

*Geophysikalisches Institut
Universität Karlsruhe (TH)*

Bodenbewegung bei Starkbeben in Grabenstrukturen

Diplomarbeit
von
Adrien Oth

Karlsruhe, den 29. November 2004

Referent: Prof. Dr. Friedemann Wenzel
Korreferent: Prof. Dr. Karl Fuchs

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Tabellenverzeichnis	vii
Motivation	1
1 Die Tote–Meer–Rift Transformstörung	3
1.1 Tektonik und Geologie der Region	3
1.1.1 Die Tote–Meer–Transformstörung	3
1.1.2 Das Tote–Meer–Becken	3
1.2 Historische Seismizität	4
2 Finite–Differenzen–Modellierung	9
2.1 Physikalische Grundlagen	10
2.1.1 Deformation und Spannungen	10
2.1.2 Das Hooksche Gesetz	11
2.1.3 Die Impulsgleichung	12
2.2 Die Methode der Finiten–Differenzen	13
2.2.1 Grundlagen	13
2.2.2 Das verwendete FD–Verfahren	14
3 Abminderungsfunktionen	23
3.1 Die funktionale Form	24
3.2 Die Funktionen von Boore et al.	25
3.3 Defizite und Probleme	26
3.4 Problematik der Entfernungsdefinition	27
4 3D–Modell des Grabens und Modellierung	29
4.1 3D–Geschwindigkeits– und Dichtemodell	29
4.2 Modellierung	30
4.2.1 Parameter der Modellierung	30
4.2.2 Ergebnisse der Simulationen: Drei Beispiele	31
4.2.3 Modellierung von Beben der Magnitude 7,0	35

5	Azimutabhängige Abminderungsfunktionen	39
5.1	Verwendete Modelle	39
5.2	Prinzip und Datensatz	40
5.3	Ergebnisse	43
5.4	Diskussion	48
6	Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen	51
6.1	Verwendete Modelle	51
6.2	Prinzip und Datensatz	52
6.3	Ergebnisse	54
6.4	Diskussion	64
7	Das Beben vom 11. Februar 2004	65
7.1	Parameter des Bebens und der Modellierung	66
7.2	Stationsverteilung und Strong-Motion Daten	67
7.3	Modellierung und Vergleich mit Realdaten	71
7.4	Diskussion	81
	Zusammenfassung	85
A	Die Maximum-Likelihood Methode	89
A.1	Die Methode	89
A.2	Konvergenz der Iteration	92
B	Vergleich zweier Untergrundmodelle	95
C	Weitere Abbildungen	101
	Literaturverzeichnis	127
	Dank	133

Abbildungsverzeichnis

1.1	Verlauf der Toten–Meer–Transformstörung	4
1.2	Übersichtskarte über die Region um das Tote–Meer–Becken	5
1.3	Historische Seismizität im Nahen Osten	7
2.1	Aufspaltung des Spannungsvektors	11
2.2	Diskretisierung des Modellraums	13
2.3	Das Staggered–Grid Prinzip	16
2.4	Der Modellrand	17
2.5	Strike, Dip und Rake einer Bruchfläche im Raum	19
2.6	Geschwindigkeits–Zeit–Verlauf und zeitlicher Verlauf des Versatzes . .	21
3.1	Abminderungsfunktionen nach Boore et al.	26
3.2	Entfernungsdefinitionen in Abminderungsfunktionen	27
4.1	3D–Modell des Tote–Meer–Grabens	30
4.2	Snapshots des Wellenfeldes an der Oberfläche: Drei Beispiele	33
4.3	Räumliche Verteilung der PGV: Drei Beispiele	34
4.4	Räumliche Verteilung der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und 0,5 Hz: Drei Beispiele	36
4.5	Quellfunktion für die Simulation eines $M = 7,0$ Bebens und deren Amplitudenspektrum für verschiedenen Anstiegszeiten	37
4.6	Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und 0,5 Hz eines $M = 7,0$ Bebens für zwei verschiedene Anstiegszeiten	38
5.1	Skizze zur vorausgesetzten azimuthalen Abhängigkeit	40
5.2	Verteilung der zur Regressionsrechnung verwendeten Beben	41
5.3	Beispielbeben der Magnitude 5,5 und Segmente, wie sie bei der Be- rechnung von azimuthabhängigen Abminderungsfunktionen betrachtet wurden	42
5.4	Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für das Beispielbeben der Magnitude 5,5 (Segmente 1–12)	45
5.5	Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für das Beispielbeben der Magnitude 5,5 (Segmente 13–18)	46
5.6	Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz für das Beispielbeben der Magni- tude 5,5 (Segmente 1–6)	46

5.7	Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz für das Beispielbeben der Magnitude 5,5 (Segmente 7–18)	47
6.1	Oberfläche des Modellraums und deren Aufteilung in drei Regionen .	53
6.2	Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und Magnitude 6,0	56
6.3	Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz und Magnitude 6,0	57
6.4	Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und Magnitude 6,5	58
6.5	Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz und Magnitude 6,5	59
6.6	Vergleich der FD-Rechnung mit den Abminderungsfunktionen bei 1 Hz für ein Beben der Magnitude 6,0	62
6.7	Vergleich der FD-Rechnung mit den Abminderungsfunktionen bei 1 Hz für ein Beben der Magnitude 6,5	63
7.1	Karte mit der Lokation des Epizentrums des Bebens vom 11. Februar 2004 sowie der Strong-Motion Stationen	66
7.2	Akzelerogramme an der Station Almog	70
7.3	Seismogramme an der Station Almog	70
7.4	Station Almog: Beobachtete und modellierte Seismogramme	72
7.5	Station Ariel: Beobachtete und modellierte Seismogramme	73
7.6	Station Bet-Nir: Beobachtete und modellierte Seismogramme	74
7.7	Station Bet-Shean: Beobachtete und modellierte Seismogramme	74
7.8	Station Izrael: Beobachtete und modellierte Seismogramme	75
7.9	Station Jerusalem: Beobachtete und modellierte Seismogramme	75
7.10	Station Lahav: Beobachtete und modellierte Seismogramme	76
7.11	Station Lod: Beobachtete und modellierte Seismogramme	76
7.12	Station Ma'ale Efraim: Beobachtete und modellierte Seismogramme	77
7.13	Station Mashabe Sade: Beobachtete und modellierte Seismogramme	77
7.14	Station Mehola: Beobachtete und modellierte Seismogramme	78
7.15	Station Mizpe Shalem: Beobachtete und modellierte Seismogramme	78
7.16	Station Roi: Beobachtete und modellierte Seismogramme	79
7.17	Station Rotem: Beobachtete und modellierte Seismogramme	79
7.18	Station Yityav: Beobachtete und modellierte Seismogramme	80
7.19	Seismogramme für unterschiedliche Herdflächenlösungen an der Station Almog	82
7.20	Seismogramme für unterschiedliche Herdflächenlösungen an der Station Lod	83
A.1	Abminderungsfunktionen mit unterschiedlichen Werten für h	93

B.1	Vergleich der zwei 3D-Modelle des Tote-Meer-Grabens	96
B.2	Beschleunigungsantwort bei 1 Hz im modifizierten Untergrundmodell des Grabens	97
B.3	Beschleunigungsantwort bei 1 Hz im ursprünglichen Untergrundmo- dell des Grabens	98
B.4	Vergleich der Seismogramme an den Standorten 1 und 3	98
B.5	Vergleich der Seismogramme an den Standorten 8 und 9	99
B.6	Vergleich der Seismogramme an den Standorten 10 und 11	99

Weitere Abbildungen zu Kapitel 5

C.1	Beispiel 1: Flächenhafte Darstellung der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz	102
C.2	Beispiel 1: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz (Segmente 1–6)	102
C.3	Beispiel 1: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz (Segmente 7–18)	103
C.4	Beispiel 1: Flächenhafte Darstellung der Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz	104
C.5	Beispiel 1: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz (Segmente 1–6)	104
C.6	Beispiel 1: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz (Segmente 7–18)	105
C.7	Beispiel 2: Flächenhafte Darstellung der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz	106
C.8	Beispiel 2: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz (Segmente 1–6)	106
C.9	Beispiel 2: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz (Segmente 7–18)	107
C.10	Beispiel 2: Flächenhafte Darstellung der Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz	108
C.11	Beispiel 2: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz (Segmente 1–6)	108
C.12	Beispiel 2: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz (Segmente 7–18)	109

Weitere Abbildungen zu Kapitel 6

C.13	Verteilung der zur Regressionsanalyse verwendeten Daten in Magni- tude und Entfernung	110
C.14	Vergleich der FD-Rechnung mit den Abminderungsfunktionen bei 0,5 Hz für ein Beben der Magnitude 6,0	111
C.15	Vergleich der FD-Rechnung mit den Abminderungsfunktionen bei 0,5 Hz für ein Beben der Magnitude 6,5	112

Weitere Abbildungen zu Kapitel 7

C.16	Station Ariel: Akzelerogramme und Seismogramme	113
C.17	Station Bet-Nir: Akzelerogramme und Seismogramme	114
C.18	Station Bet-Shean: Akzelerogramme und Seismogramme	115
C.19	Station Izrael: Akzelerogramme und Seismogramme	116
C.20	Station Jerusalem: Akzelerogramme und Seismogramme	117
C.21	Station Lahav: Akzelerogramme und Seismogramme	118
C.22	Station Lod: Akzelerogramme und Seismogramme	119

C.23 Station Ma'ale Efraim: Akzelerogramme und Seismogramme	120
C.24 Station Mashabe Sade: Akzelerogramme und Seismogramme	121
C.25 Station Mehola: Akzelerogramme und Seismogramme	122
C.26 Station Mizpe Shalem: Akzelerogramme und Seismogramme	123
C.27 Station Roi: Akzelerogramme und Seismogramme	124
C.28 Station Rotem: Akzelerogramme und Seismogramme	125
C.29 Station Yityav: Akzelerogramme und Seismogramme	126

Tabellenverzeichnis

1.1	Starke historische Erdbeben und deren Auswirkungen	6
4.1	Parameter der Modellierungen	31
4.2	Drei Simulations-Beispiele und deren individuelle Parameter	32
5.1	Zur Erstellung von azimutabhängigen Abminderungsfunktionen verwendete Simulationen	40
5.2	Koeffizienten der azimutabhängigen Funktionen bei 1 Hz	43
5.3	Koeffizienten der azimutabhängigen Funktionen bei 0,5 Hz	44
6.1	Zur Erstellung von gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen verwendete Simulationen	52
6.2	Koeffizienten der gebietsabhängigen Funktionen bei 1 Hz	54
6.3	Koeffizienten der gebietsabhängigen Funktionen bei 0,5 Hz	55
6.4	Verstärkung der im Graben prognostizierten Beschleunigungsantwort bei 1 Hz	60
6.5	Verstärkung der im Graben prognostizierten Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz	61
7.1	Zur Simulation des Bebens vom 11. Februar verwendete Parameter	67
7.2	Beschreibung der Strong-Motion Stationen	68
7.3	1D-Geschwindigkeitsmodell der oberen Schichten an verschiedenen Stationen	69
7.4	Beobachtete und simulierte Spitzenwerte der Geschwindigkeit	71

Motivation

Die Abschätzung der seismischen Gefährdung einer Region ist ein Forschungsbereich, dem in den letzten Jahren eine immer größere Bedeutung zugekommen ist. Hierbei geht es im Wesentlichen darum, die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Erdbebens bestimmter Magnitude in dem betrachteten Gebiet zu ermitteln und die damit einhergehende Bodenerschütterung zu prognostizieren. Mit diesem Wissen lassen sich dann Bauvorschriften erarbeiten, mit denen die Infrastruktur der Region bei zukünftigen Beben möglichst vor dem Zusammenbruch bewahrt werden soll. Solche Vorschriften dienen dazu, den Verlust von Menschenleben bei einem Beben so stark wie möglich zu minimieren.

Eine Möglichkeit, die Stärke der zu erwartenden Bodenbewegung großflächig abzuschätzen, bieten sogenannte Abminderungsfunktionen. Diese werden in der Regel aus empirischen Daten gewonnen und geben in Abhängigkeit von der Entfernung zum Bebenherd den voraussichtlichen Wert eines Parameters der Bodenbewegung an. Solche Parameter, mit denen man die Bodenbewegung quantifiziert, sind zum Beispiel die maximale horizontale Bodenbeschleunigung oder die spektrale Beschleunigungsantwort. Im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte wurden viele solche Abminderungsrelationen entwickelt, so zum Beispiel die Funktionen von Boore et al. [13], welche aus Datensätzen von flachen krustalen Beben im Nordwesten der Vereinigten Staaten von Amerika erstellt wurden. Insbesondere in dieser Region der Erde wurde sehr intensiv an dieser Thematik gearbeitet [1, 11, 14, 15, 47, 53], da diese eine besonders hohe seismische Gefährdung aufweist.

Bei der Erarbeitung solcher Funktionen werden aber einige vereinfachende Annahmen gemacht sowie manche Effekte nicht berücksichtigt. So geht beispielsweise die Dynamik der Erdbebenquelle bislang in den meisten Fällen nicht in die Berechnungen ein. Eine Ausnahme hierzu stellt der Ansatz von Somerville et al. [53] dar. Bei großen, ausgedehnten Brüchen kann sich jedoch eine zusätzliche Verstärkung der Bodenbewegung durch die Bruchdynamik ergeben. In den meisten Abminderungsfunktionen wird die geologische Beschaffenheit des Standortes berücksichtigt. Dies erfolgt zum Beispiel durch einen von der Klassifizierung des Untergrunds abhängigen Term [1, 12, 15, 34] oder auch durch einen Term, welcher die S-Wellengeschwindigkeit der oberen 30 m beinhaltet [13]. Allerdings können geologische Untergrundstrukturen wie z.B. Graben- oder Beckenstrukturen, welche eine Ausdehnung von vielen Kilometern besitzen, einen durchaus beachtlichen Einfluß auf die Amplitude der Bodenbewegung haben. Strukturen dieser Dimensionen werden aber bislang nicht

bei der Erstellung von Abminderungsfunktionen berücksichtigt. So werden zum Beispiel die Werte der Beschleunigungsantwort im Tote–Meer–Graben, bedingt durch Reflexions– und Fokussierungseffekte, signifikant verstärkt (Gottschämmer [26]).

Es gibt also einige Effekte, welche wesentlich zur Bodenbewegung beitragen können, aber bislang nicht in die Erstellung von Abminderungsfunktionen einfließen. Daher ist es von großem Interesse, deren Einfluss auf die Bodenbewegung genauer zu studieren und diese, wenn möglich, in den Abminderungsrelationen zu berücksichtigen. Für die Region um den Tote–Meer–Graben ist eine solche Untersuchung von besonderer Wichtigkeit, da sich an der Toten–Meer–Rift Transformstörung immer wieder in unregelmäßigen Abständen schwere Erdbeben ereignen, die eine sehr heterogene Verteilung der Bodenbewegung und damit auch der entstandenen Schäden verursachen. Ein Beispiel für ein solches Erdbeben ist das Jericho–Beben von 1927 (Gottschämmer [26], Sieberg [52]).

Um die angesprochenen Effekte zu analysieren, wird die Wellenausbreitung in einem 3D–Modell des Tote–Meer–Grabens mit der Methode der Finiten Differenzen (Olsen [42]) modelliert. Auf diese Weise kann man Erdbeben an möglichen Bruchflächen in dem Gebiet simulieren und die damit einhergehende Bodenbewegung an beliebig vielen Stationen im Modellraum berechnen. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand von solchen synthetischen Daten den Einfluß der Bruchdynamik und der geologischen Beschaffenheit des Grabens zu modellieren und in die Berechnung von Abminderungsfunktionen zu integrieren, um so deren Beschreibung der Bodenbewegung in Grabenstrukturen deutlich zu verbessern.

Kapitel 1

Die Tote–Meer–Rift Transformstörung

1.1 Tektonik und Geologie der Region

1.1.1 Die Tote–Meer–Transformstörung

Die Entstehung der Toten–Meer–Transformstörung wurde ausgelöst durch das Auseinanderbrechen der afrikanischen und arabischen Platten während des mittleren Känozoikums (vor circa 30 Ma). Die afrikanische Platte driftet mit etwa 10 mm pro Jahr nach Norden, während sich die arabische mit circa 25 mm pro Jahr auf die eurasische Platte zubewegt [20]. Beide Platten haben also ungefähr die gleiche Bewegungsrichtung, aber sehr unterschiedliche Bewegungsraten, was zu einer linkslateralen Blattverschiebung, der Toten–Meer–Transformstörung, an der Grenze zwischen den beiden Platten führte.

Die Tote–Meer–Transformstörung ist ungefähr 1000 km lang und stellt die Verbindung zwischen der divergenten Plattengrenze im Roten Meer und dem konvergenten orogenen Gebirgsgürtel in der Südtürkei, dem Taurus–Gebirge, dar. Der gesamte Versatz entlang der Transformstörung beträgt etwa 105 km. Der Verlauf der Toten–Meer–Transformstörung ist in Abbildung 1.1 dargestellt.

