rms} nach Hanks and McGuire (1981)	$\Delta\sigma_D = 121$
	Oncescu (1989)	aus a_0 -level	$\Delta\sigma_D = 136$
	Oncescu, Bonjer, Rizescu	aus a_0 -level	$\Delta\sigma_D = 70$
	Gusev et al. (2002)	aus Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Brune (1970)	$\Delta\sigma_{S/D} = 10-20$
	vorliegende Arbeit	Herddimensionen aus EGF-Modellierung	$\Delta\sigma_S \geq 82-86$

unter Verwendung der Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Sato and Hirasawa (1973) $\Delta\sigma_S$ -Werte zwischen 0.1 und 66 MPa. Radulian and Popa (1996) bestimmt $\Delta\sigma_S$ für acht Beben mit $4.2 \leq M_W \leq 5.4$. Sie benutzen hierzu die Beziehung zwischen Eckfrequenz und Herddimension nach Boatwright (1980) und erhalten Werte zwischen 0.1 und 1.2 MPa. Für drei Beben mit $5.1 \leq M_W \leq 5.4$ ermitteln Popa and Radulian (2000) $\Delta\sigma_{S/D} = 29MPa$, $\Delta\sigma_{S/D} = 41MPa$ und $\Delta\sigma_{S/D} = 14MPa$. Sie verwenden die Beziehung von Brune (1970), um Eckfrequenz und Herddimension in Beziehung zu setzen. Diese Beziehung liegt auch der Studie von Gusev et al. (2002) zugrunde, nach der $\Delta\sigma_{S/D}$ für 12 Vrancea-Beben mit $4.1 \leq M_W \leq 6.0$ zwischen 1 und 10 MPa liegt. Unter den von Gusev et al. (2002) untersuchten Beben befindet sich auch das Beben vom 6. April 2000, für das in der vorliegenden Arbeit ein wesentlich höheres $\Delta\sigma_S$ gefunden wird.

Nach 5.3 variieren die Angaben zum statischen Spannungsabfall des Bebens vom 4. März 1977 um einen Faktor 19, die zum dynamischen Spannungsabfall des selben Bebens um einen Faktor 5. Beim Beben vom 30. August 1986 variieren die Angaben zum statischen Spannungsabfall um einen Faktor 17, die zum dynamischen Spannungsabfall um einen Faktor 7. Betrachtet man $\Delta\sigma_{S/D}$ aus der Beziehung von Brune (1970), wie Boatwright (1984) vorschlägt, nur als Maß für den dynamischen und nicht für dynamischen und statischen Spannungsabfall, ändert sich an diesem Umstand kaum etwas. Da somit z. T. sehr unterschiedliche Angaben zum selben Beben vorliegen und diese offensichtlich nicht als Unterschied zwischen statischem und dynamischem Spannungsabfall interpretiert werden können, wie Oncescu (1989) zunächst vorschlug, ist klar, dass die Variabilität der Angaben nicht in jedem Fall tatsächlichen Variationen des Spannungsabfalls entspricht.

Es fällt auf, dass die Untersuchungen, die für Vrancea-Beben Spannungsabfälle im Bereich dessen ergeben, was in Anlehnung an Kanamori and Anderson (1975) für krustale Beben gemeinhin als normal erachtet wird (0.1-10 MPa), ausnahmslos auf Abschätzungen der Herddimensionen aus der Nachbarbebenverteilung oder aus der Eckfrequenz des Herdspektrums basieren. Gerade diese beiden Methoden zur Bestimmung der Herddimensionen sind jedoch bekanntermaßen mit besonders großen Unsicherheiten behaftet.

Bei der Bestimmung der Herddimensionen aus der Nachbarbebenverteilung ist weder gesichert, dass die Nachbarbebenverteilung die Herdfläche tatsächlich widerspiegelt, noch existiert eine Definition, die frei von Willkür ist und festlegt welche Beben im Rahmen solcher Untersuchungen als Nachbarbeben zu gelten haben. Fehler, die dadurch bei der Bestimmung einer linearen Herddimension L oder W entstehen, gehen in der dritten Potenz in die Bestimmung des Spannungsabfalls ein. Die durchaus nicht unrealistische Annahme eines Fehlers um einen Faktor 2 bei der Bestimmung von L bzw. W bedeutet so-

mit z. B. einen Fehler von einem Faktor 8 bei der Bestimmung des statischen Spannungsabfalls.

Auch die Bestimmung der Eckfrequenz kann unter Umständen stark fehlerbehaftet sein. Sie kann aufgrund unkalkulierbarer Fluktuationen der FAS und nicht korrigierbarer Störanteile, vor allem im tieffrequenten Bereich, letztlich nicht ohne ein gewisses Maß an subjektiver Interpretation erfolgen. Eine wahrscheinlich noch schwerwiegendere Fehlerquelle bei Bestimmung von Eckfrequenzen stellt die hierfür notwendige Korrektur von Laufweg- und gegebenenfalls Standorteffekten dar. Die Korrektur der Laufwegeffekte erfolgt meist durch Verwendung einfacher, oft richtungsunabhängiger Abklingrelationen. Driad (1998) dagegen zeigt, dass eine derart einfache Darstellung die wahren Verhältnisse in der Vrancea-Region nur unzureichend wiedergibt. Insbesondere stellen Bonjer et al. (1999) eine Dämpfungsanomalie in Richtung der Station ML fest. Dies sei an dieser Stelle besonders hervorgehoben, da es sich hierbei um die einzige lokale Station handelt, die Gusev et al. (2002) zur Bestimmung der Spannungsabfälle verwenden. Dabei arbeiten auch sie mit einer einfachen richtungsunabhängigen Abklingrelation. Generell gehen auch die Fehler bei Bestimmung der Eckfrequenz in der dritten Potenz in die Berechnung des Spannungsabfalls ein. Atkinson and Beresnev (1997) machen auf ein weiteres Problem der Bestimmung des Spannungsabfalls aus der Eckfrequenz aufmerksam, das zusätzlich zu den großen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Eckfrequenz zu berücksichtigen ist. Sie weisen darauf hin, dass die theoretisch hergeleiteten formalen Beziehungen zwischen Spannungsabfall und Eckfrequenz auf stark vereinfachten Darstellungen der seismischen Quelle beruhen und ihre Gültigkeit somit insbesondere bei komplexeren Herdprozessen in Frage steht.

Es ist davon auszugehen, dass die Bestimmung der Herdfläche in der vorliegenden Arbeit sehr viel zuverlässigere Ergebnisse liefert, als die Bestimmung aus Nachbebenverteilung oder Eckfrequenz. Als bestes Modell ergeben sich

$$\begin{aligned} \text{Herdlänge:} \quad L[km] &= \frac{1}{4} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.38}{1.49}} & (5.54) \\ \text{Herdbreite:} \quad W[km] &= \frac{1}{4} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.06}{2.25}} \end{aligned}$$

Für

$$\begin{aligned} \text{Herdlänge:} \quad L[km] &= \frac{1}{3} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.38}{1.49}} & (5.55) \\ \text{Herdbreite:} \quad W[km] &= \frac{1}{3} \cdot 10^{\frac{M_w - 4.06}{2.25}} \end{aligned}$$

ergeben sich schlechtere Resultate. Es ist somit davon auszugehen, dass die

linearen Herddimensionen L und W weniger als 1.33 mal größer sind, als durch das beste Modell vorhergesagt. Für den Spannungsabfall bedeutet dies einen durch die Bestimmung der Herdfläche bedingten Fehler von weniger als einem Faktor $(1.33)^3 = 2.35$. Wegen des verwendeten EGF-Verfahrens erfolgt die Bestimmung unter Berücksichtigung empirisch belegter Laufweg- und Standorteffekte.