1.1.2 Das Tote–Meer–Becken

Das Tote–Meer–Becken gilt als eines der größten “Pull–Apart–Becken” der Welt. Transformbewegungen können sowohl eine divergente wie auch eine konvergente Komponente beinhalten. An einem divergenten Abschnitt einer Transformstörung kann es zur einer lokalen Verdünnung der Kruste und zur Bildung eines schmalen, langen “Pull–Apart–Beckens” kommen. Das Tote–Meer–Becken ist ungefähr in Nord–Süd–Richtung ausgerichtet und hat eine Länge von circa 110 km in Nord–Süd– und 16 km in Ost–West–Richtung (Abbildung 1.2). Seine Bildung begann vor etwa 15 Ma oder früher, und am Ende des Miozäns hatte das Tote–Meer–Becken bereits die Hälfte seiner heutigen Länge erreicht [23]. Das Tote Meer selbst und das Becken

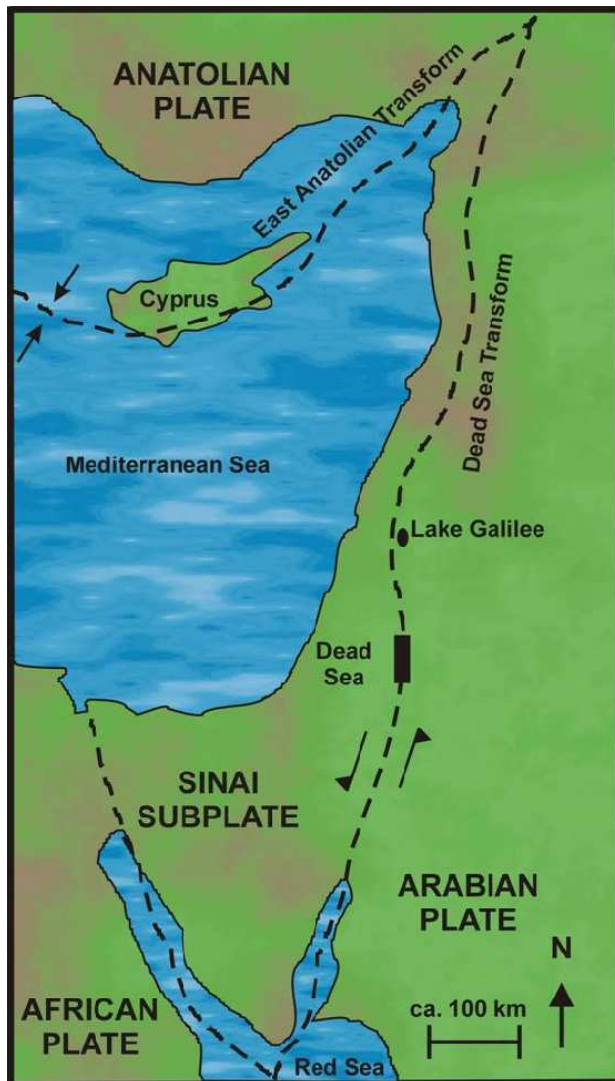


Abbildung 1.1: Karte des Verlaufs der Toten-Meer-Transformstörung (aus [26]). Die ungefähre Lage des Toten Meeres und des See Genezareth sind eingezeichnet. Die Platten-grenzen sind als gestrichelte Linien dargestellt.

überlappen sich allerdings nur im südlichen Bereich des Beckens, welches sich über das Tote Meer hinaus weiter nach Norden erstreckt.

Das Tote-Meer-Becken ist im Wesentlichen mit quartären Sedimenten gefüllt. Ein vereinfachtes Modell lässt sich grundsätzlich in drei große Bereiche einteilen [2, 23]: die oberste Schicht ist 3–5 km dick und besteht größtenteils aus klastischen Sedimenten, während die zwei darunterliegenden Einheiten im Wesentlichen aus Salz und Sandsteinen bestehen. An seiner tiefsten Stelle beträgt die Tiefe des sedimentären Beckens circa 10 km.

1.2 Historische Seismizität

Da der Nahe Osten bereits seit einigen Jahrtausenden besiedelt ist und im Vergleich zu anderen Regionen sehr gute historische Aufzeichnungen und Belege vorhanden

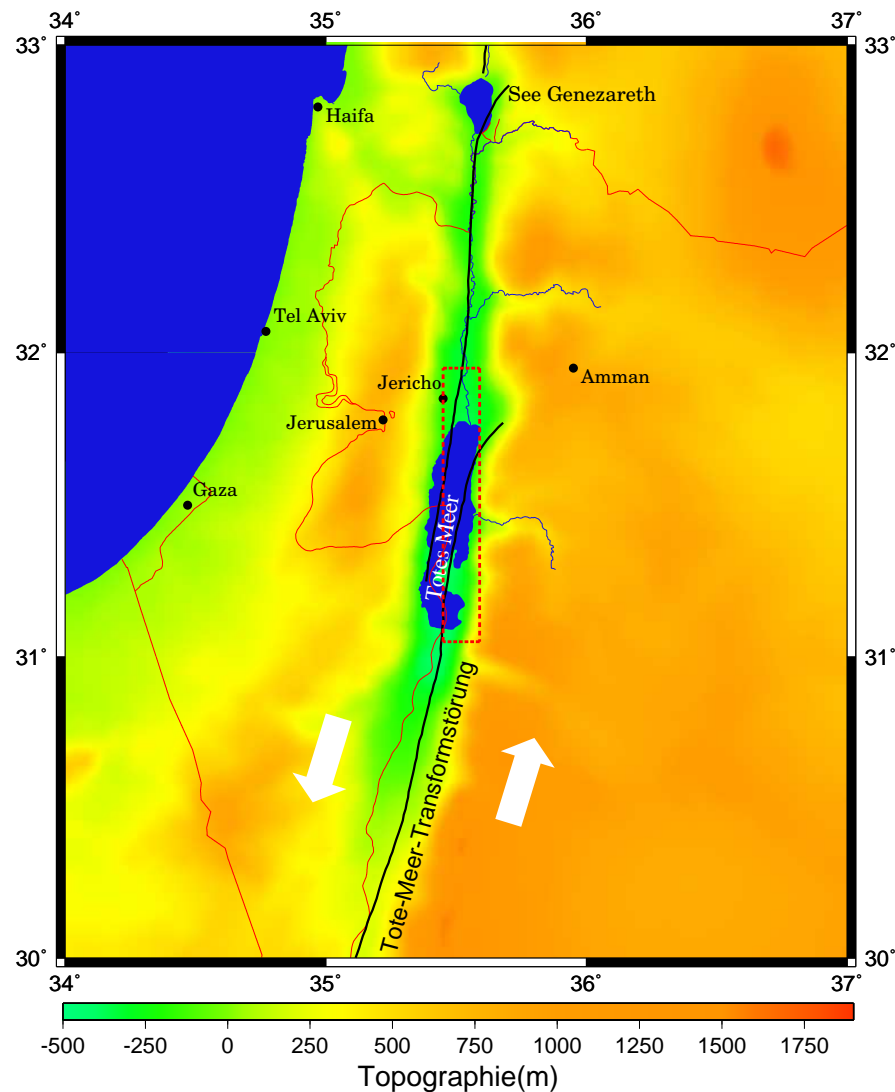


Abbildung 1.2: Karte des Bereiches um das Tote Meer und den See Genezareth. Der Verlauf der Toten-Meer-Transformstörung ist als schwarze Linie dargestellt und die ungefähre Lage des Tote-Meer-Beckens, wie es bei der Modellierung verwendet wird, ist rot gestrichelt eingezeichnet.

sind, lassen sich historische Erdbeben in dieser Region verhältnismäßig gut rekonstruieren. Die ältesten Hinweise auf Erdbeben in diesem Gebiet sind mehr als 4000 Jahre alt. Diese guten historischen Quellen beruhen zum einen darauf, dass im Nahen und Mittleren Osten einige der frühesten Hochkulturen der Erde entstanden und es dadurch schon sehr früh zu schriftlichen Aufzeichnungen kam. Zum anderen hat dieses Land auch eine fundamentale religiöse Bedeutung, da es sich um die Wiege des Christentums, des Islam sowie des Judentums handelt. Dies führte über die Jahrhunderte immer wieder zu schwerwiegenden Konflikten, deren Ende auch heutzutage noch nicht abzusehen ist. Dadurch wechselte die Herrschaft über das

Jahr	M_L	Auswirkungen
2100 v.Chr.	6.8	Erhebung im südlichen Bereich des Toten Meeres. Zerstörung der Stadt Jericho.
759 v.Chr.	7.3	Schwere Schäden und viele Todesopfer in Judäa, Samaria und Galiläa. Tempel von König Salomon in Jerusalem wird schwer beschädigt.
749 n.Chr.	7.3	Zerstörung des Omayad Hesham Palastes bei Jericho.
1170 n.Chr.	7.5	Mehrere Tausend Todesopfer. Obelisk von König Herodes in Cäsaria umgeworfen.
1202 n.Chr.	7.5	Viele Todesopfer in Baalbek und Tiberias. Wurde noch in einer Entfernung von 1200 km gespürt.
1546 n.Chr.	7.0	Flutwelle im Toten Meer. Lauf des Flusses Jordan für zwei Tage unterbrochen.
1759 n.Chr.	7.4	Schwere Zerstörungen in Balbeek. Teile von Damaskus zerstört.
1837 n.Chr.	6.7	Zerstörung von Safed und Tiberias. Flutwelle im See Genezareth. 3000 Todesopfer.
1927 n.Chr.	6.2	Epizentrum bei Jericho. Lauf des Jordans für 22 Stunden durch Erdrutsche unterbrochen. 500 Todesopfer. Erstes instrumentell aufgezeichnetes Ereignis in der Region.

Tabelle 1.1: *Starke historische Erdbeben entlang der Toten-Meer-Transformstörung. M_L bezeichnet die geschätzte Lokalmagnitude. Diese und weitere historische Beben in der Region und deren Auswirkungen finden sich u.a. in Ben-Menahem (1991) [10] und Ambraseys et al. (1994) [5].*

Heilige Land immer wieder zwischen den verschiedenen Religionsgemeinschaften, was zur Folge hatte, dass sehr gute historische Aufzeichnungen sowohl in der römischen und byzantinischen wie auch in der arabischen und mittelalterlichen Literatur existieren. Neben diesen Quellen ergeben sich auch Informationen über die historische Seismizität in der Region aus archäologischen Grabungen, strukturgeologischen Untersuchungen und natürlich aus der Bibel.

Es zeigt sich, dass Erdbeben mit Magnituden zwischen 6,5 und 7,5 im Bereich der Toten-Meer-Transformstörung in unregelmäßigen Abständen immer wieder vorkommen. Mehrere Kataloge befassen sich mit der historischen Seismizität im Nahen und Mittleren Osten [4, 5, 6, 8, 9, 10, 52]. Die wichtigsten dieser Erdbeben und ihre Auswirkungen sind in Tabelle 1.1 zusammengefasst. Abbildung 1.3 zeigt eine Karte des Bereiches um das Tote-Meer-Becken, welche die vermuteten Epizentren der meisten großen historischen Beben entlang dieses Abschnitts der Transformstörung enthält.

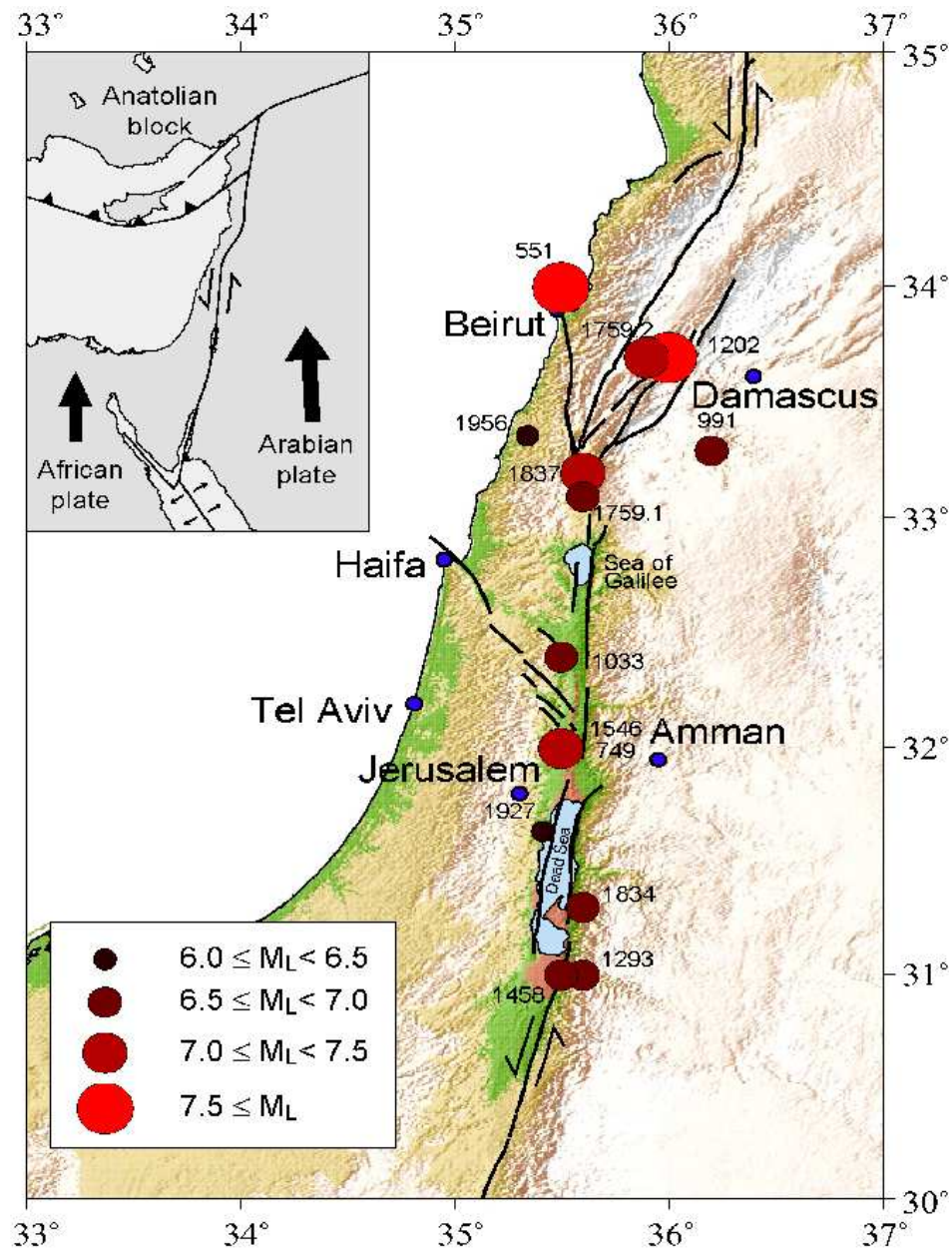


Abbildung 1.3: Historische Seismizität in der Region um das Tote Meer und den See Genezareth (von O. Heidbach, erstellt nach [3, 5, 7, 10, 19, 33, 37, 38]). Dargestellt sind die vermuteten Lagen der Epizentren sowie verschiedene Segmente der Toten-Meer-Transformstörung.

Kapitel 2

Finite–Differenzen–Modellierung

Einleitung

Die Modellierung des Wellenfeldes von Erdbeben mit der Methode der Finiten Differenzen (FD) [26, 39, 42, 44, 45, 46] ist in den letzten Jahren immer populärer geworden und hat sich zu einem wichtigen Hilfsmittel im Bereich der seismischen Gefährdungsabschätzung entwickelt. Man betrachtet hierbei ein endliches Volumen V , in welchem sich eine seismische Quelle befindet und löst an diskreten Punkten, welche gitterförmig dieses Volumen überziehen, die Wellengleichung.

Die FD–Modellierung ist ein sehr junges Forschungsgebiet und hat in kürzester Zeit eine phänomenale Entwicklung durchgemacht. Erlaubten vor gut zwanzig Jahren die Rechenkapazitäten höchstens, die Wellenausbreitung im zweidimensionalen Raum zu simulieren, so kann man heute dank moderner Parallelrechner das Wellenfeld in verhältnismäßig großen (Epizentralentfernungen von circa 100 Wellenlängen und mehr) dreidimensionalen Modellen berechnen. Da jedoch der Spektralgehalt einer jeden FD–Rechnung begrenzt ist, war man damals auf Frequenzen unterhalb von 0,5 Hz beschränkt. Heute ist man in der Lage, auch deutlich höherfrequente Signale zu simulieren. Allerdings muss man hierbei wiederum gewisse Kompromisse eingehen, was die Modellgröße angeht. Auf diese Problematik wird im Abschnitt 2.2.2 noch näher eingegangen.

Ganz allgemein geht es bei der FD–Methode darum, partielle Differentialgleichungen, welche üblicherweise keine analytische Lösung besitzen, auf numerischem Wege zu lösen. Hierbei ist man bestrebt, diese unter Berücksichtigung bestimmter Rand- und Anfangsbedingungen näherungsweise, aber natürlich möglichst genau, zu lösen. Werden die auftretenden Ableitungen durch Differenzenquotienten ersetzt, so spricht man von der FD–Methode.

In unserem Fall gilt es, die Impulsgleichung zu lösen. In ihrer linearisierten Form lautet diese für ein inhomogenes, anisotropes Medium:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i, \quad \text{mit } i, j = 1, 2, 3. \quad (2.1)$$

Hierbei bezeichnen u_i die Komponenten des Verschiebungsvektors und σ_{ij} die des Spannungstensors. Die Komponenten der Volumenkräfte werden mit f_i bezeichnet, die des Ortsvektors \vec{r} mit x_i .

Der kommende Abschnitt beschäftigt sich mit den physikalischen Grundlagen, ehe dann in dem darauffolgenden Teil die FD-Methode vorgestellt wird.

2.1 Physikalische Grundlagen

2.1.1 Deformation und Spannungen

Wirken äußere Kräfte auf ein Medium, so wird sich die Gestalt oder das Volumen dieses Mediums verändern. Dies nennt man Deformation oder Verzerrung (englisch: strain). Breitet sich nun, verursacht durch diese Kräfteeinwirkung, eine Welle in dem Medium aus, so bewirkt dies eine Auslenkung der Partikel des Mediums aus ihrer Gleichgewichtslage. Diese Auslenkungen lassen sich mit dem Verschiebungsfeld $\vec{u}(\vec{r}, t)$ beschreiben. Hiermit wird jedem Ort \vec{r} im Medium zur Zeit t der Verschiebungsvektor \vec{u} zugeordnet. Für eine infinitesimale Deformation gilt folgende Definition zwischen Deformation und Verschiebung:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.2)$$

ϵ_{ij} ist ein Tensor 2. Stufe und wird **Verzerrungstensor** genannt. Eine wichtige Eigenschaft dieses Tensors ist seine Symmetrie:

$$\epsilon_{ij} = \epsilon_{ji}. \quad (2.3)$$

Dadurch sind von den ursprünglich neun Komponenten des Tensors nur noch sechs unabhängig. Die Komponenten auf der Hauptdiagonalen des Tensors, also die ϵ_{ii} -Komponenten (für $i = 1, 2, 3$), beschreiben eine relative Längenänderung entlang der x_i -Achsen, während die Komponenten ϵ_{ij} mit $i \neq j$ eine Scherung in der ij -Ebene beschreiben.

Werden Kräfte auf ein Medium ausgeübt, so beeinflussen diese Kräfte das gesamte Medium und nicht nur den Ort, wo sie angreifen. Es entstehen Spannungen (englisch: stress). Diese lassen sich mit Hilfe des **Spannungstensors** beschreiben. Der Spannungsvektor, der an einem bestimmten Flächenelement wirkt, lässt sich in einen senkrecht zum Flächenelement stehenden ($i = j$) sowie in zwei zum Flächenelement parallele ($i \neq j$) Anteile aufspalten (Abbildung 2.1). Diese Anteile bilden die Komponenten σ_{ij} des Spannungstensors. Dieser ist ebenso wie der Verzerrungstensor ein Tensor 2. Stufe. Aufgrund der Erhaltung des Drehimpulses ist auch der Spannungstensor symmetrisch:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}. \quad (2.4)$$

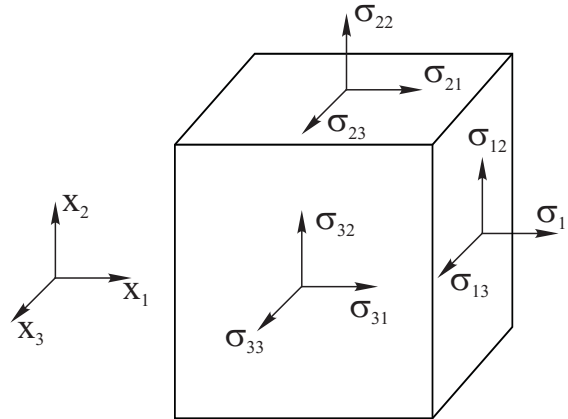


Abbildung 2.1: An jeder Fläche eines Volumenelements wird der wirkende Spannungsvektor in Normal- und Tangentialspannungen zerlegt.

2.1.2 Das Hooksche Gesetz

Nun gilt es, eine Beziehung zwischen der Deformation des Mediums und den Spannungen herzustellen. Für ein ideal linear elastisches Medium ist dieser Zusammenhang durch das **Hooksche Gesetz** gegeben:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{lk}. \quad (2.5)$$

C_{ijkl} wird **Elastizitätstensor** genannt und ist ein Tensor 4. Stufe, enthält also insgesamt 81 Elemente. Der Elastizitätstensor beschreibt das Materialverhalten bei Deformationen, die Spannungen auslösen. Seine Komponenten werden elastische Konstanten genannt. Da sowohl der Verzerrungs- als auch der Spannungstensor symmetrisch sind, sind von den 81 Elementen des Elastizitätstensors im allgemeinen anisotropen Fall nur 36 unabhängig ($\epsilon_{lk} = \epsilon_{kl} \rightarrow C_{ijkl} = C_{ijlk}$; $\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \rightarrow C_{ijkl} = C_{jilk}$). Eine weitere Symmetrie ergibt sich aus der Annahme einer potentiellen elastischen Energie ($W = \frac{1}{2}\sigma_{ij}\epsilon_{ij} \rightarrow C_{ijkl} = C_{lkij}$). Dadurch reduziert sich die Anzahl der unabhängigen Komponenten im allgemeinsten anisotropen Fall auf 21.

Im isotropen Fall vereinfacht sich die Situation erheblich. Da nun das elastische Verhalten richtungsunabhängig ist, reichen zwei elastische Konstanten zur Beschreibung aus:

$$\sigma_{ij} = \lambda\epsilon_{kk}\delta_{ij} + 2\mu\epsilon_{ij}. \quad (2.6)$$

Die beiden materialabhängigen Parameter λ und μ werden **Lamésche Parameter** genannt. Hier bezeichnen i, j und k die drei Raumrichtungen und bei δ_{ij} handelt es sich um die Kronecker Delta-Funktion. Der Parameter μ heisst Schermodul und ist ein Maß für die Scherfestigkeit des Mediums. Der zweite Lamé Parameter λ hingegen ist in Kombination mit anderen elastischen Parametern von Bedeutung.

2.1.3 Die Impulsgleichung

Die Impulsgleichung ergibt sich aus dem zweiten Newtonschen Axiom. Dieses besagt bekanntlich, dass die zeitliche Änderung des Impulses gleich der Summe aller angreifenden Kräfte ist. Für ein Teilvolumen V des Mediums gilt somit:

$$\underbrace{\frac{d}{dt} \int_V \rho \vec{v} dV}_{\text{zeitliche Änderung des Impulses}} = \underbrace{\int_{\partial V} \underline{\sigma} \cdot \vec{n} dS}_{\text{Oberflächenkräfte}} + \underbrace{\int_V \vec{f} dV}_{\text{Volumenkräfte}}. \quad (2.7)$$

Hierbei bezeichnet $\underline{\sigma}$ den Spannungstensor. In Gleichung (2.7) tritt die totalzeitliche Ableitung $\frac{d}{dt}$ auf, welche auch substantielle Ableitung genannt wird. Für eine beliebige Größe ϕ gilt:

$$\frac{d}{dt} \phi(\vec{r}, t) = \frac{\partial}{\partial t} \phi(\vec{r}, t) + (\vec{v} \cdot \nabla) \phi(\vec{r}, t) \quad \text{mit} \quad \vec{v} = \frac{d\vec{r}}{dt}. \quad (2.8)$$

Hier wird mit dem Term $(\vec{v} \cdot \nabla) \phi(\vec{r}, t)$ die Bewegung des Mediums mit berücksichtigt, was zum Beispiel in der Strömungslehre oder der Meteorologie von Bedeutung ist. Da in diesem Fall jedoch die Auslenkungen klein gegenüber der Wellenlänge sind, kann der letzte Term vernachlässigt werden. Volumenkräfte wie zum Beispiel die Gravitationskraft sind für die Problemstellung hier nicht von Bedeutung und werden deshalb im weiteren Verlauf nicht mehr berücksichtigt. Durch Umformen des Flächenintegrals in (2.7) mit dem Satz von Gauß und Betrachten der Kräfte pro Volumen ergibt sich mit $\frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2}$:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = \nabla \cdot \underline{\sigma}, \quad (2.9)$$

oder, in Indexschreibweise:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad \text{mit } i, j = 1, 2, 3. \quad (2.10)$$

Dies ist die Impulsgleichung, wie sie bereits in Gleichung (2.1) am Anfang des Kapitels vorgestellt wurde. Nun lässt sich die Spannung jedoch nach dem Hookschen Gesetz durch die Deformation ausdrücken. Für ein isotropes Medium ergibt sich durch Einsetzen von (2.6) in Gleichung (2.10):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + \frac{\partial \lambda}{\partial x_i} \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{\partial \mu}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right). \quad (2.11)$$

Dies ist die elastische Impulsgleichung für ein inhomogenes, isotropes Medium. Es handelt sich hierbei um ein System von drei partiellen Differentialgleichungen 2. Ordnung. Dieses soll nun mit der FD-Methode, welche in den folgenden Abschnitten vorgestellt wird, gelöst werden.

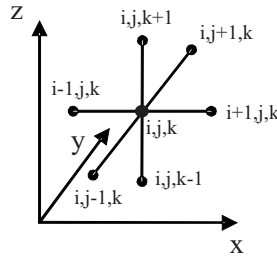


Abbildung 2.2: Diskretisierung des Modellraums in ein Gitter mit äquidistanten Gitterpunkten (nach Strömungsmechanik [41])

2.2 Die Methode der Finiten-Differenzen

Wie in der Einleitung zu diesem Kapitel bereits erwähnt wurde, werden Finite-Differenzen-Schemata zum Lösen von partiellen Differentialgleichungen (DGL's) verwendet. Der Lösung solcher DGL's kommt eine große Bedeutung zu, denn viele physikalische Vorgänge lassen sich durch diese beschreiben und verstehen.

2.2.1 Grundlagen

In ihrer allgemeinsten Form sieht eine partielle DGL 2. Ordnung in zwei Variablen x und y folgendermaßen aus:

$$a \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + b \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} + c \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + d \frac{\partial \phi}{\partial x} + e \frac{\partial \phi}{\partial y} + f \phi + g = h(x, y). \quad (2.12)$$

Hat man mehr als zwei Variable, so kommen für jede Variable die entsprechenden Terme in (2.12) dazu. Ist $h(x, y) = 0$, so spricht man von einer homogenen DGL. Da bei solchen DGL's eine analytische Lösung im Allgemeinen nicht möglich ist, zieht man zu diesem Zweck numerische Verfahren wie die FD-Methode heran. Hierbei werden die partiellen Ableitungen in der Gleichung durch Differenzenquotienten ersetzt.

Nun sei $u(t, x, y, z)$ die gesuchte Größe, z.B. die Auslenkung des Partikels an der Stelle (x, y, z) zur Zeit t . Zunächst wird der Raum in ein Gitter mit Gitterpunktabstand Δx in x -Richtung, Δy in y -Richtung und Δz in z -Richtung diskretisiert. Nun haben also die Gitterpunkte folgende Koordinaten im Raum:

$$\begin{aligned} x_i &= i \cdot \Delta x \text{ mit } i = 0, 1, 2, 3 \dots, \\ y_j &= j \cdot \Delta y \text{ mit } j = 0, 1, 2, 3 \dots, \\ z_k &= k \cdot \Delta z \text{ mit } k = 0, 1, 2, 3 \dots \end{aligned}$$

Dieses Gitter ist im Allgemeinen rechtwinklig, hat aber sehr oft sogar quadratische Form. Dies bedeutet, dass $\Delta x = \Delta y = \Delta z$ gilt. Auch in dieser Arbeit wird ein quadratisches Gitter verwendet, weshalb in Weiteren als Gitterpunktabstand nur Δx

benutzt wird (Prinzipiskizze in Abbildung 2.2). Die Differenzenquotienten lassen sich mit folgenden Taylorentwicklungen herleiten:

$$u(x_0 + \Delta x, y_0, z_0) = u(x_0, y_0, z_0) + \Delta x \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_{x=x_0} + O(\Delta x^2), \quad (2.13)$$

$$u(x_0 - \Delta x, y_0, z_0) = u(x_0, y_0, z_0) - \Delta x \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_{x=x_0} + O(\Delta x^2). \quad (2.14)$$

Mit den Entwicklungen (2.13) und (2.14) gibt es nun drei Möglichkeiten, die partielle Ableitung in x -Richtung am Gitterpunkt (i, j, k) auszudrücken (siehe auch Abbildung 2.2):

$$\text{Vorwärtsdifferenz: } \frac{\partial u_{i,j,k}}{\partial x} = \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i,j,k}}{\Delta x} - O(\Delta x), \quad (2.15)$$

$$\text{Rückwärtsdifferenz: } \frac{\partial u_{i,j,k}}{\partial x} = \frac{u_{i,j,k} - u_{i-1,j,k}}{\Delta x} + O(\Delta x), \quad (2.16)$$

$$\text{zentrale Differenz: } \frac{\partial u_{i,j,k}}{\partial x} = \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i-1,j,k}}{2\Delta x} - O(\Delta x)^2. \quad (2.17)$$

Man erkennt, dass sowohl bei der Vorwärts- wie auch bei der Rückwärtsdifferenz der Diskretisierungsfehler (dieser findet sich im letzten Term auf der rechten Seite wieder) 1. Ordnung ist, während er bei der zentralen Differenz 2. Ordnung, also kleiner ist. Folglich wird der Differenzenquotient durch (2.17) besser approximiert als durch (2.15) oder (2.16). Zur Approximierung der zeitlichen Ableitung wird auf die gleiche Weise verfahren. Man unterteilt die Zeit in diskrete Intervalle, wobei ein bestimmter Zeitpunkt t_n gegeben wird durch $t_n = n \cdot \Delta t$, mit $n = 0, 1, 2, 3 \dots$ und ersetzt die Ableitungen nach der Zeit ebenfalls durch Differenzenquotienten.

Damit solch ein FD-Verfahren auch korrekte Ergebnisse liefert, müssen einige Bedingungen erfüllt sein: das Verfahren muss stabil sein und numerische Dispersion bestmöglich verringert werden. Auf diese Kriterien wird im Laufe des folgenden Abschnitts noch genauer eingegangen.

2.2.2 Das verwendete FD-Verfahren

Eine beliebte Möglichkeit, die in Abschnitt 2.1.3 aufgestellten Impulsgleichungen auszudrücken, ist eine Formulierung über den Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Spannung [54, 55]. Das hier verwendete FD-Verfahren geht zurück auf die Arbeit von K.B. Olsen [42]. Das System der drei zu lösenden Impulsgleichungen lautet hier:

$$\rho \frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \quad (2.18)$$

$$\rho \frac{\partial v_y}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z}, \quad (2.19)$$

$$\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}. \quad (2.20)$$

Hier stehen v_x , v_y und v_z für die Komponenten der Geschwindigkeit, σ_{xx} , σ_{yy} und σ_{zz} bezeichnen die Normalspannungen und σ_{xy} , σ_{xz} und σ_{yz} die Scherspannungen, welche auf eine bestimmte Fläche wirken. Der Zusammenhang zwischen Deformation und Spannungszustand ist gegeben durch den folgenden Satz von Gleichungen:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_y}{\partial y}, \quad (2.22)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_y}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial y} \right), \quad (2.24)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_z}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial z} \right), \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_z}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial z} \right). \quad (2.26)$$

In diesem FD-Verfahren werden die Gleichungen (2.18) – (2.26) auf einem sogenannten “Staggered-Grid” (gestaffeltes Gitter) gelöst [29]. Auf diese Weise lässt sich die Genauigkeit der FD-Rechnung steigern, ohne jedoch die Anzahl der Gitterpunkte erhöhen zu müssen. In einem *staggered-grid* werden einige Komponenten der Geschwindigkeit und des Spannungstensors nicht an den Gitterpunkten, sondern dazwischen berechnet (Abbildung 2.3). So sind zum Beispiel in dem hier benutzten Verfahren die v_x -Komponenten der Geschwindigkeit an den Gitterpunkten definiert, während die v_y und v_z -Komponenten jeweils um einen halben Gitterpunkt verschoben platziert sind. Die Normalspannungen σ_{xx} , σ_{yy} sowie σ_{zz} befinden sich auf der Höhe der Gitterpunkte in x- und z-Richtung, während sie in y-Richtung um einen halben Gitterpunkt verschoben sind. Die Lage dieser sowie der verbleibenden Komponenten des Spannungstensors, σ_{xy} , σ_{xz} und σ_{yz} , innerhalb einer “FD-Zelle” sind in Abbildung 2.3 gezeigt.

Stabilität und numerische Dispersion

Ein numerisches Verfahren gilt als stabil, wenn ein zum Zeitpunkt t_n vorhandener Fehler ϵ beim Berechnen der Werte zum Zeitpunkt t_{n+1} nicht weiter anwächst. Physikalisch gesehen ist ein Verfahren stabil, wenn die Gesamtenergie in dem betrachteten System konstant bleibt. Bei dem hier benutzten FD-Programm lautet das **Stabilitätskriterium**:

$$\frac{\Delta t \cdot v_{max}}{\Delta x} \leq c. \quad (2.27)$$

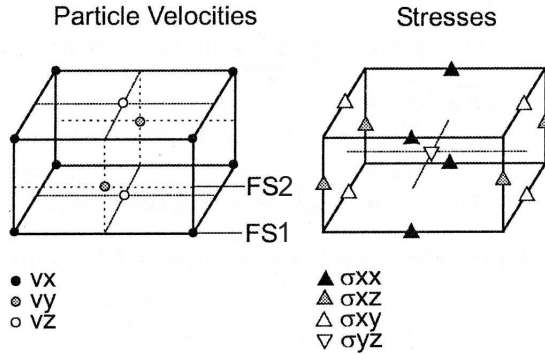


Abbildung 2.3: Lage der einzelnen Komponenten der Geschwindigkeit sowie des Spannungstensors auf dem Staggered-Grid (aus Gottschämmer [26])

Dies ist das Courant–Friedrichs–Lewy (CFL) Stabilitätskriterium. Hier steht Δt für das Zeitintervall zwischen zwei Zeitschritten, Δx für den Gitterpunkt Abstand, v_{max} ist die größte im Modell auftretende Wellengeschwindigkeit (von P-Wellen) und c ist eine empirisch bestimmte Konstante. c beträgt bei den in dieser Arbeit gerechneten Modellen den Wert 0.45 [42]. Der Gitterpunkt Abstand bei den Modellierungen in den folgenden Kapiteln beträgt $\Delta x = 200$ m. Damit also bei einer maximalen seismischen Wellengeschwindigkeit von $v_{max} = 5,5$ km/s das FD-Verfahren stabil ist, muss $\Delta t \leq 16.36$ ms gelten. Daher werden die Modellierungen alle mit $\Delta t = 15$ ms durchgeführt. Ein weiteres wichtiges Problem, welches man bei der FD-Modellierung im Auge behalten muss, ist die numerische Dispersion. Um diese zu minimieren, wird bei 3D-Modellierungen üblicherweise eine Auflösung von mindestens 5 Gitterpunkten für die kleinste im Modell vorkommende Wellenlänge verlangt [36]. In dem FD-Code, mit dem die in dieser Arbeit vorgestellten Simulationen gerechnet wurden, werden 6,5 Gitterpunkte pro kleinster auftretender Wellenlänge veranschlagt. Das sogenannte **Dispersionskriterium** lautet:

$$f_{max} = \frac{v_{min}}{g \cdot \Delta x}. \quad (2.28)$$

Hierbei ist f_{max} die maximal simulierbare Frequenz, v_{min} die minimale Scherwellengeschwindigkeit in dem der Rechnung zugrunde liegenden Untergundmodell, Δx bezeichnet wiederum den Gitterpunkt Abstand und g ist die Anzahl der Gitterpunkte pro kleinster Wellenlänge, also $g = 6,5$. Mit $\Delta x = 200$ m und $v_{min} = 2,3$ km/s läge die maximal modellierbare Frequenz bei circa 1,5 Hz.