Eine Unsicherheit des angewendeten Verfahrens ist jedoch die an sich unbelegte Annahme eines konstanten Spannungsabfalls für Beben verschiedener Stärke. Die Überlegungen in Kap. 5.2.2 zeigen, dass die Annahme größerer EGF-Herdflächen und damit niedrigerer Spannungsabfälle für die EGF-Beben, als in Kap. 5.2.6 angegeben, nicht mit den Beobachtungen der sehr kurzen gemessenen Beschleunigungsimpulse der EGF vereinbar wäre. Die angegebenen Werte für die Beben vom 4. März 1977 und 30. August 1986 ergeben sich jedoch nur unter Verwendung der Annahme eines konstanten Spannungsabfalls. Theoretisch könnten für die beiden genannten Beben durchaus wesentlich niedrigere Spannungsabfälle angenommen werden. Will man die Richtigkeit des Irikura-Verfahrens nicht prinzipiell in Frage stellen, müssten dann jedoch, um bei der Modellierung der beiden Beben die beobachteten Amplituden zu erhalten, für die EGF-Beben noch höhere Spannungsabfälle angenommen werden, als dies in Kap. 5.2.6 ohnehin schon der Fall ist. Insbesondere aufgrund der Tatsache, dass sich bei Oncescu (1989) und Oncescu, Bonjer und Rizescu (unveröffentlicht) ohne die Annahme eines konstanten Spannungsabfalls ähnliche Werte für den Spannungsabfall des Bebens von 30. August 1986 ergeben wie in der vorliegenden Arbeit, wird diese Möglichkeit als unwahrscheinlich erachtet.

Insgesamt ergeben die Untersuchungen, die nicht auf Abschätzungen der Herddimensionen anhand von Nachbebenverteilung oder Eckfrequenz beruhen und deshalb vermutlich zuverlässigere Ergebnisse liefern, Spannungsabfälle, die etwa einen Faktor 10 über dem liegen, was nach Kanamori and Anderson (1975) für krustale Beben als normal zu gelten hat. Namentlich sind dies die Bestimmungen des Spannungsabfalls des Bebens vom 30. August 1986 mit unterschiedlichen Verfahren von Oncescu (1989), die bisher unveröffentlichte Studie von Oncescu, Bonjer und Rizescu und die vorliegende Arbeit. Z. T. ergeben sich auch bei der Bestimmung aus der Eckfrequenz Spannungsabfälle dieser Größenordnung (Apopei and Bonjer, 1983; Oncescu, 1989).

Somit müssen für die mitteltiefen Vrancea-Beben tatsächlich Spannungsabfälle angenommen werden, die um etwa einen Faktor 10 über denen typischer krustaler Beben liegen. Das Zustandekommen derart hoher Spannungsabfälle zu erklären wird eine zusätzliche Anforderung bei der Erstellung eines Modells zur Beschreibung der tektonischen Prozesse, die die Seismizität

der Vrancea-Region kontrollieren, darstellen. Nach den Untersuchungen von Mikumo (1971), Chung and Kanamori (1980) und Fukao and Kikuchi (1987) treten Spannungsabfälle in der Größenordnung, wie sie sich in dieser Arbeit für die Vrancea-Beben ergeben, typischerweise überwiegend bei mitteltiefen Beben in der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre an Subduktionszonen auf. Ob die Herde der Vrancea-Beben in subduzierter ozeanischer oder kontinentaler Lithosphäre lokalisiert sind, kann jedoch aufgrund der Ergebnisse dieser Arbeit nicht abschließend entschieden werden, da keine systematischen Untersuchungen von Spannungsabfällen in subduzierter kontinentaler Kruste vorliegen. Aus den Ergebnissen von Choy and McGarr (2002) könnte jedoch gefolgert werden, dass in diesem Fall niedrigere Spannungsabfälle zu erwarten wären, da in ozeanischem Untergrund offensichtlich grundsätzlich höhere Spannungsabfälle auftreten, als in kontinentalem.

Die Diskussion der resultierenden Abschätzungen der Spannungsabfälle in der vorliegenden Arbeit ist wegen der umgekehrten Proportionalität zwischen beiden Größen gleichbedeutend mit einer Diskussion der resultierenden Herdflächenabschätzungen. Letztere erübrigt sich deshalb.

v_S wurde auf 4.5 km/s geschätzt. Andere Autoren geben ähnliche Werte an. Nach Räckers and Müller (1982) beträgt v_S in Herdtiefe 4.6 km/s, nach Trifu and Oncescu (1987), Oncescu (1989) und Popa and Radulian (2000) dagegen 4.8 km/s. Für den Oberflächenbereich gibt Oncescu (1989) ein v_S von 3.5 km/s an. Auch was v_R bzw. v_S/v_R der Beben vom 4. März 1977 und 30. August 1986 angeht, stimmt das Modellierungsergebnis $v_R = 0.8v_S = 3.6\text{km/s}$ der vorliegenden Arbeit gut mit den Aussagen anderer Autoren überein. Nach Räckers and Müller (1982) ist für das Beben vom 4. März 1977 $v_R = 0.8v_S = 3.7\text{km/s}$. Für das Beben vom 30. August 1986 ist nach Oncescu (1989) $v_R = 0.7v_S = 3.36\text{km/s}$. Trifu and Oncescu (1987) geben mit $v_R = 0.9v_S = 4.3\text{km/s}$ etwas höhere Werte für v_S/v_R und v_R an.

Für die Anstiegszeiten, die sich aus den Modellierungen ergeben (siehe Kap. 5.2.6) liegen keine Vergleichswerte vor. Die Modellierung zeigt sich gegenüber diesem Parameter ohnehin als relativ unempfindlich. Es erweist sich als legitim die Anstiegszeit nach (5.48) abzuschätzen. Die Ergebnisse in Kap. 5.2.5 zeigen jedoch, dass durchaus auch längere Anstiegszeiten möglich sind.

Ähnlich ist das Modellierungsergebnis in Bezug auf die Hypozentrumsposition zu sehen. Die Annahme sie läge in der Mitte der Bruchfläche erweist sich im Rahmen der EGF-Simulation als legitim, obwohl in der Realität sicher keine derart einfache Geometrie vorliegt.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft DFG finanzierten Sonderforschungsbereiches „SFB 461 - Starkbeben: Von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmassnahmen“, der es sich als ein Hauptziel gesetzt hat Risikominderungsstrategien für Rumäniens Hauptstadt Bukarest zu entwickeln und zu verwirklichen, liefert die vorliegende Arbeit zwei Beiträge als Grundlage für Projekte in den Bereichen Gefährdungsanalyse und Echtzeit-Seismologie: a) Die Quantifizierung von standorteffektbedingten lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest und b) die Bestimmung von Herdparametern, insbesondere der statischen Spannungsabfälle, von Vrancea-Beben durch EGF-Modellierung.

Die Untersuchung der standorteffektbedingten lateralen Variationen seismischer Bodenbewegung in Bukarest erfolgt anhand von Aufzeichnungen starker und schwächerer Beben aus einem Momentenmagnitudenbereich von 3.6 bis 7.1. Dabei werden drei Parameter zur Quantifizierung herangezogen, nämlich PGA, Intensität und FAS. PGA und FAS werden auf die jeweilige Aufzeichnung an der Referenzstation IN normiert. Auf diese Art und Weise lassen sich die Beobachtungen bei verschiedenen Beben miteinander vergleichen. Daraus folgen vier wichtige Ergebnisse.

Das erste Ergebnis ist, dass erhebliche laterale Variationen der seismischen Bodenbewegung innerhalb der Stadt beobachtet werden. Die normierten PGA-Werte an den westlichen bzw. nordwestlichen Standorten BO und BP liegen im Mittel um einen Faktor von 2.7 höher, als an der Referenzstation IN im Osten Bukarests. Die instrumentelle Intensität variiert für das Beben vom 30. August 1986 zwischen 6.4 und 7.5 und für das Beben vom 30. Mai 1990 zwischen 6.6 und 7.3. Die spektralen Verhältnisse in Bezug auf die Referenzstation IN variieren im Frequenzbereich unter 2 Hz innerhalb der

Stadt nur wenig, während an einigen Standorten eine deutliche Verstärkung im höherfrequenten Bereich auftritt. Im Frequenzbereich zwischen 2 und 5 Hz liegen die normierten spektralen Werte an der westlichen Station BO im Mittel um einen Faktor 3.3 höher, als an der Station IN im Osten.