Allerdings muss an dieser Stelle gesagt werden, dass numerische Dispersion immer vorhanden ist, auch bei Erfüllung des Dispersionskriteriums. Wie stark deren Effekt auf die Ergebnisse ist, hängt letztlich von der Größe des Modellraums ab. Je weiter die Wellen laufen müssen, desto stärker wirkt sich der Dispersionseffekt aus. Bei den Dimensionen des hier betrachteten Modellvolumens zeigt die Erfahrung, dass bei Erfüllung des obigen Kriteriums der Einfluß der Dispersion auf die Ergebnisse minimal ist.

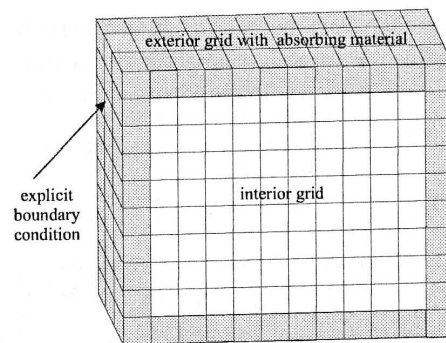


Abbildung 2.4: Das Hinzufügen eines äußeren Gitters um den Modellraum verringert ungewollte Reflexionen vom Rand des Modells (aus Gottschämmer [26]).

In den Gleichungen (2.27) und (2.28) zeigt sich die Problematik der FD-Methode. Will man den Spektralgehalt der Simulation erhöhen, so geht dies nur durch eine Verkleinerung des Gitterpunktabstands. Bei gleicher Modellgröße erhöht sich auf diese Weise die Anzahl der Gitterpunkte drastisch. Hinzu kommt, dass bei einer Reduktion des Gitterpunktabstands auch der Zeitschritt kleiner werden muss, um die Stabilität des Verfahrens aufrecht zu erhalten. Dies bedeutet, dass bei gleicher Modellgröße der Rechenaufwand sowohl durch die Erhöhung der Anzahl der Gitterpunkte als auch durch die größere Anzahl von Zeitschritten enorm anwächst.

Der Modellrand

Ein kritischer Punkt bei allen FD-Verfahren betrifft den Rand des Modellraums. Mathematisch gesehen stellt der Modellrand die Randbedingung dar, unter deren Annahme die partiellen DGL's gelöst werden sollen. Der Rand verhält sich allerdings wie ein Reflektor, was zur Folge hat, dass Wellen, welche bei ihrer Ausbreitung auf diesen treffen, wieder zurück in den FD-Raum reflektiert werden. Dies führt zu einer Verfälschung der Ergebnisse.

Gelöst wird dieses Problem durch Einführen eines absorbierenden Randes [17] an den Seiten und der Unterkante des Modellraums. In diesem Randbereich wird nicht die allgemeine Lösung der Wellengleichung ermittelt, sondern es wird nur die Lösung berücksichtigt, welche eine nach außen laufende Welle beschreibt. Auf diese Weise wird verhindert, dass sich Wellen aus dem Rand zurück in den Modellraum ausbreiten.

Nun funktioniert diese Methode leider nicht bei Wellen, welche in sehr kleinem Winkel auf den Rand treffen. Um auch Reflexionen von diesen Wellen so gut es geht zu unterdrücken wird deshalb um das innere Gitter, also um den interessierenden Modellraum, ein weiteres Gitter gelegt, welchem absorbierende Eigenschaften zugeordnet werden [16]. Hier wird die Amplitude der einfallenden Wellen mit zu-

nehmender Entfernung vom inneren Gitter exponentiell gedämpft, d.h. je weiter die Welle in diese Randschicht eindringt, desto stärker wird sie gedämpft. Das Prinzip dieser Methode ist in Abbildung 2.4 dargestellt.

Allerdings kann man diese Dämpfung nicht beliebig groß machen. Ist die Absorption im äußeren Gitter zu gering, so werden die Amplituden der einfallenden Wellen nicht genügend gedämpft, ist sie aber zu hoch, so ergeben sich möglicherweise Reflexionen an der Grenze zwischen innerem und äußerem Gitter.

Die freie Oberfläche

Handelt es sich um ein Modell mit ebener Oberfläche, so kann man die freie Oberfläche leicht implementieren. Diese wird einfach in das Staggered Grid integriert, indem man die Komponenten σ_{zz} , σ_{xz} und σ_{yz} des Spannungstensors, also den Wert des Spannungsvektors, dort gleich null setzt. Dies entspricht der physikalischen Randbedingung, welche eine freie Oberfläche darstellt. Hat man ein Modell mit Topographie vorliegen, so benutzt man zum Implementieren die sogenannte Vakuummethode. Hierbei werden an allen Gitterpunkten, welche oberhalb der freien Oberfläche liegen, die Dichte und die seismischen Geschwindigkeiten gleich null gesetzt.

In den Modellierungen in dieser Arbeit handelt es sich um ein Modell ohne Topographie, weshalb die erstere der eben beschriebenen Methoden verwendet wird. Hierbei gibt es wiederum 2 Möglichkeiten, wohin man die freie Oberfläche im Gitter platzieren kann. Diese zwei Möglichkeiten werden mit FS1 und FS2 bezeichnet und sind in Abbildung 2.3 eingetragen. Bei Möglichkeit FS1 wird die freie Oberfläche in die Ebene der Normalspannungen gelegt, während man bei Möglichkeit FS2 die freie Oberfläche in die Ebene der beiden Scherspannungskomponenten σ_{xz} und σ_{yz} , einen halben Gitterpunkt verschoben, platziert. In dieser Arbeit wird die Lage der freien Oberfläche in der Ebene der beiden Scherspannungskomponenten gewählt, also Möglichkeit FS2 verwendet. Nach Gottschämmer und Olsen [27] führt diese Lage zu einer höheren Genauigkeit bei der Modellierung.

Die Quelle und ihre Implementierung im FD-Gitter

Es gibt grundsätzlich zwei Möglichkeiten, wie man einen Bruchvorgang, also die seismische Quelle, in ein FD-Verfahren einbauen kann. Die erste Möglichkeit ist die kinematische Definition. Hier wird der Bruchvorgang (Bruchgeschwindigkeit, Ausbreitungsrichtung) an jedem Punkt der Bruchfläche beliebig festgelegt. Die andere Methode ist die dynamische Implementierung. Hier wird davon ausgegangen, dass entlang der Bruchfläche Spannungszustand und Verschiebung durch ein Reibungsgesetz miteinander verknüpft sind. Nun kann sich der Bruch gemäß der durch dieses Gesetz gegebenen Interaktion zwischen Spannung und Verschiebung ohne weitere Einflußnahme ausbreiten.

Bei nicht vertikalen Bruchflächen (also für $\delta \neq 90^\circ$) können sich zum Beispiel erhebliche Unterschiede zwischen kinematischer und dynamischer Modellierung des

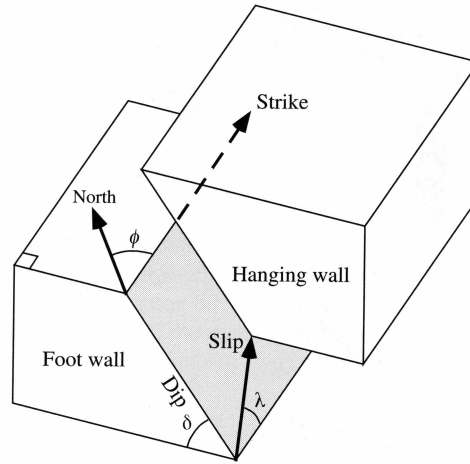


Abbildung 2.5: Darstellung einer Bruchfläche und der typischen Parameter zu deren Charakterisierung (aus *Introduction to Seismology* [51]). Eingezeichnet sind das Streichen ϕ (englisch: strike), der Einfallswinkel δ (englisch: dip) und der Winkel λ zwischen der Bewegungsrichtung und dem Streichen (englisch: rake). Mit diesen drei Winkeln lässt sich die Lage der Bruchfläche im Raum sowie die Richtung des Verschiebungsvektors beschreiben.

Bruchvorgangs ergeben [28]. Dies rührt daher, dass bei solchen Brüchen Wellen, welche von der freien Oberfläche zurückreflektiert werden, den Spannungszustand auf der Bruchfläche stark beeinflussen können. Bei vertikalen sowie bei tief liegenden Bruchflächen (die kritische Tiefe hängt von den Modellparametern ab) spielt dies allerdings keine entscheidende Rolle. In diesen Fällen sowie bei der Betrachtung von Punktquellen ist es also sinnvoll, den Bruchvorgang mit der kinematischen Methode zu implementieren. Da in dieser Arbeit nur solche Fälle auftreten, wird hier nur näher auf die kinematische Implementierung eingegangen. Zur weiteren Vertiefung der dynamischen Modellierung sei unter anderem auf [26, 28, 40, 44, 46] verwiesen. In dem hier verwendeten FD-Programm wird die Quelle folgendermaßen in das Gitter integriert: zu jeder Komponente σ_{ij} des Spannungstensors in den Gleichungen (2.21)–(2.26) wird der Ausdruck

$$-\Delta t \cdot \frac{\dot{M}_{ij}(t)}{\Delta x^3} \quad (2.29)$$

dazu addiert [27, 42, 45]. Hierbei entspricht Δx^3 dem Volumen einer FD-Zelle, Δt bezeichnet die Länge des Zeitschritts der Modellierung und \dot{M}_{ij} ist die zeitliche Ableitung des seismischen Momententensors. Hat man keine Punktquelle, sondern eine ausgedehnte Bruchfläche, so wird an jedem auf der Bruchfläche liegenden Gitterpunkt eine solche Quelle definiert. Der Bruchvorgang startet im Hypozentrum,

von wo aus sich die Bruchfront mit der Bruchgeschwindigkeit v_r sukzessive über die gesamte Fläche ausbreitet. Jede dieser Quellen wird durch ihre Komponenten M_{ij} des Momententensors beschrieben. Dieser lautet für eine vertikale, linkslaterale Blattverschiebung in x_1 -Richtung ($\phi = 0^\circ$, $\delta = 90^\circ$, $\lambda = 0^\circ$) :

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & -M_0 & 0 \\ -M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (2.30)$$

Für die Funktion $M_0(t)$ gilt an jedem Punkt P der Bruchfläche folgende Gleichung:

$$M_0(t) = \mu \cdot A \cdot D(t). \quad (2.31)$$

Hierbei bezeichnet μ das Schermodul am Punkt P, A steht für die Bruchfläche und D ist der zeitabhängige Versatz am betrachteten Punkt. Die zeitliche Ableitung von (2.31) ergibt:

$$\dot{M}_0(t) = \mu \cdot A \cdot \dot{D}(t). \quad (2.32)$$

$\dot{D}(t)$ ist die zeitliche Ableitung des Versatzes im Punkt P, welche bekanntlicherweise die Geschwindigkeit $v(t)$ ist. Durch Festlegen des Geschwindigkeits-Zeit-Verlaufs an jedem Punkt der Bruchfläche kann also die zeitliche Ableitung des Momententensors gewonnen werden, welche für die Implementierung der Quelle gebraucht wird. Ein typischer Geschwindigkeits-Zeit-Verlauf, wie er auch in dieser Arbeit verwendet wird, ist eine Dreiecksfunktion (Abbildung 2.6). Durch Integration des Geschwindigkeits-Zeit-Verlaufs ergibt sich dann der Versatz im betrachteten Punkt.

Die praktische Umsetzung des eben Besprochenen im verwendeten FD-Code funktioniert folgendermaßen: Es wird eine Dreiecksfunktion erstellt, deren maximale Höhe auf den Wert 1 gesetzt wird und deren Länge der Anstiegszeit τ_r (englisch: *rise time*) entspricht. Die Anstiegszeit τ_r ist die Zeit, nach der der Versatz seinen maximalen Wert erreicht hat. Dann wird die Fläche dieser Dreiecksfunktion bestimmt und auf das vorgegebene seismische Moment normiert. Dadurch ist die Funktion $\dot{M}(t)$ gegeben. Dies bedeutet, dass weder der Versatz noch der Geschwindigkeits-Zeit-Verlauf explizit vorgegeben werden. Abhängig vom Wert des Schermoduls am betrachteten Punkt ergibt sich dann der Wert für den dortigen Versatz.

Der Versatzvektor am Punkt P lässt sich mit den in Abbildung 2.5 eingeführten Parametern ϕ , δ und λ ausdrücken:

$$\vec{D} = \bar{D} \cos \lambda \begin{pmatrix} \cos \phi \\ \sin \phi \\ 0 \end{pmatrix} + \bar{D} \sin \lambda \begin{pmatrix} \sin \phi \cos \delta \\ -\cos \phi \cos \delta \\ -\sin \delta \end{pmatrix}. \quad (2.33)$$

Hierbei ist \bar{D} der über die FD-Zelle gemittelte (zeitabhängige) Versatz. Vertikale Bruchflächen, wie sie in dieser Arbeit betrachtet werden, sind leicht in das FD-Gitter zu integrieren, da man sie einfach entlang einer bestimmten Gitterebene legen kann. Hier wurde für die Bruchgeschwindigkeit v_r an jedem Punkt 70 % der lokalen Scherwellengeschwindigkeit angenommen [24].

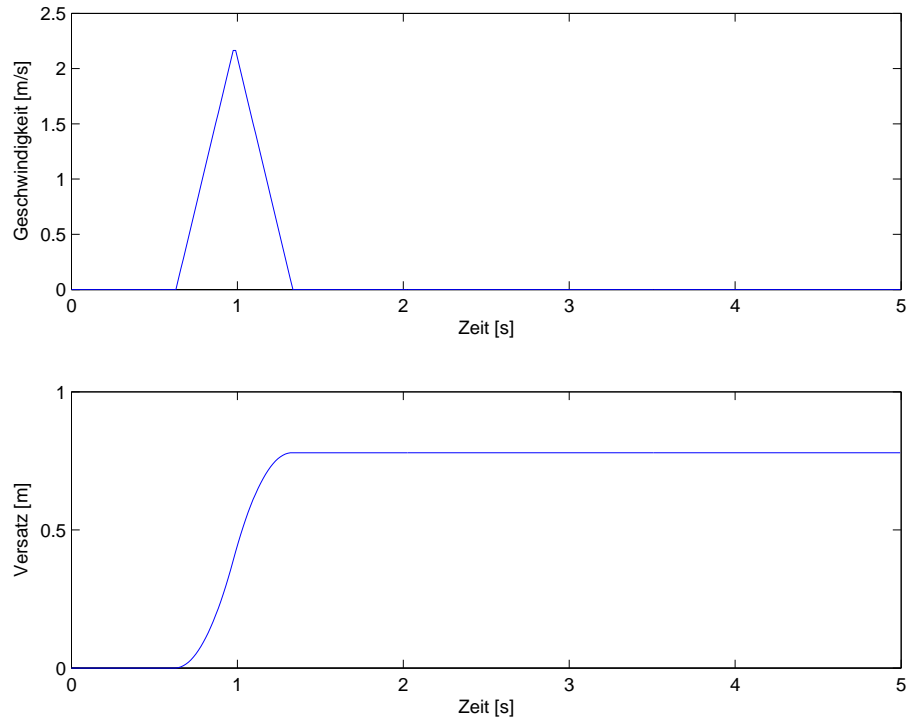


Abbildung 2.6: *Beispiel des Geschwindigkeits-Zeit-Verlaufs (oberes Bild) und des zeitlichen Verlaufs des Versatzes (unteres Bild) an einem Punkt auf der Bruchfläche (Punkt im Kristallin) für ein Beben der Magnitude $M=6.5$. Die Anstiegszeit beträgt hier $\tau_r = 0.68s$.*

Das seismische Moment wurde aus der Skalierungsrelation von Hanks und Kanamori [30] ermittelt. Um die Dimension der jeweiligen Bruchfläche zu berechnen wurden die empirische Relationen zwischen Magnitude sowie Fläche, Länge und Breite der Bruchfläche von Wells und Coppersmith für Blattverschiebungen herangezogen [56]. Die jeweilige Anstiegszeit wurde anhand einer Skalierungsbeziehung nach Heaton [31] berechnet.

Kapitel 3

Abminderungsfunktionen

Einleitung

Bei der Erbauung von Strukturen wie Gebäuden, Brücken oder Kraftwerken ist es von enormer Wichtigkeit, zu wissen, welchen Erschütterungen diese bei einem Erdbeben ausgesetzt sind. Hierzu schätzt man üblicherweise die vermutlich auftretende Bodenbewegung ab und erstellt dann Bauvorschriften, welche dieser Gefahr Rechnung tragen sollen. Auf diese Weise wird die seismische Gefährdung einer Region bei der Entwicklung ihrer Infrastruktur berücksichtigt.

Im Bereich der seismischen Gefährdungsabschätzung unterscheidet man grundsätzlich zwei Ansätze: die deterministische sowie die probabilistische Methode [34]. Bei der deterministischen Herangehensweise geht man von einem bestimmten Szenario-Beben aus, welches in der Region stattfinden kann und dessen Bodenbewegung nicht überschritten werden darf. Dies kann das stärkste Erdbeben sein, welches je in dem Gebiet aufgetreten ist, oder aber auch, je nachdem für welche Bodenbewegung die betroffenen Bauwerke ausgelegt werden müssen, ein Beben, welches mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit in einem bestimmten Zeitraum auftreten wird. Dann schätzt man die Bodenbewegung, die dieses Beben produzieren würde, flächendeckend in dem betrachteten Gebiet ab. Seit einigen Jahren kann dies zum Beispiel mit Hilfe der FD-Modellierung dieses Bebens erfolgen [26]. Für gewöhnlich aber wird diese Abschätzung mit Hilfe von sogenannten Abminderungsfunktionen (englisch: *attenuation relations* oder auch *predictive relationships*) realisiert. Die probabilistische Gefährdungsabschätzung hingegen beruht auf den Methoden der Wahrscheinlichkeitsrechnung. Hierbei wird zunächst eine probabilistische Verteilung sowohl für den Ort eines eventuellen Bebens wie auch für die zeitliche Wiederkehr eines Bebens bestimmter Größe berechnet. Dann wird die zu erwartende Bodenbewegung eines jeden nach dieser Verteilung wahrscheinlichen Bebens zum Beispiel mit Hilfe von Abminderungsfunktionen abgeschätzt und schließlich die Wahrscheinlichkeit ermittelt, mit der die Bodenbewegung einer bestimmten Stärke in einem bestimmten Zeitraum überschritten wird. Bei beiden Ansätzen spielen also Abminderungsfunktionen eine bedeutende Rolle.

Um solche Funktionen zu erstellen, werden empirische Daten herangezogen und mit Hilfe einer Regressionsanalyse wird eine bestimmte Funktion bestmöglich an diese Daten angepasst. In den Abminderungsfunktionen gilt es, bestimmte Parameter der Bodenbewegung in Abhängigkeit der Magnitude eines Erdbebens, der Entfernung, des betrachteten Standorts, eventuell auch des Bruchmechanismus und möglicher weiterer Variablen auszudrücken. Nach starken Erdbeben werden diese Funktionen für gewöhnlich durch die hierbei neu gewonnenen Daten erweitert und verbessert.

3.1 Die funktionale Form

Die funktionale Form der Abminderungsfunktionen wird generell so gewählt, dass sie die bei einem Erdbeben stattfindenden physikalischen Prozesse so gut wie möglich wiedergeben kann. Daher beruht die Form der meisten gängigen Funktionen auf einigen allgemeinen Beobachtungen:

- Die Parameter zur Charakterisierung der Bodenbewegung sind logarithmisch normal verteilt. Aus diesem Grund wird statt des Parameters selbst meist der Logarithmus davon betrachtet.
- Die Magnitude wird üblicherweise definiert als der Logarithmus der Maximalamplitude der Bodenschwinggeschwindigkeit.
- Bei ihrer Ausbreitung nimmt die Amplitude von Erdbebenwellen mit $\frac{1}{r^n}$ ab ($\sim \frac{1}{r}$ für Raumwellen und $\sim \frac{1}{\sqrt{r}}$ für Oberflächenwellen).
- Ein Teil der von den Erdbebenwellen mitgeführten Energie wird von den durchquerten Materialien absorbiert. Diese Dämpfung verursacht eine exponentielle Abnahme der Amplituden der Bodenbewegung.
- Die Parameter der Bodenbewegung können auch durch Charakteristika der Quelle wie z.B. Bruchmechanismus oder aber auch durch die Eigenschaften des Standortes beeinflusst werden. So kann es z.B. eine entscheidende Rolle spielen, ob sich der Standort auf hartem Kristallingestein oder lockeren Sedimenten befindet.

Häufig verwendete Parameter sind zum Beispiel die maximale (horizontale) Bodenbeschleunigung (*Peak Horizontal Acceleration* – PHA), die spektralen Werte der Beschleunigung oder auch die maximale Bodengeschwindigkeit (*Peak Ground Velocity* – PGV).

Aus der vorhergehenden Betrachtungen ergibt sich dann eine allgemeine Grundform für Abminderungsfunktionen:

$$\ln Y = C_1 + C_2 M + C_3 M^{C_4} + C_5 \ln R + C_6 R + f(\text{Quelle}) + f(\text{Standort}). \quad (3.1)$$

Hierbei ist Y der betrachtete Parameter der Bodenbewegung, M die Magnitude des Bebens und R die Entfernung des Standorts vom Bebenherd. Für diese Entfernung gibt es mehrere Definitionen, welche sich grundlegend voneinander unterscheiden. Auf diese Problematik wird in Abschnitt 3.4 noch genauer eingegangen. $C_1 - C_6$ sind die Koeffizienten der Abminderungsfunktion, welche durch die Regressionsanalyse bestimmt werden.

Als Maß für die Genauigkeit der durch die Abklingfunktion vorhergesagten Bodenbewegung wird der Term $\sigma_{\ln Y}$ verwendet. $\sigma_{\ln Y}$ ist die Standardabweichung von $\ln Y$ bei der interessierenden Magnitude und Entfernung. In vielen Fällen wird für $\sigma_{\ln Y}$ eine Konstante angenommen [12, 13, 14, 34], aber es gibt auch Ansätze, bei denen $\sigma_{\ln Y}$ zum Beispiel mit der Magnitude variieren kann [1, 15, 47, 58].

3.2 Die Funktionen von Boore et al.

An dieser Stelle werden nun als Beispiel die Abminderungsfunktionen von Boore et al. [13] vorgestellt. Diese sind der Abminderungsfunktion, welche in Israel zur Bestimmung des maximalen Bodenbeschleunigung verwendet wird [11], sehr ähnlich und ermöglichen eine frequenzabhängige Untersuchung, da diese Funktionen auch für die spektrale Beschleunigungsantwort für Frequenzen zwischen 0,5 und 10 Hz berechnet wurden. Für weitere Beispiele sei unter vielen anderen Veröffentlichungen auf [1, 32, 34, 47, 53] verwiesen.

Es wurden die Koeffizienten von folgender Funktion bestimmt:

$$\ln Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_4 \ln r + b_5 \ln \frac{V_S}{V_A}. \quad (3.2)$$

Hierbei gilt $r = \sqrt{r_{jb}^2 + h^2}$. r_{jb} ist die von Boore et al. [13] gewählte Entfernungsdefinition, nämlich die kürzeste Entfernung vom Standort zur Projektion der Bruchfläche an die Oberfläche, und h ist eine fiktive Tiefe welche durch die Regression bestimmt wird. Die Koeffizienten $b_1 - b_5$, h sowie V_A wurden in Abhängigkeit der betrachteten Frequenz und des Bruchmechanismus ermittelt. Letzterer findet sich nur im Koeffizienten b_1 wieder. Es gibt drei unterschiedliche Koeffizienten b_1 : einen, falls der Mechanismus nicht bekannt ist, einen für Blattverschiebungen und einen für Aufschiebungen. Für die Magnitude M wird stets die Momentenmagnitude M_W verwendet.

Der Term $b_5 \ln \frac{V_S}{V_A}$ bezieht sich auf mögliche Standorteffekte. In diesem Term ist V_S die gemittelte S-Wellen-Geschwindigkeit der obersten 30 m. Der Parameter Y steht hier für die maximale horizontale Bodenbeschleunigung und für die spektrale Beschleunigungsantwort. Die Werte sind immer in der Einheit g . Die Koeffizienten für die spektralen Werte der Beschleunigung wurden für Perioden zwischen 0,1 s und 2 s ermittelt. In Boore et al. [13] befindet sich eine Tabelle mit den entsprechenden Koeffizienten. Alle Daten, die zum Erstellen dieser Funktionen verwendet wurden, stammen aus flachen krustalen Beben im Westen der USA. Boore et al. benutzen

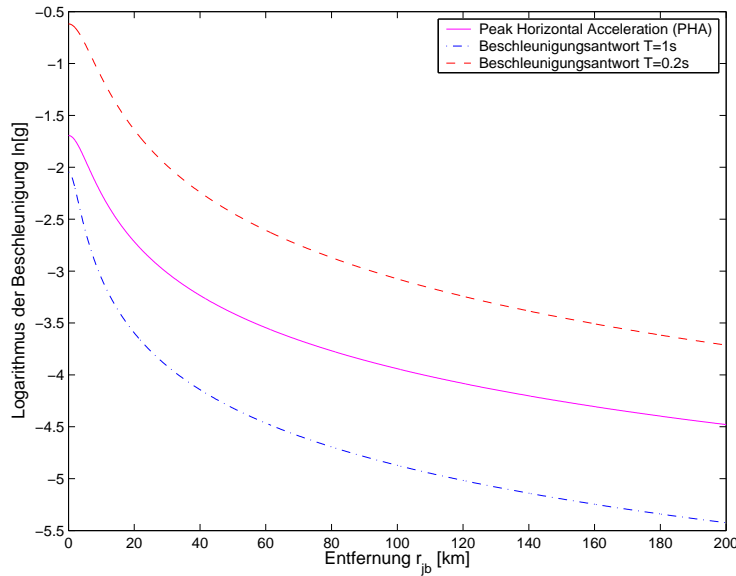


Abbildung 3.1: *Abminderungsfunktionen nach Boore et al. [13] für $M_W=6.5$ in einem homogenen Medium mit $V_S=3.2$ km/s. In Magenta (durchgezogene Linie) ist die Kurve für die maximale Bodenbeschleunigung dargestellt, in Blau (Strich-Punkt-Linie) und Rot (gestrichelte Linie) sind die jeweiligen Kurven für die spektrale Beschleunigungsantwort bei 1 Hz resp. 5 Hz dargestellt.*

zur Regressionsanalyse eine "Zwei-Schritte"-Maximum-Likelihood Methode, welche bereits in Joyner und Boore [32] eingeführt wurde.

Um diese Abminderungsfunktionen auch graphisch zu veranschaulichen, sind in Abbildung 3.1 die Funktionen für die maximale horizontale Bodenbeschleunigung und für die Beschleunigungsantwort bei zwei Frequenzen beispielhaft dargestellt. Für dieses Beispiel wurde der Koeffizient b_1 für Blattverschiebungen verwendet. Wie aus Gleichung (3.2) sowie aus der Abbildung 3.1 ersichtlich ist, beschreiben diese Funktionen eine von jedem Punkt der Bruchfläche radialsymmetrische Abnahme der Bodenbewegung mit der Entfernung.

3.3 Defizite und Probleme

Die eben vorgestellten und beschriebenen Abminderungsfunktionen ermöglichen eine relativ effektive und einfache Beschreibung der von einem Erdbeben verursachten Bodenbewegung. Nichtsdestotrotz hat diese Beschreibung auch einige schwerwiegende Nachteile und birgt gewisse Probleme in sich.

Wie oben schon angesprochen handelt es sich um rein radialsymmetrisches Abklingen der Bodenbewegung. Rechnerisch gesehen wird also die Herdregion des Erdbebens immer durch eine isotrop abstrahlende Punktquelle angenähert. Bei starken Erdbeben wird die Dimension der Bruchfläche jedoch Ausmaße annehmen, die man

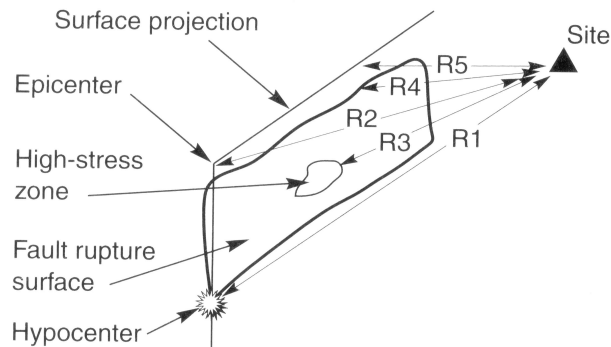


Abbildung 3.2: Fünf Entfernungsebenen, welche in Abminderungsfunktionen verwendet werden (aus *Geotechnical Earthquake Engineering* [34]).

insbesondere bei geringen Entfernungen schwerlich vernachlässigen kann. Ebenso stellt es ein Problem dar, dass die Bruchdynamik nicht in den Funktionen berücksichtigt wird. So kann zum Beispiel die Abstrahlcharakteristik eines starken Erdbebens signifikante Abweichungen von der prognostizierten Bodenbewegung verursachen [26]. Ein Versuch, die Direktivität in Abminderungsfunktionen einzubeziehen, wurde von Somerville et al. [53] unternommen. Dort wurden die Residuen zwischen aufgezeichneter Bodenbewegung und den durch die Abminderungsfunktionen von Abrahamson und Silva [1] vorhergesagten Werten ermittelt. Dann wurde mit einem empirischen Ansatz ein zusätzlicher Term eingeführt, der der Direktivität Rechnung tragen soll.

Auch sind die geologischen Informationen, welche in diese Abminderungsfunktionen einfließen, äußerst spärlich. Mit der über die obersten 30 m gemittelten Geschwindigkeit der S-Wellen wird zwar der Effekt des Standortes berücksichtigt, aber Informationen über die großräumige Geschwindigkeitsstruktur werden nicht betrachtet. In geologisch komplexen Strukturen wie zum Beispiel in Graben- oder Beckenstrukturen kann diese jedoch auch schwerwiegenden Einfluss auf die Bodenbewegung nehmen. Hierzu seien zum Beispiel Effekte wie Fokussierung im Bereich der Grabenecken oder Reflexionen an den Grabenkanten erwähnt [26, 42, 43]. Eine solche Untergrundstruktur kann zudem als Wellenleiter wirken [57] und seismische Energie über größere Entfernungen transportieren, so dass sich auch in weit vom Bebenherd entfernten Regionen eine starke Erhöhung der Bodenbewegung einstellen kann.

3.4 Problematik der Entfernungsdefinition

Ein sehr wichtiger Punkt bei Abminderungsfunktionen ist die Entfernungsdefinition, mit welcher die Distanz zwischen Quelle und Standort berechnet wird. Hier gibt es verschiedene Ansätze, welche in Abbildung 3.2 dargestellt sind. In dieser Skizze ist R1 die Hypozentralentfernung r_{hyp} und R2 entspricht der Epizentraldistanz r_{epi} . Diese Entfernungen sind nach einem Erdbeben sehr einfach zu bestimmen. Ist die

Länge der Bruchfläche jedoch ein signifikanter Bruchteil der Entfernung zwischen der letzteren und dem betrachteten Standort (Nahfeld), so kann Energie in einer kürzeren Distanz zum Standort als der Hypo- oder Epizentraldistanz abgestrahlt werden. Diese Entfernungsdefinitionen könnten somit nicht die effektive Distanz zwischen Quelle und Empfänger wiedergeben. Aus diesem Grund wurden andere Entfernungsdefinitionen eingeführt, welche der endlichen Länge der Verwerfung im Nahfeldbereich Rechnung tragen sollen.

So ist R3 zum Beispiel die Entfernung zu der Region der Bruchfläche, wo die meiste Energie während des Bebens freigesetzt wird. R4 ist die kürzeste Entfernung zur Bruchfläche r_{rup} (englisch: rupture distance) und R5 ist schließlich die kürzeste Entfernung zur Projektion der Bruchfläche an die Erdoberfläche. Diese Entfernungsdefinition wird von Joyner und Boore in ihren Abminderungsfunktionen verwendet [13, 32] und wird deshalb auch mit r_{jb} bezeichnet.

Durch diese unterschiedlichen Entfernungsdefinitionen ist es schwer, Abminderungsfunktionen, welche unterschiedliche Entfernungsmaße verwenden, miteinander zu vergleichen oder zu kombinieren. Zudem kann es bei der Konvertierung der verschiedenen Entfernungsdefinitionen ineinander zu Schwierigkeiten kommen, wie Scherbaum et al. [48] beschreiben.

Die zwei am häufigsten verwendeten Entfernungsdefinitionen sind die kürzeste Entfernung zur Bruchfläche r_{rup} sowie die kürzeste Entfernung zur Projektion der Bruchfläche an die Oberfläche r_{jb} .

Kapitel 4

3D–Modell des Grabens und Modellierung

4.1 3D–Geschwindigkeits– und Dichtemodell

Auf der Basis der in Abschnitt 1.1.2 beschriebenen Geologie des Tote–Meer–Grabens wurde ein dreidimensionales elastisches Modell des Grabens erstellt (Gottschämmer [26]), welches in Abbildung 4.1 dargestellt ist. In diesem Modell hat das Tote–Meer–Becken eine Ausdehnung von 100 km in Nord–Süd– und 15 km in Ost–West–Richtung und besteht aus drei Sedimentschichten, welche von kristallinem Grundgestein ($v_P = 5,5 \text{ km/s}$, $v_S = 3,2 \text{ km/s}$, $\rho = 2,7 \text{ g/cm}^3$) umgeben sind. Die oberste Schicht ($v_P = 4 \text{ km/s}$, $v_S = 2,3 \text{ km/s}$, $\rho = 2,1 \text{ g/cm}^3$) repräsentiert die klastischen Sedimente, welche bis in eine Tiefe von 5 km reichen. Die beiden unteren Schichten ($v_P = 4,5 \text{ km/s}$, $v_S = 2,6 \text{ km/s}$, $\rho = 2,4 \text{ g/cm}^3$ und $v_P = 5 \text{ km/s}$, $v_S = 2,9 \text{ km/s}$, $\rho = 2,6 \text{ g/cm}^3$) entsprechen dem Salz und den Sandsteinen. Die maximale Tiefe des Beckens beträgt im Zentrum 9 km. Das Modell des Beckens ist sowohl symmetrisch in Nord–Süd– wie auch in Ost–West–Richtung.