Die beschriebenen Beobachtungen beinhalten bereits das zweite wichtige Ergebnis, nämlich, dass sich tieffrequente (< 2 Hz) und hochfrequente (2-5 Hz) Signalanteile bezüglich der lateralen Variationen auf die oben beschriebene Weise deutlich voneinander unterscheiden.

Als drittes Ergebnis ist festzuhalten, dass in der Verstärkung der Bodenbewegung bestimmte geographische Trends erkennbar sind. Bei den PGA und den hochfrequenten Anteilen der FAS werden nordwestlich des Zentrums höhere Werte beobachtet, als im Zentrum. Am Südrand der Stadt sind die Werte tendenziell niedriger, als am Nordrand. Erste Rechnungen mit bereits verfügbaren Daten aus der noch nicht abgeschlossenen URS-Messkampagne verifizieren diese Beobachtungen und zeigen, dass sich mit diesen zusätzlichen Daten vermutlich ein differenzierteres Bild ergeben wird, dass grob mit Mikrozonierungen Bukarests von vor 1977 übereinstimmt (z. B. Mandrescu, 1972). Da das Schadensbild beim Beben vom 4. März 1977 nicht mit diesen Mikrozonierungen übereinstimmte, würde sich dann die Frage stellen, ob laterale Variationen der Bodenverstärkung überhaupt einen entscheidenden Einfluss auf die Schadensverteilung ausgeübt haben, oder ob diese in erster Linie durch die unterschiedliche Vulnerabilität der Bauten kontrolliert wurde. Weiterhin zeichnet sich unter zusätzlicher Verwendung der URS-Daten die Möglichkeit einer Hypothese über den Zusammenhang zwischen Geologie und Bodenverstärkung ab. So scheint es eine Hochverstärkungszone entlang den Dimbovita-Auen mit weichem sedimentären Untergrund und eine Zunahme der Bodenverstärkung mit zunehmender Mächtigkeit der quartären Schichten in Richtung Norden zu geben.

Am überraschendsten ist jedoch das vierte Ergebnis. Es ist die Beobachtung starker Schwankungen der normierten PGA und FAS bei verschiedenen Beben an jeweils der selben Station. Diese Beobachtung weist eine eventuelle Standorteffektvorhersage aufgrund der Parametrisierung der Bodenbewegung als Faltung von Herd-, Laufweg und Standorteffekten, wie sie in (4.1) dargestellt ist, als stark fehlerbehaftet aus. Dies muss damit erklärt werden, dass diese Parametrisierung eine unvollständige Beschreibung der Bodenbewegung darstellt. Anstatt über physikalische Erklärungen dieses Umstandes zu spekulieren, erscheint es im Moment sinnvoller diese Variationen als aleatorisch einzustufen, sie systematisch zu quantifizieren und die Vorhersage zukünftiger standorteffektbehafteter Bodenbewegungen in probabilistischer Art und Weise zu gestalten.

Die beschriebene Quantifizierung der lateralen Variationen der Boden-

bewegung in Bukarest stellt eine mögliche Grundlage für die Abschätzung von Bodenbewegungen an nicht instrumentierten Standorten dar. Dadurch können diese als zusätzliche virtuelle Stützpunkte bei der Interpolation von Bodenbewegungsparametern genutzt werden. Die Generierung flächenhafter Abbilder der Bodenbewegung durch Interpolation punktueller Beobachtungen bzw. Simulationen stellt ein wichtiges Element in Gefährdungsanalyse und Echtzeit-Seismologie dar.

Die Echtzeit- bzw. Quasi-Echtzeit-Anwendung sind so genannte Quasi-Echtzeit-Erschütterungskarten nach dem Vorbild der südkalifornischen ShakeMaps Wald et al. (1999). Ein Konzept, wie die oben zusammengefassten Ergebnisse in diesem Sinne genutzt werden können, wird ebenfalls in der vorliegenden Arbeit dargelegt. Es unterscheidet sich von dem südkalifornischen Vorbild dadurch, dass es a) nur die oben beschriebenen normierten PGA und FAS als Standortinformationen benutzt und b) schrittweise gegliedert ist, sodass erste näherungsweise Karten auch dann generiert werden können, wenn die technischen Mittel, die Voraussetzung für die folgenden Schritte sind nicht zur Verfügung stehen.

Die Bestimmung der statischen Spannungsabfälle und anderer Herdparameter von Vrancea-Beben erfolgt durch Modellierung der Beben vom 4. März 1977 ($M_W = 7.4$) und vom 30. August 1986 ($M_W = 7.1$) mit dem EGF-Simulationsverfahren von Irikura. Als EGF-Beben werden dabei für die Modellierung des Bebens vom 4. März 1977 das Beben vom 11. Oktober 1997 ($M_W = 4.5$) und für die Modellierung des Bebens vom 30. August 1986 die Beben vom 30. Dezember 1997 ($M_W = 4.6$), 8. November 1999 ($M_W = 4.6$), 14. November 1999 ($M_W = 4.6$) und 6. April 2000 ($M_W = 5.0$) verwendet. Es ergeben sich drei wichtige Ergebnisse.

Als erstes Ergebnis ist festzuhalten, dass sich offensichtlich alle fünf als EGF-Beben verwendete Beben als gleichermaßen geeignet erweisen. Die Modellierung ergibt für alle fünf die selben Resultate. In allen Fällen können Herdflächen und Anstiegszeiten von EGF- und Targetbeben mit den gleichen Beziehungen abgeschätzt und zu Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumposition des Targetbebens die selben Annahmen gemacht werden.

Als zweites, wichtigeres Ergebnis folgen aus der Modellierung für EGF- und Targetbeben sehr kleine Herdflächen und damit statische Spannungsabfälle im Bereich von über 80 MPa. Diese Abschätzung liegt weit über den Werten für typische krustale Beben. Für mitteltiefe Beben, wie die der Vrancea-Region, ist dies jedoch nicht unbedingt ungewöhnlich (siehe Mikumo, 1971; Chung and Kanamori, 1980; Fukao and Kikuchi, 1987). Das Ergebnis ist nur z. T. in Übereinstimmung mit der bisher erschienenen Literatur zu den Spannungsabfällen von Vrancea-Beben. Diese gibt ein sehr unstimmgames Bild ab. Z. T. variieren die Angaben verschiedener Autoren zum

Spannungsabfall des selben Bebens um bis zu einem Faktor 20. Angaben des Spannungsabfalls, die wesentlich unter den Ergebnissen dieser Arbeit liegen, lassen sich aber vermutlich auf Unsicherheiten bei der Bestimmung der Herddimensionen aus Nachbebenverteilung oder Eckfrequenz zurückführen. Untersuchungen mit verschiedenen Bestimmungsmethoden, die nicht von den beiden genannten Methoden Gebrauch machen und deshalb vermutlich zuverlässiger sind (Oncescu (1989); Oncescu, Bonjer und Rizescu (unveröffentlicht); vorliegende Arbeit) ergeben jedoch ausnahmslos Spannungsabfälle, die etwa einen Faktor 10 über den Werten liegen, die nach Kanamori and Anderson (1975) für krustale Beben als normal gelten.

Weiterhin erweist es sich als legitim die Scherwellengeschwindigkeit, sowie Bruchgeschwindigkeit und Hypozentrumsposition des Targetbebens und die Anstiegszeit des EGF-Bebens im Rahmen der EGF-Simulation mit bestimmten empirischen Beziehungen aus der Literatur, Faustregeln und vereinfachenden Annahmen abzuschätzen. Dies ist das dritte Ergebnis der Modellierung. Im einzelnen wird hierzu die Scherwellengeschwindigkeit v_S auf 4.5km/s und die Bruchgeschwindigkeit v_R auf $0.8v_S = 3.6\text{km/s}$ geschätzt, die Hypozentrumsposition in der Mitte der Bruchfläche angenommen und die Anstiegszeit des EGF-Bebens mit der aus Heaton (1990) abgeleiteten Beziehung (5.48) berechnet.