Bei den in diesem Modell verwendeten Scherwellengeschwindigkeiten und einer maximal simulierbaren Frequenz von ungefähr 1,5 Hz ergibt sich für die kleinstmögliche Wellenlänge etwa 1,5 – 2,0 km. Aus diesem Grund macht es keinen Sinn, kleinräumige Strukturen unterhalb dieser Größenordnung in das Modell des Grabens zu integrieren, da diese bei der FD–Rechnung nicht aufgelöst werden könnten und so die Ergebnisse nicht wesentlich beeinflussen würden. Auch wird keine Dämpfung in diesem Modell berücksichtigt, da zum einen die dämpfenden Eigenschaften erst bei höheren Frequenzen als den hier modellierten deutlich ins Gewicht fallen und zum anderen der Entfernungsbereich nicht groß genug ist, um durch seismische Dämpfung einen starken Einfluß auf die Ergebnisse zu erwarten.

Die kleinste im Modell vorkommende S–Wellen–Geschwindigkeit beträgt somit also $v_{Smin} = 2,3 \text{ km/s}$, was an der Oberfläche natürlich ein unrealistisch hoher Wert ist. Wollte man allerdings dort eine angemessene Scherwellengeschwindigkeit betrachten, so würde nach dem Dispersionskriterium die maximal modellierbare Frequenz

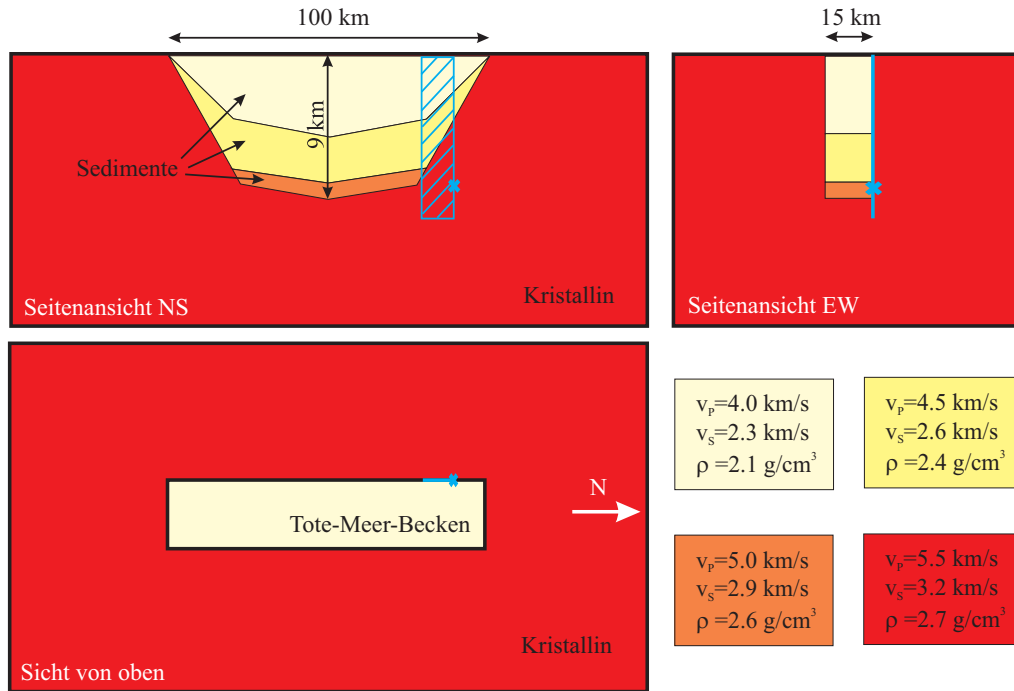


Abbildung 4.1: 3D-Modell des Tote-Meer-Grabens. Das Modell besteht aus drei Sedimentschichten, welche von kristallinem Grundgestein umgeben sind. In Hellblau ist exemplarisch eine Bruchfläche dargestellt, wie sie für die Modellierung eines Bebens der Magnitude $M_W = 6,0$ (siehe auch Abschnitt 4.2.2) verwendet wurde. Das blaue Kreuz gibt die Lokation des Hypozentrums wieder. Die vertikale Achse ist in dieser Abbildung 5fach vergrößert.

stark absinken oder man müsste den Gitterpunkt Abstand stark verringern, um die gewünschte spektrale Auflösung nicht zu verlieren (siehe auch Gleichung (2.28)). Dies wiederum würde einen enormen Anstieg des Rechenaufwands bedeuten. Ausserdem ist es in dem hier abgedeckten Frequenzbereich unmöglich, Effekte, welche durch die Geschwindigkeitsstruktur unmittelbar unterhalb des Standortes bedingt sind, adäquat zu berücksichtigen, da dieser Einfluss mit den hier vorhandenen Wellenlängen nicht auflösbar ist. Daher werden Standorteffekte generell bei den in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungen und Berechnungen von Abminderungsfunktionen nicht beachtet.

4.2 Modellierung

4.2.1 Parameter der Modellierung

Wie in Kapitel 1.1.1 angesprochen wurde, handelt es sich bei der Toten-Meer-Störung um eine linkslaterale Blattverschiebung. Starke Erdbeben treten am wahrscheinlichsten entlang der Grabenränder auf. Aus diesem Grund wurden alle in dieser Arbeit modellierten Beben mit einer vertikalen, sich am Rand des Grabens befin-

Δx	räumliche Diskretisierung	200 m
Δt	zeitliche Diskretisierung	0,015 s
n_t	Anzahl der Zeitschritte	5000
T	Simulationszeit	75 s
n_x	Anzahl Gitterpunkte in NS-Richtung	1000
n_y	Anzahl Gitterpunkte in EW-Richtung	575
n_z	Anzahl Gitterpunkte in Z-Richtung	112
ϕ	Streichen	0°
δ	Fallen	90°
λ	Richtung zwischen Streichen und Slipvektor	0°

Tabelle 4.1: *Geometrische Parameter der FD-Modellierung, welche für alle modellierten Beben gleich sind.*

denden Bruchfläche simuliert, deren jeweilige Dimension aus den Relationen für strike-slip-Beben von Wells und Coppersmith [56] ermittelt wurde. Die Bruchfläche wird also immer durch ein Streichen von $\phi = 0^\circ$, ein Fallen von $\delta = 90^\circ$ und eine Sliprichtung $\lambda = 0^\circ$ (siehe auch Abbildung 2.5) beschrieben. Eine Ausnahme hierzu bildet das Erdbeben vom 11. Februar 2004, welches unter Verwendung einer Punktquelle simuliert wurde und auf welches in Kapitel 7 eingegangen wird.

Für die Quellfunktion $\dot{M}(t)$ wurde bei allen modellierten Erdbeben eine Dreiecksfunktion benutzt. Die Bruchgeschwindigkeit beträgt an jedem Punkt der Bruchfläche 70 % der lokalen Scherwellengeschwindigkeit [24]. Die wichtigsten Modellparameter sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst.

4.2.2 Ergebnisse der Simulationen: Drei Beispiele

In diesem Abschnitt soll anhand von drei Beispielen aufgezeigt werden, wie die Ergebnisse der Modellierung von Erdbeben im Tote-Meer-Graben aussehen und wie sich der Effekt der Bruchdynamik und die geologische Beschaffenheit des Grabens auf die simulierte Bodenbewegung in der Region auswirken. Hierzu wurden drei Beben mit den Magnituden $M_W = 5,5$, $6,0$ und $6,5$ ausgewählt. Besprochen werden die Snapshots des Wellenfeldes der horizontalen Komponente parallel zum Streichen, die maximale horizontale Bodengeschwindigkeit (PGV) (im modellierten Frequenzbereich) sowie die horizontale Beschleunigungsantwort bei den Frequenzen 1 Hz und 0,5 Hz. Die vertikale Komponente wird im Folgenden nicht besprochen, da diese zum einen generell etwas geringere Amplituden aufweist als die horizontalen Komponenten und zum anderen nicht so schadensrelevant ist wie diese. Die Infrastruktur muss nämlich dahingehend konzipiert sein, dass sie der statischen Einwirkung der Gravitation standhält, und dies gewährleistet im Allgemeinen auch eine genügende Stabilität gegenüber Vertikalbewegungen. Die horizontalen Komponenten dagegen bringen eine Scherung der Bauwerke mit sich, welche im Wesentlichen für die Schäden verantwortlich ist.

Beispiel 1	M_W	Magnitude	5,5
	τ_r	Anstiegszeit	0,22 s
	L	Länge der Verwerfung entlang des Streichens	5,6 km
	W	Breite der Verwerfung entlang des Fallens	5,6 km
	H	Tiefe des Hypozentrums	8,0 km
		Bilateraler Bruch	
Beispiel 2	M_W	Magnitude	6,0
	τ_r	Anstiegszeit	0,38 s
	L	Länge der Verwerfung entlang des Streichens	10,0 km
	W	Breite der Verwerfung entlang des Fallens	10,0 km
	H	Tiefe des Hypozentrums	8,0 km
		Unilateraler Bruch	
Beispiel 3	M_W	Magnitude	6,5
	τ_r	Anstiegszeit	0,68 s
	L	Länge der Verwerfung entlang des Streichens	21,0 km
	W	Breite der Verwerfung entlang des Fallens	14,0 km
	H	Tiefe des Hypozentrums	8,0 km
		Unilateraler Bruch	

Tabelle 4.2: *Individuell verschiedene Parameter der Modellierung für die drei als Beispiele angeführten Modelle.*

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt in den kommenden Abbildungen immer aus der Vogelperspektive auf die Oberfläche des Modellraums (cf. Abb. 4.1), wobei Norden immer auf der rechten Seite des Bildes ist. In Abb. 4.1 ist die Bruchfläche dargestellt, wie sie bei der Modellierung des Beispiels 2 verwendet wurde.

Bei den Beispielen, die hier vorgestellt werden, handelt es sich um ein Beben der Magnitude 5,5, welches bilateral bricht und um zwei Beben mit unilateralen Brüchen der Magnituden 6,0 und 6,5. Wegen den Symmetrieeigenschaften des Modells reicht es aus, unilaterale Brüche nur in eine Richtung zu modellieren (also z.B. ein Beben, wo sich der Bruch in Richtung Süden ausbreitet). Durch Spiegelung an der Mittelechse des Modells lassen sich dann die Ergebnisse eines Bebens ableiten, welches in die entgegengesetzte Richtung bricht. In den Beispielen mit unilateralen Brüchen breitet sich der Bruch in Richtung Süden aus. In Tabelle 4.2 sind die für jedes Beispiel individuell verschiedenen Parameter zusammengestellt.

Snapshots des Wellenfeldes

Die Snapshots des Wellenfeldes für diese drei Simulationen befinden sich in Abbildung 4.2. Nach jeweils etwa 3–4 Sekunden erreicht die erste Wellenfront (P-Welle) die Oberfläche. Die Amplituden der Wellen, welche in Richtung Norden und Süden abgestrahlt werden, sind beim ersten Beispiel ungefähr gleich, da es sich um einen bilateralen Bruch handelt, wobei sich das Hypozentrum in der Mitte der Verwerfung befindet und der Effekt der Direktivität somit in beide Richtungen gleich ist. Bei

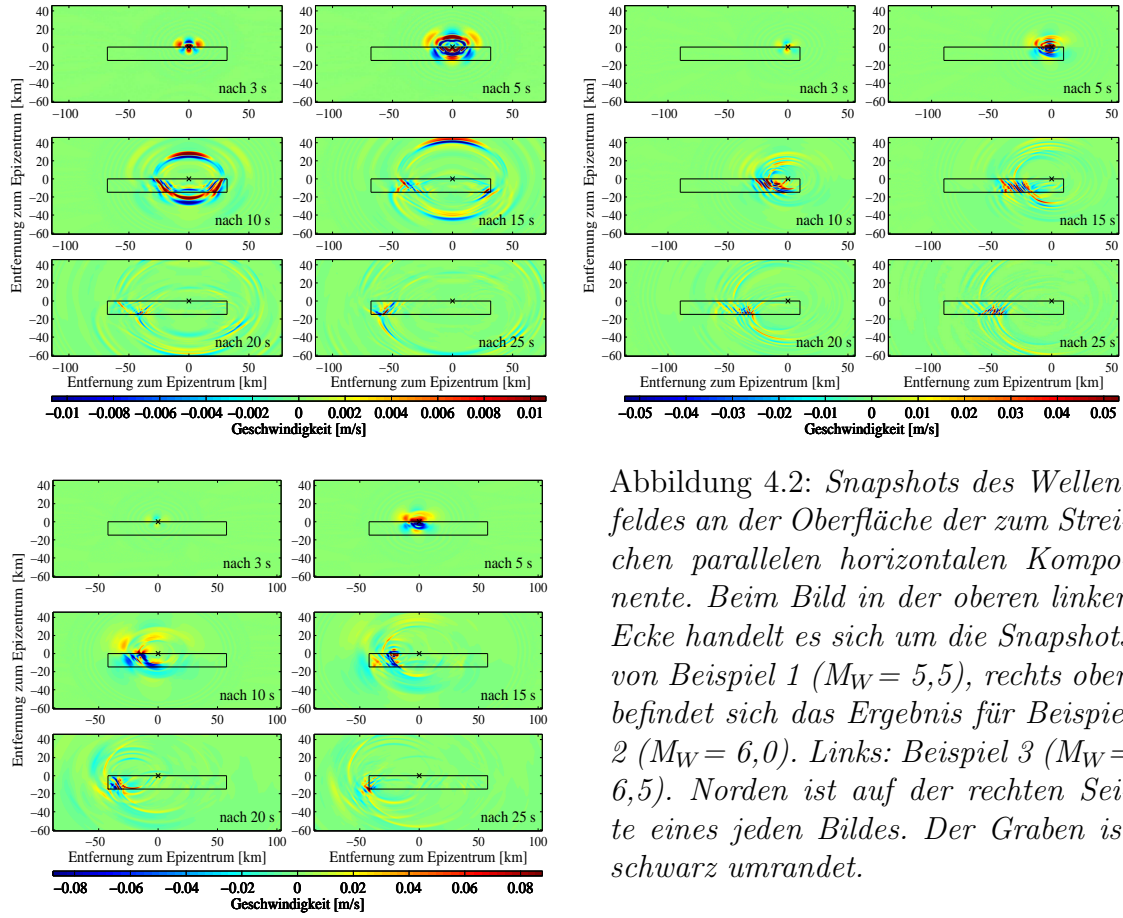


Abbildung 4.2: Snapshots des Wellenfeldes an der Oberfläche der zum Streichen parallelen horizontalen Komponente. Beim Bild in der oberen linken Ecke handelt es sich um die Snapshots von Beispiel 1 ($M_W = 5,5$), rechts oben befindet sich das Ergebnis für Beispiel 2 ($M_W = 6,0$). Links: Beispiel 3 ($M_W = 6,5$). Norden ist auf der rechten Seite eines jeden Bildes. Der Graben ist schwarz umrandet.

den zwei Simulationen mit unilateralen Brüchen zeigt sich bereits nach 10 s, dass die stärksten Wellenamplituden südlich der Verwerfung zu finden sind. Dies kommt dadurch zustande, dass sich der Bruch jeweils nach Süden hin ausbreitet und durch die Direktivität somit die Amplituden der Wellen südlich der Bruchfläche größer werden als nördlich davon. Hinzu kommen die wellenleitenden Eigenschaften der Grabenstruktur, welche vor allem in den späteren Snapshots deutlich zum Vorschein kommen. Durch den Geschwindigkeitskontrast an den Rändern des Beckens werden die Wellen innerhalb des letzteren hin- und herreflektiert, was dazu führt, dass zu späteren Zeitpunkten die Wellenamplituden innerhalb des Grabens deutlich höher sind als ausserhalb. Auch ergeben sich besonders in den Ecken des Grabens starke Fokussierungseffekte, welche insbesondere beim dritten Beispiel ($M_W = 6,5$) in Abb. 4.2 in der südöstlichen Ecke des Grabens klar zu erkennen sind.

Maximalwerte der Bodengeschwindigkeit

Die räumliche Verteilung der Maximalwerte der Bodengeschwindigkeit ist in Abbildung 4.3 dargestellt. Zu bemerken ist, dass bei dem Beben mit $M_W = 5,5$ (Beispiel 1) die größten Werte symmetrisch circa 10 km nord- und südöstlich vom Epizentrum zu finden sind, während sich bei den zwei anderen Beispielen die stärkste Bodenbe-

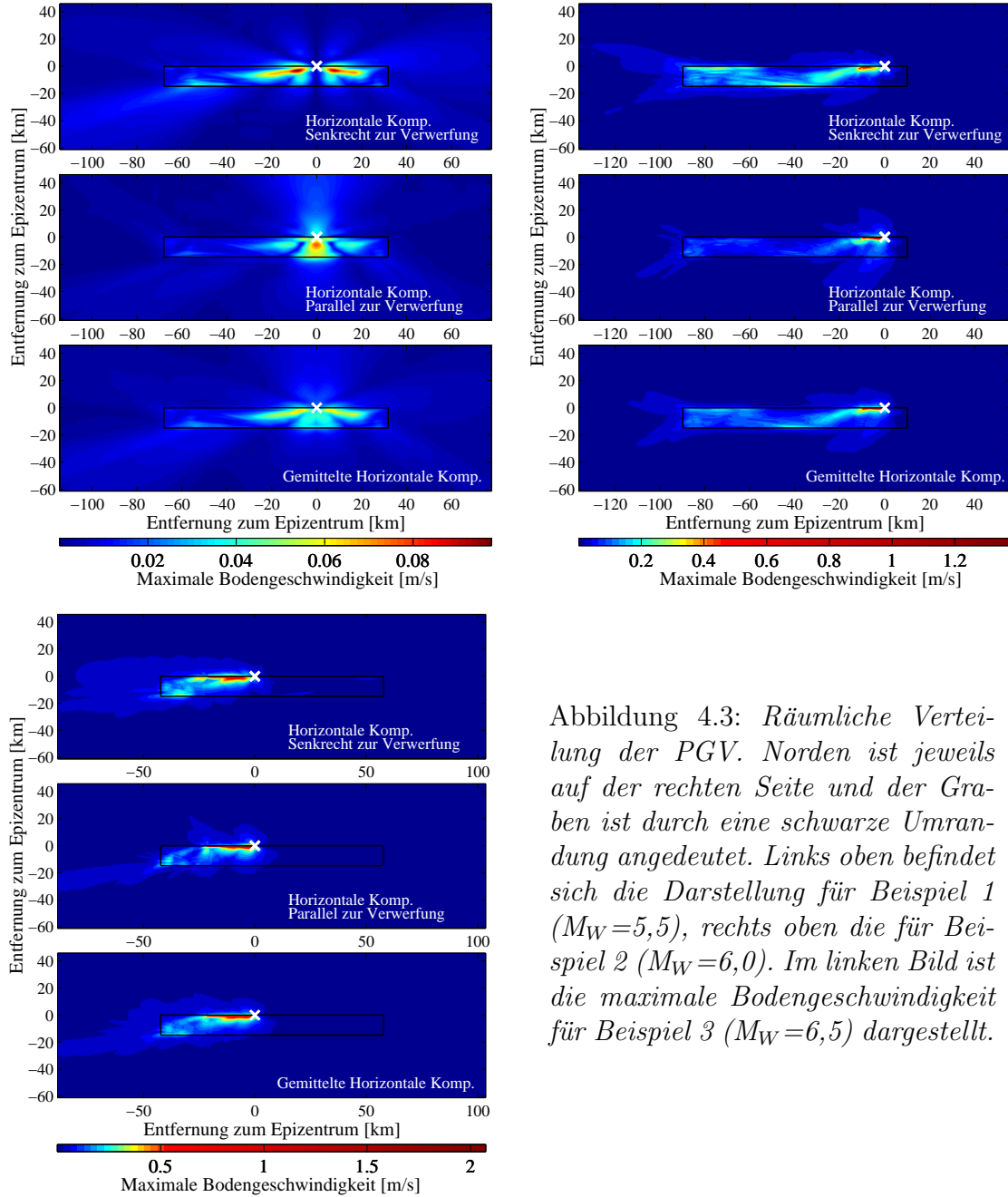


Abbildung 4.3: Räumliche Verteilung der PGV. Norden ist jeweils auf der rechten Seite und der Graben ist durch eine schwarze Umrandung angedeutet. Links oben befindet sich die Darstellung für Beispiel 1 ($M_W=5,5$), rechts oben die für Beispiel 2 ($M_W=6,0$). Im linken Bild ist die maximale Bodengeschwindigkeit für Beispiel 3 ($M_W=6,5$) dargestellt.

wegung unmittelbar oberhalb der Verwerfung, auf der Innenseite des Grabens ergibt. Die Abstrahlung entlang der Verwerfung erfolgt, wie sich bereits beim Betrachten der Snapshots gezeigt hat, größtenteils in den Graben hinein. Dies sowie die Tatsache, dass die seismische Energie durch die Reflexionseffekte an den Grabenrändern in diesem gefangen bleibt, bewirken, dass innerhalb des Grabens an vielen Stellen bis zu viermal so hohe Amplituden auftreten als ausserhalb. Beim ersten Beispiel ($M_W = 5,5$) beträgt der Maximalwert etwa $0,1 \text{ m/s}$ und wird auf der horizontalen Komponente senkrecht zur Verwerfung erreicht, während bei den zwei anderen Si-

mulationen die Maximalwerte von $1,4 \text{ m/s}$ ($M_W = 6,0$) und $2,1 \text{ m/s}$ ($M_W = 6,5$) auf der Komponente parallel zur Verwerfung erreicht werden.

Spektrale Werte der Beschleunigung

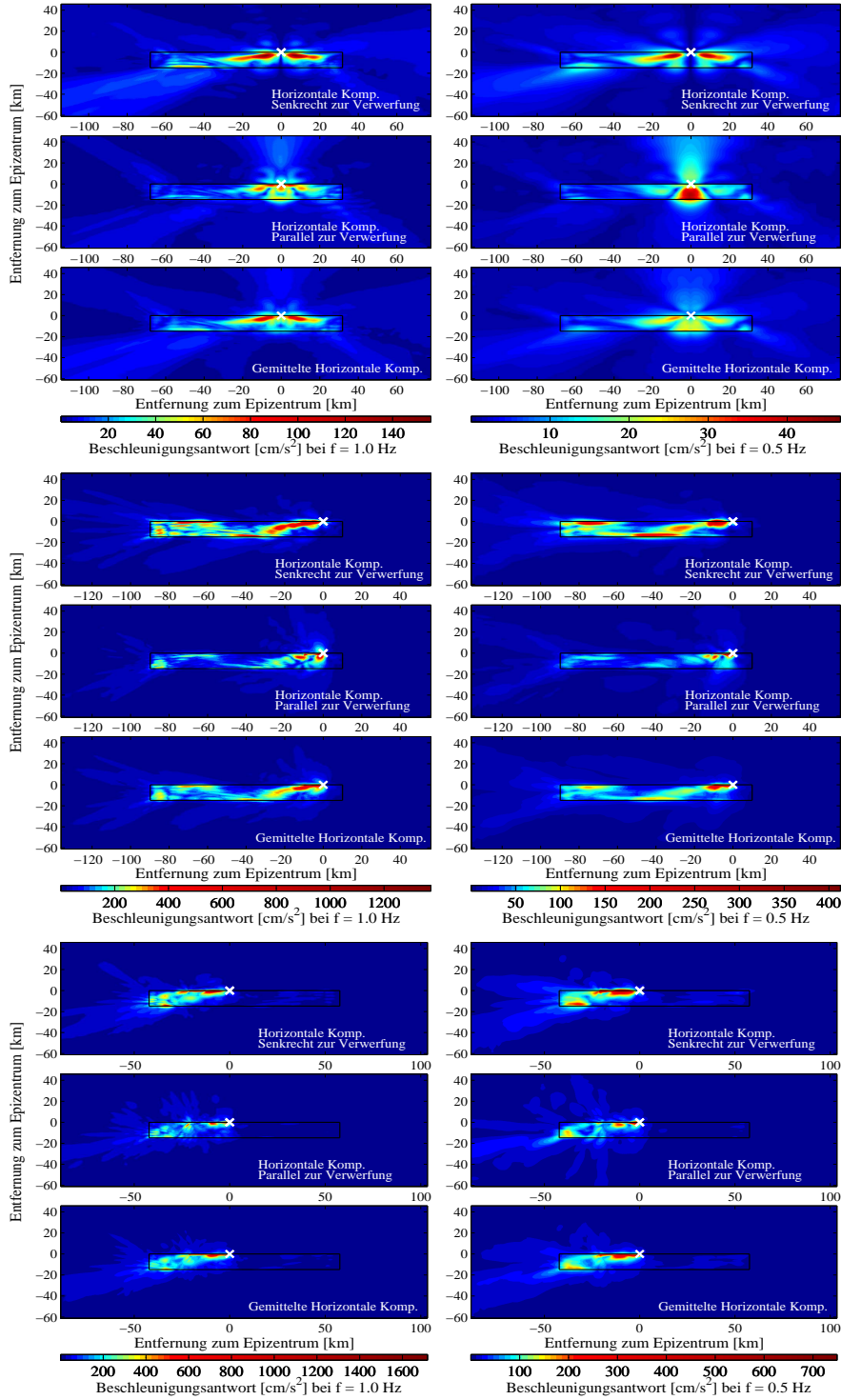
Für die räumliche Verteilung der Maximalwerte der spektralen Beschleunigungsantwort bei 5 % Dämpfung bei den Frequenzen 1 Hz und 0,5 Hz gelten ähnliche Beobachtungen wie für die Maximalwerte der Bodengeschwindigkeit, wie aus Abbildung 4.4 hervorgeht. Dort sind die Ergebnisse für die drei besprochenen Beispiele dargestellt. Auch hier ergibt sich an manchen Stellen im Graben ein Verstärkungsfaktor von 3 und mehr im Vergleich zu einer in gleicher Entfernung zur Verwerfung im Aussenraum gelegenen Stelle. Die Maximalwerte betragen hier circa 156 cm/s^2 bei einer Frequenz von 1 Hz und 47 cm/s^2 bei 0,5 Hz für Beispiel 1 ($M_W = 5,5$), 1374 cm/s^2 und 413 cm/s^2 für Beispiel 2 ($M_W = 6,0$) sowie 1717 cm/s^2 und 748 cm/s^2 für Beispiel 3 ($M_W = 6,5$).

Es sind die spektralen Werte der Beschleunigung, die in den folgenden Kapiteln dieser Arbeit noch intensiv besprochen werden, da diese eine frequenzabhängige Untersuchung der Bodenbewegung ermöglichen. Da der Spektralgehalt der FD-Modellierung begrenzt ist (in diesem Fall auf Frequenzen unterhalb von 1,5 Hz), handelt es sich bei den Maximalwerten der Bodengeschwindigkeit und -beschleunigung natürlich nur um die Maximalwerte in diesem Frequenzbereich.

4.2.3 Modellierung von Beben der Magnitude 7,0

Bei der Modellierung von Beben der Magnitude 7,0 stellte sich das Problem, dass die Maximalwerte der Bodenbeschleunigung sowie der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz, verglichen mit den Ergebnissen der Simulationen der Magnitude 6,5, generell keinen nennenswerten Anstieg mehr zeigten. Zwar ist ein gewisser Sättigungseffekt der Parameter der Bodenbewegung mit ansteigender Magnitude zu erwarten [21], aber die Realität zeigt, dass eine Sättigung wie hier beobachtet nicht realistisch ist. Zu Testzwecken wurde auch ein Beben der Magnitude 7,5 simuliert. Das Ergebnis hiervon war, dass alle hier betrachteten Bodenbewegungsparameter sogar Werte annahmen, die weit unterhalb des Niveaus der simulierten 6,5er Ereignisse lagen.

Die Ursache für diese Schwierigkeiten wird deutlich, wenn man sich das Amplitudenspektrum der Quellfunktion anschaut. Wie in Kapitel 2 bereits erwähnt, wurde hierfür eine Dreiecksfunktion verwendet. Der entscheidende Faktor, welcher für das Problem verantwortlich zeichnet, ist die Wahl der Anstiegszeit τ_r . Diese wurde aus der Skalierungsrelation nach Heaton [31] berechnet. Für ein Beben der Magnitude 6,5 ergab sich so zum Beispiel $\tau_r = 0,68 \text{ s}$, für ein Ereignis der Stärke 7,0 ergab sich der Wert $\tau_r = 1,22 \text{ s}$. Die Wahl der Anstiegszeit bestimmt im Wesentlichen die Lage der Eckfrequenz im Amplitudenspektrum. Je kleiner diese gewählt wird, desto größer wird die Eckfrequenz und damit auch der Plateaubereich im Amplitudenspektrum, wie in Abb. 4.5 deutlich zu sehen ist. Die starken Minima, welche sich jenseits des Plateaubereichs ergeben, sind in der Realität nicht so regelmäßig wie in



Abbildungung 4.4: *Maximalwerte der Beschleunigungsantwort bei den Frequenzen 1 Hz und 0,5 Hz für drei Beispiele. Norden befindet sich bei jedem Bild auf der rechten Seite. In den zwei Bildern oben sind die Ergebnisse für das erste Beispiel ($M_W = 5,5$), in der Mitte für das zweite ($M_W = 6,0$) und unten für das dritte Beispiel ($M_W = 6,5$) dargestellt.*

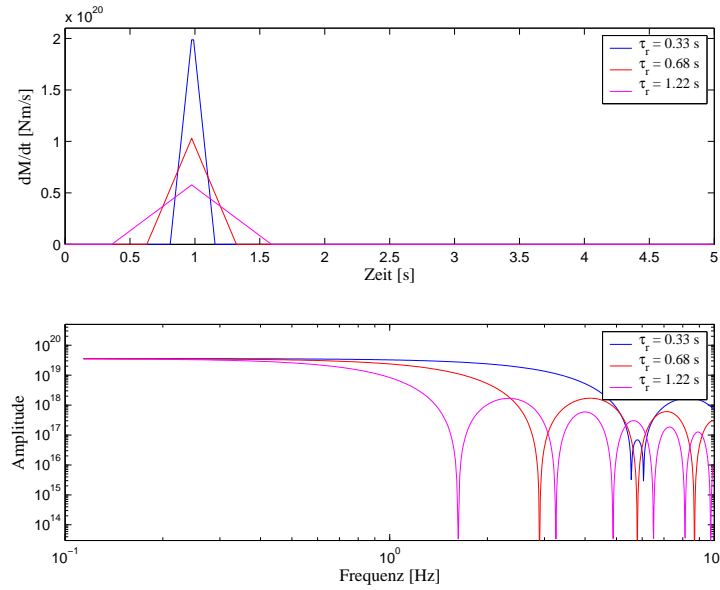


Abbildung 4.5: Zeitverlauf (oben) und Amplitudenspektrum (unten, in doppellogarithmischer Darstellung) der Quellfunktion eines Magnitude 7,0 Bebens für unterschiedliche Anstiegszeiten τ_r .

Abb. 4.5, da hier eine Dreiecksfunktion betrachtet wird, wie sie in der Wirklichkeit natürlich nicht auftreten wird. Das erste dieser Minima dringt nun mit steigendem τ_r immer weiter in den modellierbaren Frequenzbereich ($< 1,5$ Hz) ein. Zwar wird das seismische Moment bei dem Übergang von einem 6,5er auf ein 7,0er Beben dementsprechend erhöht, aber ab einem gewissen Punkt ist der Effekt des Absinkens der spektralen Amplitude dominierend.

Bei $\tau_r = 1,22$ s befindet sich das erste dieser Minima bei einer Frequenz von ungefähr 1,7 Hz und der Abfall zu diesem Minimum hin beginnt bereits bei etwa 0,6 Hz. Dies bewirkt, dass der Effekt dieses Minimums bei 1 Hz schon deutlich ins Gewicht fällt. Für $\tau_r = 0,68$ s beginnt dieser Abfall der spektralen Amplitude erst bei circa 0,9 Hz, um dann bei fast 3 Hz das Minimum zu erreichen. Die spektralen Amplituden bei einer Frequenz von 1 Hz für die Anstiegszeit $\tau_r = 1,22$ s sind um einen Faktor 3–4 niedriger als bei $\tau_r = 0,68$ s, während zwischen den Amplituden bei $\tau_r = 0,33$ s und $\tau_r = 0,68$ s mit einem Faktor 1,2 der Unterschied nicht wesentlich ist. Bei 0,5 Hz ist die spektrale Amplitude fast gänzlich unabhängig von der Wahl der Anstiegszeit.

Um nun zum einen die Sättigung der Amplituden bei höheren Frequenzen mit ansteigender Magnitude zu berücksichtigen, zum anderen aber auch unrealistische Ergebnisse bei der Modellierung der Beben mit Magnitude 7,0 zu vermeiden, wird bei der Simulation von solchen Beben die gleiche Anstiegszeit wie bei der Modellierung von Beben der Magnitude 6,5 verwendet, bei allen anderen Simulationen jedoch wird τ_r nach der Relation von Heaton [31] ermittelt.

Um das Problem zu illustrieren, sind in Abbildung 4.6 die Maximalwerte der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und 0,5 Hz für ein Beben der Magnitude 7,0 dargestellt, einmal mit einer Anstiegszeit von $\tau_r = 1,22$ s (linke Seite) und $\tau_r = 0,68$ s

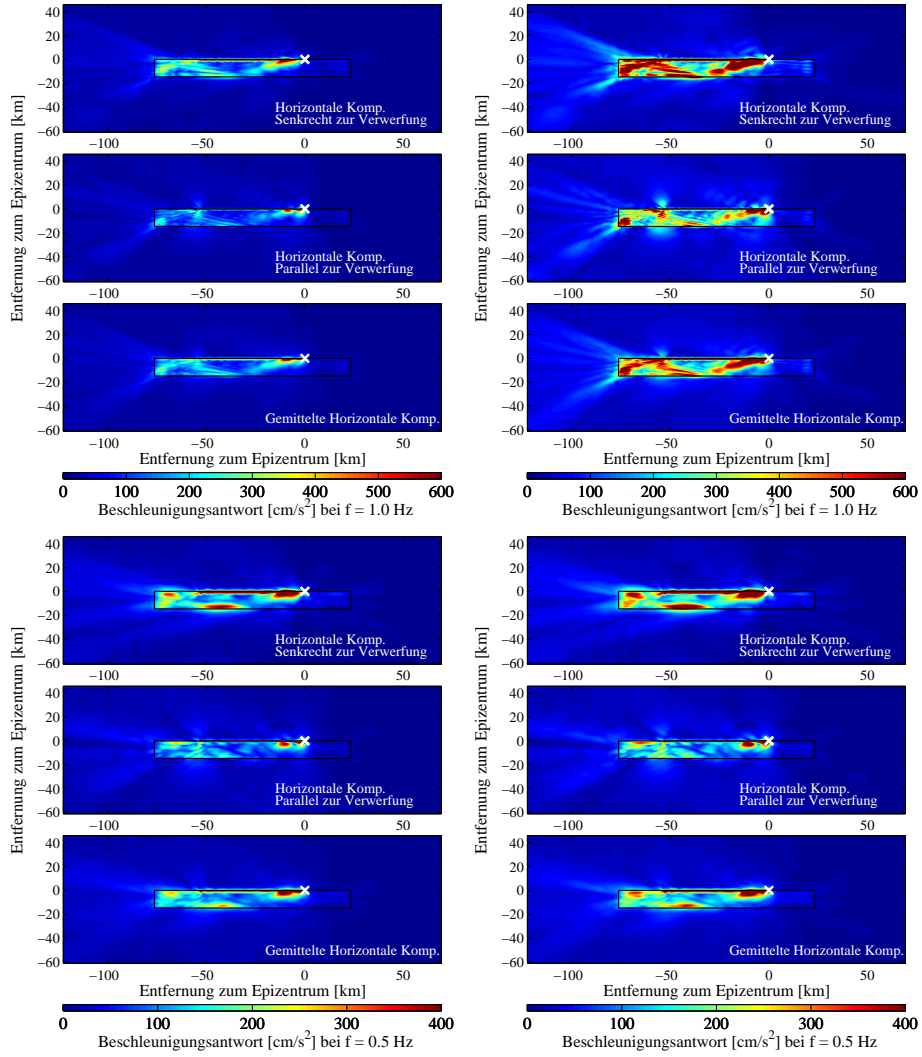


Abbildung 4.6: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und 0,5 Hz eines $M = 7,0$ Bebens für die Anstiegszeiten $\tau_r = 1,22$ s (links) und $\tau_r = 0,68$ s (rechts).