Die ermittelten Herdparameter dienen als mögliche Grundlage für zukünftige Bodenbewegungssimulationen. Diese wiederum stellt ein zentrales Element der Gefährdungsanalyse dar.

Literaturverzeichnis

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72:1217–1231.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology, Vol. I + II*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, USA.
- Aldea, A., Arion, C., and Okawa, I. (2001). Microzonation of Bucharest soil response. In Lungu, D. and Saito, T., editors, *Earthquake hazard estimation and countermeasures for existing fragile buildings*, pages 67–80. Independant Film, Bucharest, Romania.
- Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, J. N., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R., and Onate, M. (1986). Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake. *Science*, 233:1043–1049.
- Andrews, D. J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. In Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C. H., editors, *Earthquake source mechanics*, pages 259–268. American Geophysical Union, Washington D. C., USA.
- Apopei, I. and Bonjer, K.-P. (1983). Reinterpretation der in Bukarest und Nis (Jugoslawien) aufgezeichneten Accelerogramme des Vrancea-Bebens vom 4. März 1977. In *SFB 108 - Spannung und Spannungsumwandlung in der Lithosphäre - Berichtsband für die Jahre 1981-1983*, pages 117–119.
- Atkinson, G. M. and Beresnev, I. (1997). Don't call it stress drop. *Seismol. Res. Let.*, 68:3–4.
- Bard, P. Y. (1995). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In *Proceedings on the 10th European conference on earthquake engineering*, pages 305–323.
- Bard, P. Y. (1999). Local effects on strong ground motion; physical basis and estimation methods in view of microzonation studies. In *Proceedings*

on the advanced study course seismotectonic and microzonation techniques in earthquake engineering: integrated training in earthquake risk reduction practices, pages 125–217.

Bard, P.-Y. and Riepl-Thomas, J. (2000). Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion. In Kausel, E., editor, *Wave motion in earthquake engineering*, pages 37–95. WIT Press, Southampton, UK.

Bendimerad, F. (2002). Megacities, megarisk. Internet-Seite: <http://www.proventionconsortium.org/articles/megacities.htm>.

Boatwright, J. (1980). A spectral theory for circular seismic sources: simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiated seismic energy. *BSSA*, 70:1–27.

Boatwright, J. (1984). Seismic estimates of stress release. *J. Geophys. Res.*, 89:6961–6968.

Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting. *BSSA*, 78:489–508.

Bonjer, K.-P., Grecu, B., Rizescu, M., Radulian, M., Sokolov, V. Y., Mandrescu, N., Lungu, D., and T., M. (2002). Assessment of site effects in downtown Bucharest by recordings of ambient noise, moderate and large intermediate depth earthquakes of Vrancea focal zone (abstract). In *Book of abstracts from the XXVIII. general assembly of the European Seismological Commission (ESC)*, page 276.

Bonjer, K.-P., Oncescu, M. C., Driad, L., Novak, O., Rizescu, M., and Ionescu, C. (1998). Das seismogene Potential der Vrancea Subduktionszone - Quantifizierung von Herd- und Standorteffekten bei Grossbeben. In *SFB 461 - Starkbeben: Von Geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieur-massnahmen - Berichtsband für die Jahre 1996-1999*, pages 199–242.

Bonjer, K.-P., Oncescu, M. C., Driad, L., and Rizescu, M. (1999). A note on empirical site responses in Bucharest, Romania. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 149–162. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

Bonjer, K.-P., Sokolov, V. Y., Wirth, W., Rizescu, M., Driad, L., and Trembl, M. (2001). Das seismogene Potential der Vrancea Subduktionszone - Quantifizierung von Herd- und Standorteffekten bei Grossbeben. In *SFB 461 -*

Starkbeben: Von Geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmassnahmen - Berichtsband für die Jahre 1999-2001, pages 259–293.

Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *BSSA*, 73:1865–1894.

Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and appl. geophys.*, 160:635–676.

Boore, M. D., Joyner, W. B., and Funal, T. E. (1994). Estimation of response spectra and peak accelerations from western North America earthquakes: an interim report, part 2. USGS Open-File Report 94-127.

Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *BSSA*, 60:29–61.

Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependant response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, 10:617–654.

Brune, J. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 84:4997–5009.

Building Research Institute/Ministry of Construction (Japan) - Observational Committee of Strong Motion Earthquake (1978). Kenchiku Kenkyu Shiryo no. 20 - Digitized data of strong-motion earthquake accelerograms in Romania (march 4. 1977). Technical report.

Burridge, R. and Knopoff, L. (1964). Body force equivalents for seismic dislocation. *BSSA*, 54:1875–1888.

Campbell, K. W. (1981). Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. *BSSA*, 71:2039–2070.

Chernov, Y. K. and Sokolov, V. Y. (1983). Some relations between ground motion parameters and felt intensity of the earthquakes. *Engineering Seismology Problems*, 24:96–111.

Chernov, Y. K. and Sokolov, V. Y. (1988). Earthquake felt intensity estimation using the strong ground motion spectra. *Engineering Seismology Problems*, 29:62–73.

Choy, G. L. and McGarr, A. (2002). Strike-slip earthquakes in oceanic lithosphere; observations of exceptionally high apparent stress. *Geophys. J. Int.*, 150:506–523.

- Chung, W.-Y. and Kanamori, H. (1980). Variation of seismic source parameters and stress drops within a descending slab and its implications in plate mechanics. *Phys. Earth Planet. Int.*, 23:134–159.
- Constantinescu, L. and Enescu, D. (1964). Fault-plane solutions for some Roumanian earthquakes and their seismotectonic implication. *J. Geophys. Res.*, 69:667–674.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *BSSA*, 18:1583–1606.
- Day, S. (1982). Three-dimensional finite-difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity. *BSSA*, 72:705–727.
- Diehl, T., Ritter, J., Balan, S. F., Bonjer, K.-P., and Wirth, W. (2004). URS - Urban seismology: a broadband experiment in the city of Bucharest, Romania (abstract). In *Tagungsprogramm der 64. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, page 528.
- Driad, L. (1998). Report on the attenuation analysis for site-source separation. In *SFB 461 - Starkbeben: Von Geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmassnahmen - Berichtsband für die Jahre 1996-1999*, pages 227–231.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model (PREM). *Phys. Earth Planet. Int.*, 25:297–356.
- Earthquake and Megacities Initiative (2002). About EMI. Internet-Seite: <http://www-megacities.physik.uni-karlsruhe.de>.
- Field, E. H. (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge induced waves. *BSSA*, 86:991–1005.
- Field, E. H. and Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *BSSA*, 85:1127–1143.
- Field, E. H. and the SCEC Phase III Working Group (2000). Accounting for site effects in probabilistic seismic hazard analysis of Southern California: overview of the SCEC phase III report. *BSSA*, 90:1–31.
- Fukao, Y. and Kikuchi, M. (1987). Source retrieval for mantle earthquakes by iterative deconvolution of long-period P- waves. *Tectonophysics*, 144:249–269.

- Gao, S., Liu, H., Davis, P. M., and Knopoff, L. (1996). Localized amplification of seismic waves and correlation with damage due to the Northridge earthquake. *BSSA*, 86:S209–S230.
- Georgescu, E. S. (2001). Pattern and trends for earthquake disaster prevention policy in Romania. In Lungu, D. and Saito, T., editors, *Earthquake hazard estimation and countermeasures for existing fragile buildings*, pages 285–292. Independant Film, Bucharest, Romania.
- Georgescu, E. S., Popescu, P., Sandi, H., and Stancu, O. (1999). Towards a national earthquake protection program under the conditions of Romania. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 241–250. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Giardini, D., Grünthal, G., K., S., and P., Z. (2003). The GSHAP global seismic hazard map. In Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., and Kisslinger, C., editors, *International handbook of earthquake and engineering seismology, part A*, pages 1233–1240. Academic Press, Massachusetts, USA.
- Giardini, D. E. (1999). The global seismic hazard assesement programm (GSHAP) - 1992/1999. *Annali di Geofisica*, 42(6):272 pp.
- Gottschämmer, E. (2002). *Kinematic and dynamic simulation of ground motion: implications for seismic hazard assesement*. PhD thesis, Geophysikalisches Institut, TU Karlsruhe.
- GSHAP (2003). Global seismic hazard assesement program. Internet-Seite: <http://seismo.ethz.ch/gshap/>.
- Gusev, A., Radulian, M., Rizescu, M., and Panza, G. F. (2002). Source scaling of intermediate-depth Vrancea earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 151:879–889.
- Gutenberg, B. (1945). Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *BSSA*, 35:3–12.
- Hanks, T. C. (1982). f_{max} . *BSSA*, 72:1867–1879.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *J Geophys. Res.*, 84:2348–2350.
- Hanks, T. C. and McGuire, R. K. (1981). The character of high-frequency strong ground motion. *BSSA*, 71:1897–1919.

- Heaton, T. (1990). Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys. Earth Planet. Int.*, 64:1–20.
- Hu, Y.-X., Liu, S.-C., and Dong, W. (1996). *Earthquake engineering*. E & FN Spon, London, UK.
- Husid, R. L. (1969). Analisis de terremotos: annalisis general. *Revesita del IDIEM*, 8:21–42.
- Hutchings, L. (1991). „Prediction“ of strong ground motion for the 1989 Loma Prieta earthquake using empirical Green’s functions. *BSSA*, 81:1813–1837.
- Hutchings, L. (1994). Kinematic earthquake models and synthesized ground motion using empirical Green’s functions. *BSSA*, 84:1028–1050.
- Hutchings, L. and Wu, F. (1990). Empirical Green’s functions from small earthquakes: a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake. *J. Geophys. Res.*, 95:1187–1214.
- Idriss, I. M. and Seed, H. B. (1968). An analysis of ground motion during the 1957 San Francisco earthquake. *BSSA*, 58:2013–2032.
- Irikura, K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes. *Bulletin of the disaster prevention research institute*, 33:63–104.
- Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green’s function. In *Proceedings on the 7th Japan earthquake engineering symposium*, pages 151–156.
- Irikura, K. (1999). Techniques for the simulation of strong ground motion and deterministic seismic hazard analysis. In *Proceedings on the advanced study course seismotectonic and microzonation techniques in earthquake engineering: integrated training in earthquake risk reduction practices*, pages 453–554.
- Irikura, K. and Muramatsu, I. (1982). Synthesis of strong ground motions from large earthquakes using observed seismograms of small events. In *Proceedings on the 3rd international earthquake microzonation conference, Vol. I*, pages 447–458.
- Joyner, W. B. and Boore, D. M. (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records of the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *BSSA*, 71:2011–2038.

- Joyner, W. B., Warrick, R. E., and Oliver, A. A. (1976). Analysis of seismograms from a downhole array in sediments near San Francisco bay. *BSSA*, 66:937–958.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82:2981–2987.
- Kanamori, H. (1993). Locating earthquakes with amplitude: application to real-time seismology. *BSSA*, 83:264–268.
- Kanamori, H. (1994). Mechanics of earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22:207–237.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *BSSA*, 65:1073–1095.
- Kanamori, H., Hauksson, E., and Heaton, T. (1997). Real-time seismology and earthquake hazard mitigation. *Nature*, 390:461–464.
- Kanamori, H., Mori, J., and Heaton, T. H. (1990). The 3 December 1988, Pasadena earthquake ($m_L = 4.9$) recorded with the very broadband system in Pasadena. *BSSA*, 80:483–487.
- Kienzle, A. (2002). *Seismische Mikrozonierung von Bukarest - eine GIS-gestützte statistische Analyse der Erdbebengefährdung*. PhD thesis, Institut für Angewandte Geologie, TU Karlsruhe.
- Kinematics (1987). Seismic workstation strong motion data analysis user's manual, 301441, rev. E.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall, New Jersey, USA.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84:4749–4762.
- Lay, T. and Wallace, J. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press, San Diego, USA.
- Lermo, J. F., Francisco, S., and Chavez-Garcia, J. (1995). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *BSSA*, 83:1574–1594.
- Lomax, A. (1991). User manual for Seisgram. In Lee, W. H. K., editor, *Digital Seismogram Analysis and Waveform Inversion, IASPEI Software Library vol. 3*.

- Lungu, D., Aldea, A., Moldoveanu, T., Ciugedean, V., and Stefanica, M. (1999a). Near-surface geology and dynamic properties of soil layers in Bucharest. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 137–148. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Lungu, D., Arion, C., Aldea, A., and Cornea, T. (2001). City of Bucharest seismic profile: from hazard estimation to risk mitigation. In Lungu, D. and Saito, T., editors, *Earthquake hazard estimation and countermeasures for existing fragile buildings*, pages 43–66. Independant Film, Bucharest, Romania.
- Lungu, D., Cornea, T., Aldea, A., and Zaicenco, A. (1997). Basic representation of seismic action. In Lungu, D., Mazzolani, F., and Savidis, S., editors, *Design of structures in seismic zones*, pages 9–60. Bridgeman Ltd., Timisoara, Romania.
- Lungu, D., Cornea, T., and Nedelcu, C. (1999b). Hazard assesement and site-dependant response for Vrancea earthquake. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 251–268. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Mandrescu, N. (1972). Experimental researches on seismic microzoning. *St. Cer. Geol. Geogr. Geofiz*, 10:103–116.
- Mandrescu, N. and Radulian, M. (1999). Seismic microzoning of Bucharest: a critical review. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 109–122. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Medvedev, S. V. (1962). *Inzhenernaya seismologiya*. Gosudarstvennoe Izdatel'stvo Literatury po Stroitel'stvu, Arkhitekture i Stroitel'nym Materialam, Moskau.
- Microsoft Corporation (2002). 'Bukarest', Microsoft [®] Encarta [®] Online Enzyklopädie 2002. Internet-Seite: <http://www.msn.de>©1997-2002 Microsoft Corporation.
- Mikumo, M. (1971). Source process of deep and intermediate earthquakes inferred from long-period P and S waveforms - 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan. *J. Phys. Earth*, 19:303–320.

- Moldovan, I.-A., Enescu, B. D., and Ionescu, C. (2000). Predicting peak ground horizontal acceleration for Vrancea large earthquakes using attenuation relations for moderate shocks. *Romanian J. Phys.*, 45:785–800.
- Moldoveanu, C. L. and Panza, G. F. (1999). Modelling, for microzonation purposes, of the seismic ground motion in Bucharest, due to the Vrancea earthquake of May 30, 1990. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 85–97. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Mori, J. and Shimazaki, K. (1984). High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong motion records. *BSSA*, 74:1529–1544.
- Murphy, J. R. and O’Brian, L. J. (1977). The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *BSSA*, 67:877–915.
- Musson, R. M. W. (1999). Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region. *Annali di Geofisica*, 42:1109–1124.
- Musson, R. M. W. (2000). Generalised seismic hazard maps for the Pannonian Basin using probabilistic methods. In Panza, G. F., Radulian, M., and Trifu, C.-I., editors, *Seismic hazard of the Circum-Pannonian region*, pages 147–169. Birkhäuser Verlag, Basel, Switzerland.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30:25–33.
- Oancea, V., Bazacliu, O., and Mihalache, G. (1993). Estimation of the coda quality factor for the Romanian territory. *Phys. Earth Planet. Int.*, 67:87–94.
- Oncescu, L. and Rizescu, M. (1994). Conversion program package for seismological digital data on PCs. *Computer and Geosciences*, 20:193–196.
- Oncescu, M. C. (1986). Some source and medium properties of the Vrancea seismic region. *Tectonophysics*, 126:245–258.
- Oncescu, M. C. (1989). Investigation of a high stress drop earthquake on August 30, 1986 in the Vrancea region. *Tectonophysics*, 163:35–43.
- Oncescu, M. C. and Bonjer, K.-P. (1997). A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics*, 272:291–302.

- Oncescu, M. C., Bonjer, K.-P., and Rizescu, M. (1999a). Weak and strong ground motion of intermediate depth earthquakes from the Vrancea region. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 27–42. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Oncescu, M. C., Marza, V. I., Rizescu, M., and Popa, M. (1999b). The Romanian earthquake catalogue between 984-1997. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 43–48. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Orlowsky, D., Witte, C., and Loske, B. (2004). Durchführung und Auswertung von seismischen Messungen in Bukarest nach dem Verfahren des Multi Offset Vertical Seismic Profilings. Abschlussbericht, Deutsche Montan Technologie GmbH - DMT, Essen, Germany.
- Park, S. and Ellrick, S. (1998). Predictions of shear wave velocities in southern California using surface geology. *BSSA*, 88:677–685.
- Parsons, I. D., Hall, J. F., and Lyzenga, G. A. (1988). Relationships between the average offset and the stress drop for two- and three-dimensional faults. *BSSA*, 78:931–945.
- Plenefisch, T. (1996). *Untersuchungen des Spannungsfeldes im Bereich des Rheingrabens mittels der Inversion von Herdflächenlösungen und Abschätzung der bruchspezifischen Reibungsparameter*. PhD thesis, Geophysikalisches Institut, TU Karlsruhe.
- Popa, M. and Radulian, M. (2000). Test of the empirical Green's function deconvolution on Vrancea (Romania) subcrustal earthquakes. *Stud. Geoph. et Geod.*, 44:403–429.
- Radulian, M., Mandrescu, N., Panza, G. F., Popescu, E., and Utale, A. (2000). Characterization of seismogenic zones of Romania. In Panza, G. F., Radulian, M., and Trifu, C.-I., editors, *Seismic hazard of the Circum-Pannonian region*, pages 57–77. Birkhäuser Verlag, Basel, Switzerland.
- Radulian, M. and Popa, M. (1996). Scaling of source parameters for the Vrancea intermediate depth earthquakes. *Tectonophysics*, 261:67–81.
- Räkers, E. and Müller, G. (1982). The Romanian earthquake of March 4, 1977: III. Improved focal model and moment determination. *J. Geophys.*, 50:143–150.

- Reiter, L. (1991). *Earthquake hazard analysis*. Columbia University Press, New York, USA.
- Ruff, L. J. (2002). State of stress within the earth. In Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., and Kisslinger, C., editors, *International handbook of earthquake and engineering seismology, part A*, pages 539–557. Academic Press, Massachusetts, USA.
- Sanchez-Sesma, F. and Campillo, M. (1993). Topographic effects for incident P, SV, and Rayleigh waves. *Tectonophysics*, 218:113–125.
- Sandi, H. (1999). Earthquake risk analysis and management. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 309–320. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Sandi, H. (2001). Obstacles to earthquake risk reduction encountered in Romania. In Lungu, D. and Saito, T., editors, *Earthquake hazard estimation and countermeasures for existing fragile buildings*, pages 261–266. Independant Film, Bucharest, Romania.
- Sandi, H. and Perlea, V. (1982). Studii ingeneresti asurpa miscarii seismice a terentului. In Balan, S., Christescu, V., and Cornea, I., editors, *Cutremurul de pamint din Romania de la 4 Martie 1977*, pages 137–216. Editura Academiei Republicii Socialiste Romania.
- Sato, T. and Hirasawa, T. (1973). Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. Phys. Earth*, 21:415–431.
- Seed, R. B., Dickenson, S. E., Reimer, M. F., Bray, J. D., Sitar, N., Mitchell, J. K., Idriss, I. M., Kayen, R. E. and Kropp, A., Harder, L. F., and Power, M. S. (1990). Preliminary report on the principal geotechnical aspects of the October 17, 1989 Loma Prieta earthquake. Report UCB/EERC 90/05, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Sokolov, V. Y. (2002). Seismic intensity and Fourier acceleration spectra: revised relationship. *Earthquake Spectra*, 18:161–187.
- Sokolov, V. Y. and Chernov, Y. K. (1998). On the correlation of seismic intensity with Fourier amplitude spectra. *Earthquake Spectra*, 14:679–694.
- Sokolov, V. Y., Loh, C.-H., and Wen, K.-L. (2000). Empirical model for estimating Fourier amplitude spectra of ground acceleration in Taiwan region. *Earthquake Engineering and structural dynamics*, 29:339–357.

- Sokolov, V. Y. and Wald, D. J. (2002). Instrumental intensity distribution for the Hector Mine, California, and the Chi-Chi, Taiwan, earthquakes: comparison of two methods. *BSSA*, 92:2145–2162.
- Sperner, B., Lorenz, F. P., Bonjer, K.-P., Hettel, S., Müller, B., and Wenzel, F. (2001). Slab break-off - abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova*, 13:172–179.
- Tarapoanca, M., Garcia-Castellanos, D., Bertotti, G., Matenco, L., and Cloetingh, S. A. P. L. and Dinu, C. (2004). Role of 3-d distributions of load and lithospheric strength in orogenic arcs: polystage subsidence in the Carpathian foredeep. *Earth and Planet. Science Let.*, 221:163–180.
- Thatcher, W. and Hanks, T. C. (1973). Source parameters of southern California earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 78:8547–8576.
- Toro, G. R., Abrahamson, N. A., and Schneider, J. F. (1997). Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismol. Res. Let.*, 68:41–57.
- Trifu, C.-I. and Oncescu, M. C. (1987). Fault geometry of August 30, 1986 Vrancea earthquake. *Annales Geophysicae*, 5B:727–730.
- Trifunac, M. D. and Brady, A. G. (1975a). On the correlation of seismic intensity with peaks of recorded strong ground motion. *BSSA*, 65:139–162.
- Trifunac, M. D. and Brady, A. G. (1975b). A study of the duration of strong earthquake ground motion. *BSSA*, 65:581–626.
- Tull, J. (1987). SAC: seismic analysis code. Lawrence Livermore National Laboratory - Computer software manual.
- Wald, D., Quitoriano, V., Heaton, T. H., Kanamori, H., Scrivener, C. W., and Worden, C. B. (1999). TriNet ShakeMaps: rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in Southern California. *Earthquake Spectra*, 15:537–564.
- Ward, P. (1989). SUDS - Seismic unified data system. USGS Open-File Report 89-188.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *BSSA*, 84:974–1002.

- Wenzel, F. (1997a). Strong earthquakes: a challenge for Geosciences and Civil Engineering - a new collaborative research center in Germany. *Seismological Research Letters*, 68:438–443.
- Wenzel, F. (1997b). Vrancea earthquakes: from hazard assesement to risk mitigation. In *Proceedings on the first international earthquake and megacities workshop in Seeheim, Release II*, pages 301–308.
- Wenzel, F., Lorenz, F. P., Sperner, B., and Oncescu, M. C. (1999). Seismotectonics of the Romanian Vrancea area. In Wenzel, F., Lungu, D., and Novak, O., editors, *Vrancea earthquakes: tectonics, hazard and risk mitigation*, pages 15–26. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Wyss, M. (2001). Why is earthquake prediction research not progressing faster ? *Tectonophysics*, 338:217–223.

Anhang A

Mittlere normierte PGA-Werte

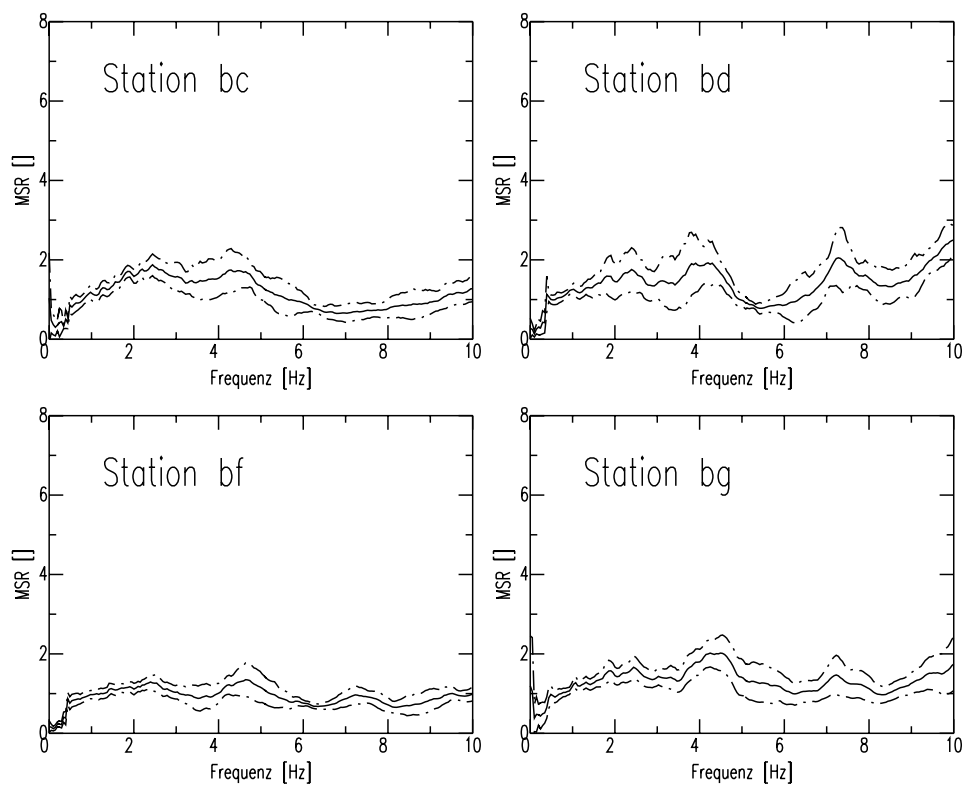
Mittlere normierte PGA-Werte (Referenzstation INCERC) aus 23 untersuchten Beben:

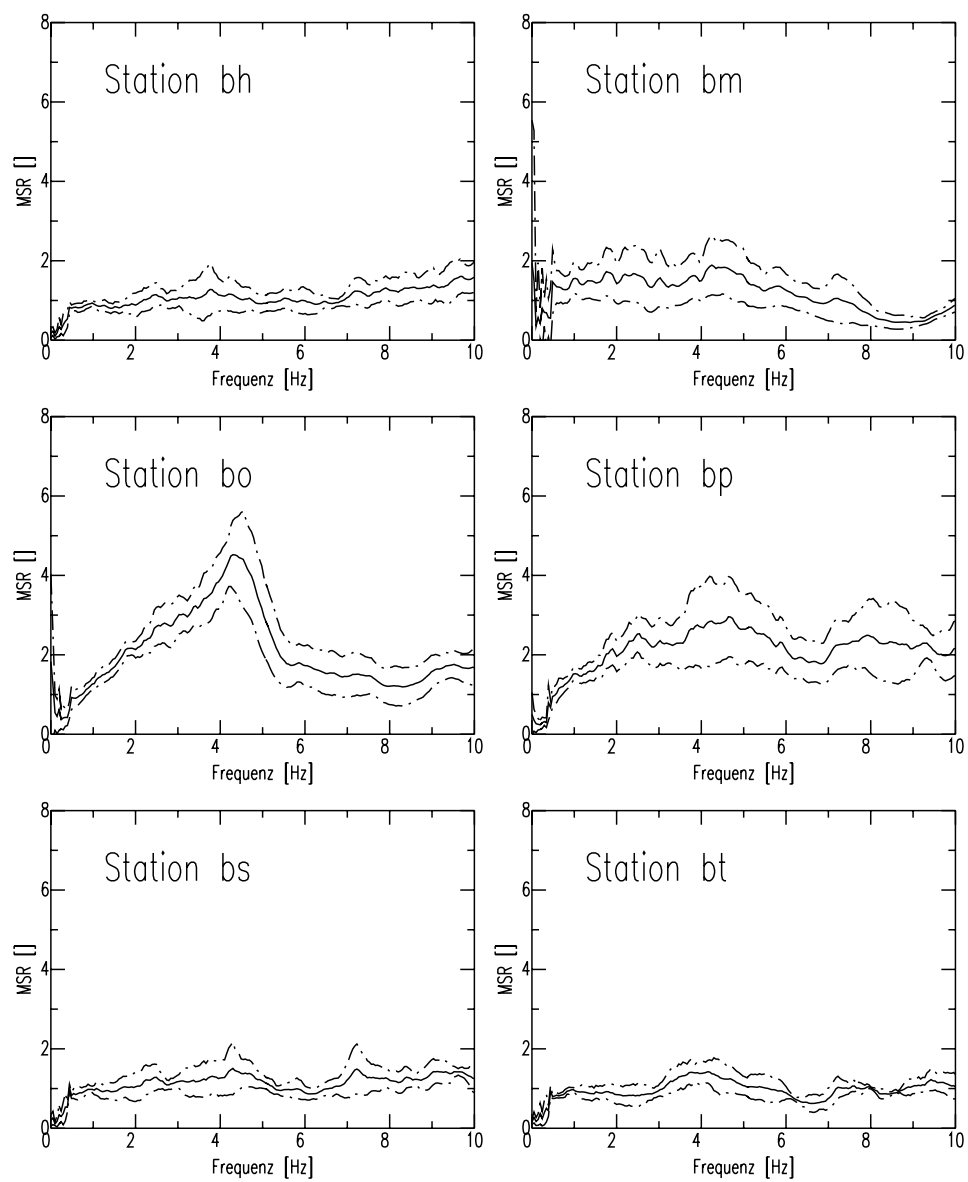
Station	NS	±	EW	±
bc	1.0	0.2	1.4	0.5
bd	1.8	0.6	1.6	0.5
bf	0.9	0.4	1.0	0.2
bg	1.4	0.5	1.6	0.5
bh	1.3	0.3	1.4	0.1
bm	1.2	0.4	1.4	0.7
bo	2.7	1.2	2.6	0.8
bp	2.4	1.3	2.9	1.0
bs	1.2	0.2	1.2	0.1
bt	1.0	0.2	1.2	0.1
bu	1.3	0.3	1.0	0.1
bv	0.9	0.2	1.3	0.5
cr	1.2	0.4	0.9	0.4
dr	1.5	0.0	1.1	0.0
er	1.2	0.0	1.5	0.0
in	1.0	0.0	1.0	0.0
is	0.9	0.0	0.7	0.0
me	0.9	0.5	0.6	0.1
ml	0.8	0.3	0.8	0.2
mt	0.8	0.1	0.8	0.2
ot	2.1	0.0	1.3	0.0
pn	1.5	0.6	1.0	0.1

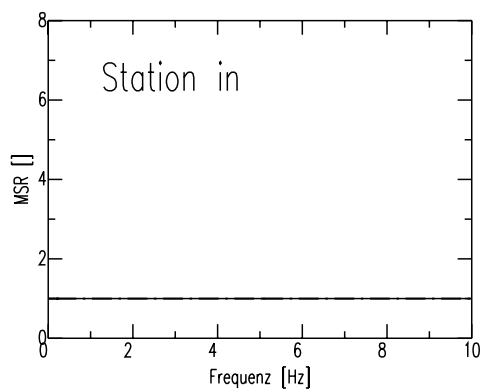
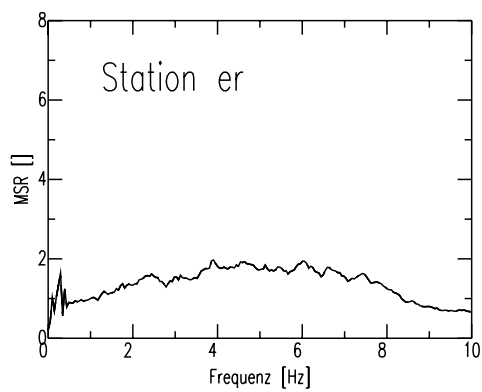
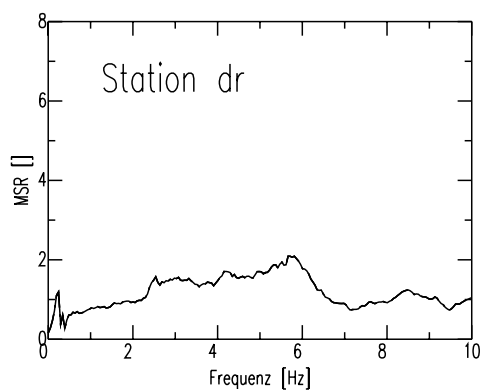
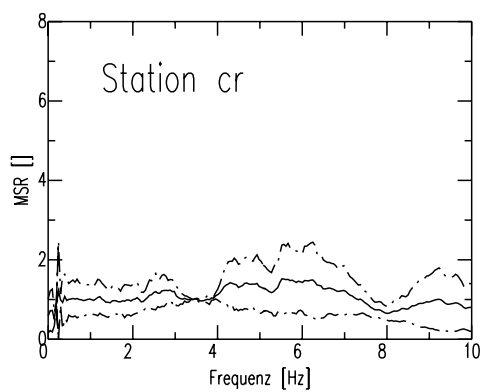
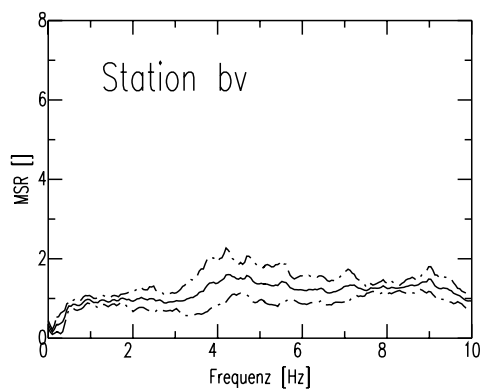
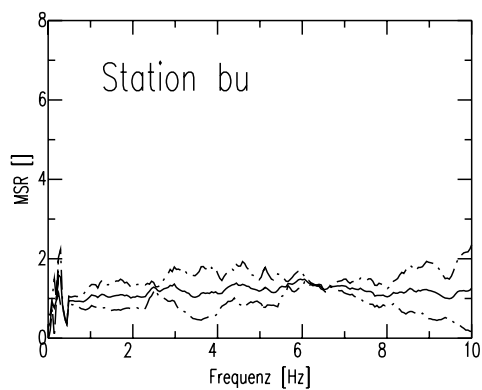
Anhang B

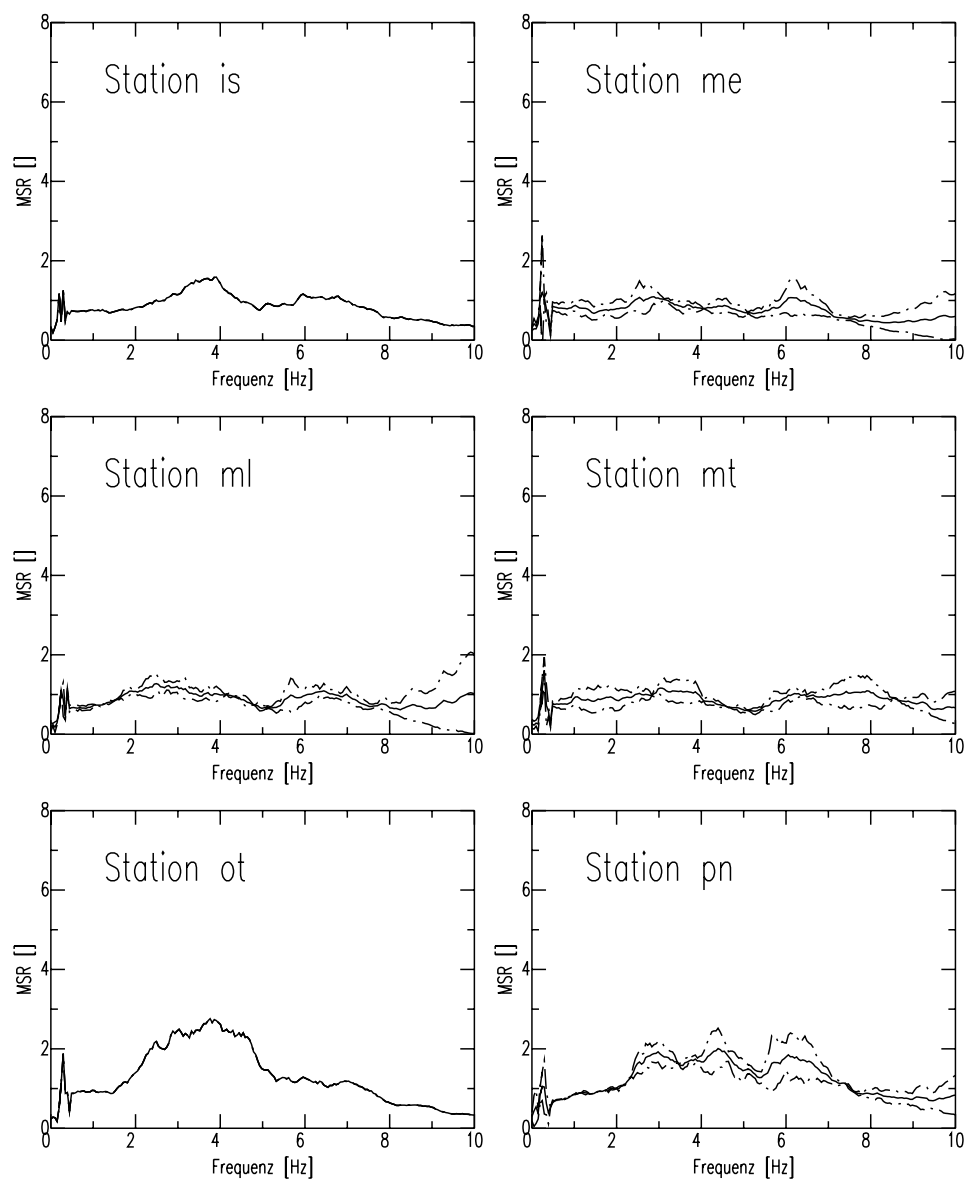
Mittlere spektrale Verhältnisse

Mittlere spektrale Verhältnisse (Referenzstation INCERC) aus 23 untersuchten Beben:









Lebenslauf

- 23.09.1971: Geboren in Sonthofen, als Sohn von Cäzilia Wirth, geb. Wimmer, und Otto Wirth.
- 1978-1982: Grundschule Sonthofen-Rieden.
- 1982-1991: Gymnasium Sonthofen, Abschluss der allgemeinen Hochschulreife.
- 12.1991-02.1993 Zivildienst in Sonthofen bei der Lebenshilfe e. V..
ab 1993: Studium der Geophysik an der Ludwig-Maximilian-Universität in München.
- 11.1996 Diplom Vorprüfung in Geophysik.
- 12.1998-11.1999: Diplomarbeit am Seismologischen Zentralobservatorium Gräfenberg der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Erlangen.
Diplomarbeitsthema: Bestimmung von Herdmechanismen für Erdbeben in der Region Vogtland/Westböhmen und Ableitung des zugehörigen Spannungsfeldes.
- 11.1999 Abschluss mit dem Diplom der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilian-Universität München in der Fachrichtung Geophysik.
- 12.1999-02.2000 Verschiedene Tätigkeiten als wissenschaftliche Hilfskraft am Seismologischen Zentralobservatorium Gräfenberg in Erlangen und am Geophysikalischen Institut der Ludwig-Maximilian-Universität in München.
- seit 04.2000: Wissenschaftlicher Angestellter am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe (TH).