(rechte Seite) berechnet. Um die Amplituden vergleichen zu können, sind die Farbskalen auf den gleichen Wert skaliert. Man erkennt sowohl bei 1 Hz wie auch bei 0,5 Hz die höheren Amplituden bei einer Anstiegszeit von $\tau_r = 0,68$ s. Bei 0,5 Hz sind die Unterschiede jedoch wesentlich geringer als bei 1 Hz, wo sich Differenzen um bis zu einen Faktor 4 ergeben. Die räumliche Verteilung der Maximalamplituden dagegen ist für beide Anstiegszeiten gleich.

Kapitel 5

Azimutabhängige Abminderungsfunktionen

In den Abschnitten 3.2 und 3.3 wurden die Abminderungsfunktionen nach Boore et al. [13] eingeführt und diskutiert. Wie dort bereits erläutert wurde, beschreiben diese eine rein radialsymmetrische Abnahme der Bodenbewegung mit der Entfernung, wobei der Effekt des Untergrunds am Standort durch einen einfachen Term in die Berechnungen eingeht. Eine solche Abschätzung der maximalen horizontalen Bodenbeschleunigung oder auch der Beschleunigungsantwort berücksichtigt jedoch weder die Geschwindigkeitsstruktur des Tote–Meer–Grabens, noch die Bruchdynamik eines starken Erdbebens. Funktionen wie diese wurden bislang zur seismischen Gefährdungsanalyse in Israel verwendet. Dass das durch diese Funktionen gegebene Bodenbewegungsmodell für diese Region allerdings womöglich nicht gut geeignet ist, wird auch von Zaslavsky et al. in [59] anhand von strong-motion Daten des Bebens vom 11. Februar 2004 festgestellt. Dieses wird im Kapitel 7 noch detailliert besprochen.

In diesem Kapitel wird nun ein Ansatz vorgestellt, welcher es ermöglichen soll, die Bruchdynamik in die Berechnung von Abminderungsfunktionen zu integrieren. Wie sich bereits bei Gottschämmer [26] deutlich anhand der Modellierung des Jericho–Erdbebens von 1927 gezeigt hat, ist eine radialsymmetrische Verteilung der Bodenbewegungsparameter im Gebiet des Tote–Meer–Beckens eine äußerst unrealistische Annahme. Aus diesem Grund wird hier von einer azimutalen Abhängigkeit der Parameter ausgegangen.

5.1 Verwendete Modelle

Für diese Untersuchung wurden Daten von 12 Simulationen verwendet. Eine Übersicht über diese ist in Tabelle 5.1 zu finden. Es handelt sich bei allen Modellen um Beben mit unilateralen Bruchvorgängen, wobei sich der Bruch in Richtung Süden ausbreitet. In Abschnitt 4.2.2 wurde begründet, dass (mit dem hier benutzten Geschwindigkeitsmodell) für die unilateralen Brüche immer die gleiche Bruchausbrei-

M_W	Anzahl Simulationen	τ_r [s]	L [km]	W [km]	H [km]
7,0	1	0,68	53,6	14,0	8,0
6,5	3	0,68	21,0	14,0	8,0
6,0	3	0,39	10,0	10,0	8,0
5,5	5	0,22	5,6	5,6	8,0

Tabelle 5.1: Modelle, welche zur Erstellung von azimutabhängigen Abminderungsfunktionen verwendet wurden. L ist die Länge der Bruchfläche an der Oberfläche, W ist die Breite der Bruchfläche, in diesem Fall also die Ausdehnung in die Tiefe, da es sich um vertikale Verwerfungen handelt. H ist die hypozentrale Tiefe und τ_r die Anstiegszeit.

tungsrichtung betrachtet werden kann. In Abb. 5.2 ist die Oberfläche des Modellraums sowie die Lage der Verwerfungen der benutzten Beben dargestellt. Das jeweilige Epizentrum ist mit einem Stern markiert. Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, wurden die Bruchflächen in regelmäßigen Abständen entlang der Randverwerfung des Beckens verteilt.

Für diese Arbeit wurde davon ausgegangen, dass sich die Seismizität starker Erdbeben in der Region auf die Randverwerfungen des Beckens beschränkt. An welcher Seite des Grabens die Beben stattfinden, spielt bei den Simulationen keine Rolle, da das 3D-Modell symmetrisch ist. Auch in der Realität sind starke Beben an beiden Randverwerfungen des Grabens gleich wahrscheinlich (H.G. Wust-Bloch, pers. Kom.). Die modellierten Beben wurden alle am westlichen Grabenrand platziert.

5.2 Prinzip und Datensatz

Somerville et al. versuchen in [53], die Direktivität in Abminderungsfunktionen zu integrieren. Ausgegangen wurde hierbei von den Funktionen von Abrahamson und

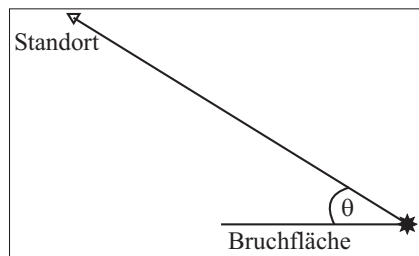


Abbildung 5.1: Skizze zur azimutalen Abhängigkeit der Bodenbewegung an einem bestimmten Standort. Das Epizentrum ist mit einem Stern dargestellt.

Silva [1]. Zuerst wurden die nach diesen Funktionen zu erwartenden spektralen Werte der Beschleunigung ermittelt, um dann die Residuen zwischen gemessenen und so berechneten Werten zu bestimmen. Dann wurde mit einem Regressionsverfahren ein Kosinusterm bestmöglich an diese Residuen angepasst. Dort steckt die Azimutabhängigkeit also nur in einem Term der Relation.

Hier wurde ein anderer, allgemeinerer Ansatz gewählt. Anstatt die Azimutabhängigkeit auf einen Term zu begrenzen, wurden alle Koeffizienten der Gleichung als azimutabhängig angenommen. Die Grundlage der folgenden Berechnungen bilden die

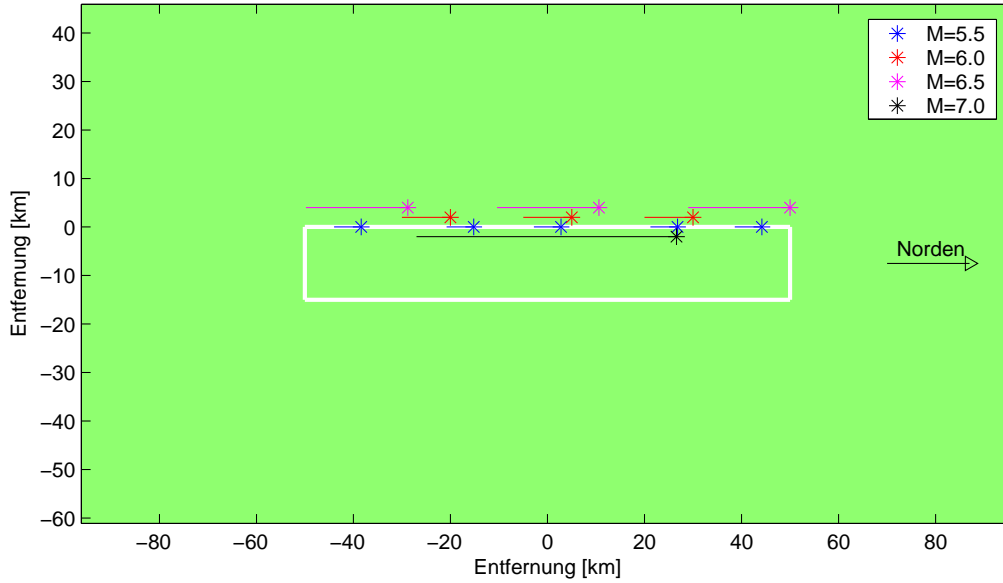


Abbildung 5.2: Diese Abbildung zeigt die Lage der 12 Simulationen, welche für die Erstellung von azimuthabhängigen Abminderungsfunktionen verwendet wurden. Die Epizentren sind jeweils mit einem Stern eingezeichnet und die entsprechende Bruchfläche ist als Linie angedeutet. Zu Darstellungszwecken wurden die Beben hier nicht genau auf der Randverwerfung des Grabens eingezeichnet, sondern etwas verteilt. In Wirklichkeit wurden alle hier eingetragenen Beben natürlich genau auf der Randverwerfung simuliert.

Funktionen nach Boore et al. [13], wobei der Standortterm gestrichen wurde. In Abbildung 5.1 ist der Winkel θ , mit dem die Azimutabhängigkeit beschrieben werden soll, skizziert. Es handelt sich dabei um den Winkel zwischen der Bruchausbreitungsrichtung entlang der Verwerfung und der Linie, die das Epizentrum mit dem Standort verbindet. Liegt der Standort also in der Verlängerung der Projektion der Bruchfläche an die Oberfläche, welche in Abb. 5.2 für jedes verwendete Beben dargestellt ist, so hat man $\theta = 0^\circ$, falls der Bruch sich zum Standort hin ausbreitet und $\theta = 180^\circ$, falls das Gegenteil der Fall sein sollte.

Aus diesen Betrachtungen ergeben sich, ausgehend von den Funktionen in Gleichung (3.2), die folgenden Abminderungsfunktionen:

$$\ln Y = b_1(\theta) + b_2(\theta)(M - 6) + b_3(\theta)(M - 6)^2 + b_4(\theta) \ln r. \quad (5.1)$$

Hierbei gilt $r = \sqrt{r_{jb}^2 + h(\theta)^2}$ und Y bezeichnet die gemittelte horizontale Beschleunigungsantwort bei der betrachteten Frequenz in g . Für jedes der zwölf modellierten Beben wurde die Beschleunigungsantwort entlang von sternförmig angeordneten Segmenten, welche vom jeweiligen Epizentrum ausgehen, herausgeschrieben. Da diese Segmente zum größten Teil nicht durch die Gitterpunkte an der Oberfläche verlaufen, sondern dazwischen, wurden immer die Werte der zwei Gitterpunkte, zwischen

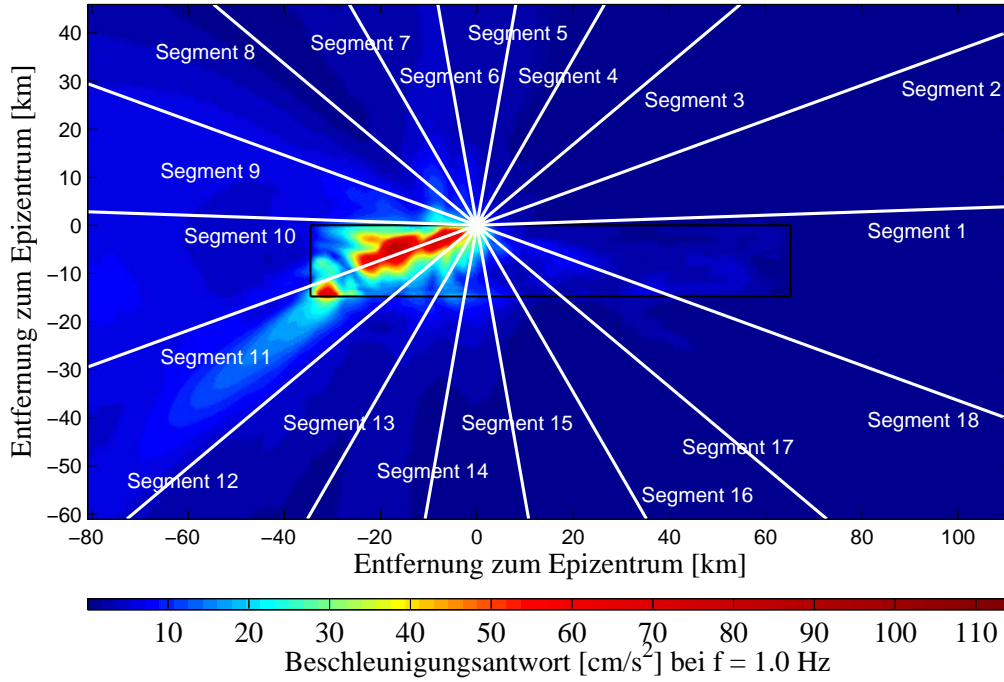


Abbildung 5.3: Dargestellt ist die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für ein Beben der Magnitude 5,5. Alle 20° wurde ein Segment betrachtet, entlang welchem die modellierten Beschleunigungswerte herausgeschrieben wurden. Diese Segmente laufen im Epizentrum des Bebens zusammen. Norden befindet sich auf der rechten Seite des Bildes.

denen das Segment gerade verläuft, abhängig von der Entfernung zum Segment gewichtet und dann diese gewichteten Werte gemittelt. Die so entstandene Kurve entlang der jeweiligen Richtung wurde daraufhin noch geglättet (mit gleitendem Durchschnitt von 10 aufeinanderfolgenden Punkten).

Diese Segmente wurden in 20° -Schritten verlegt. Für jede dieser so erhaltenen 18 Richtungen entstand auf diese Weise ein Datensatz, aus dem die Koeffizienten der Gleichung 5.1 bei dem entsprechenden θ berechnet werden konnten. Zu diesem Zweck diente die Maximum-Likelihood-Methode, die im Anhang A vorgestellt wird. Zur Veranschaulichung sind in Abbildung 5.3 die einzelnen Segmente dargestellt.

Die Segmente wurden bei allen verwendeten Modellen auf die gleiche Weise wie in Abb. 5.3 durchnummeriert. Die Azimute $\theta = 180^\circ$ und $\theta = 0^\circ$ wurden nicht verwendet, da sich hier im Allgemeinen starke Sprünge in den beobachteten Werten ergaben, welche dadurch zu erklären sind, dass man sich bei diesen Winkeln genau entlang der Bruchfläche bewegt. Stattdessen wurden diese beiden Segmente (1 und 10) um zwei Grad gedreht, befinden sich also bei $\theta = 2^\circ$ (Segment 10, Vorwärtsrichtung) und $\theta = 178^\circ$ (Segment 1, Rückwärtsrichtung). Die Azimute der Segmente, welche den rein homogenen Aussenraum auf der westlichen Seite des Grabens abdecken (1–10), werden positiv gezählt, während die restlichen Segmente negativen Azimutwerten entsprechen.

Segment Nr.	Azimut θ	b_1	b_2	b_3	b_4	h	σ^2
1	178	-3,181	1,465	-0,215	-0,729	0,41	0,213
2	160	-3,654	1,242	-0,003	-0,629	0,17	0,067
3	140	-2,938	1,681	-0,343	-0,923	0,82	0,049
4	120	-2,894	1,450	-0,171	-0,874	0,55	0,055
5	100	-2,734	1,309	-0,068	-0,743	0,80	0,064
6	80	-2,541	1,413	-0,305	-0,663	0,73	0,071
7	60	-2,070	1,683	-0,611	-0,696	1,75	0,080
8	40	-1,673	2,450	-1,485	-0,840	1,83	0,090
9	20	-2,694	1,248	-0,481	-0,379	0,28	0,069
10	2	-2,249	1,605	-0,483	-0,405	0,37	0,237
11	-20	1,041	1,433	-0,771	-1,165	9,63	0,226
12	-40	-0,413	2,183	-1,584	-0,100	2,93	0,118
13	-60	0,305	2,122	-0,981	-1,300	5,12	0,090
14	-80	-0,424	1,848	-0,578	-1,244	3,46	0,136
15	-100	-1,076	1,714	-0,375	-1,194	2,42	0,098
16	-120	-1,467	1,741	-0,491	-1,225	1,55	0,109
17	-140	-1,522	1,488	-0,533	-1,114	2,56	0,116
18	-160	-1,309	1,322	-0,416	-1,122	4,26	0,218
alle	alle	-2,093	1,663	-0,577	-0,775	1,03	0,911

Tabelle 5.2: *Koeffizienten der Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz. In der letzten Zeile befindet sich der Satz Koeffizienten, welcher sich durch Regression über alle Azimute ergibt.*

Neben den Koeffizienten für die jeweiligen Azimute wurden auch die Koeffizienten für den Fall bestimmt, wenn man das Regressionsverfahren auf die Daten aller Segmente anwendet. Dies entspricht der Annahme, dass die spektralen Werte der Beschleunigung radialsymmetrisch mit der Entfernung abnehmen.

5.3 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Regressionsrechnung sind in den Tabellen 5.2 und 5.3 aufgelistet. Die Koeffizienten wurden für die Beschleunigungsantwort bei den Frequenzen 1 Hz und 0,5 Hz berechnet. Betrachtet man die Varianz der Regressionsresultate für die einzelnen Azimute, so kann man zunächst einmal feststellen, dass diese für die Vorwärts- ($\theta = 2^\circ$) und Rückwärtsrichtung ($\theta = 178^\circ$) am größten ist. Ausserdem läßt sich erkennen, dass für die Segmente, welche durch den homogenen Aussenraum westlich des Grabens verlaufen, die Varianz der Regression geringer ist als für die restlichen (mit negativen Azimutwerten). Dies ist allerdings nicht besonders verwunderlich, da das Geschwindigkeitsmodell entlang der Segmente, welche durch den Graben verlaufen, nicht homogen ist. Dies wirkt sich zum einen dadurch auf

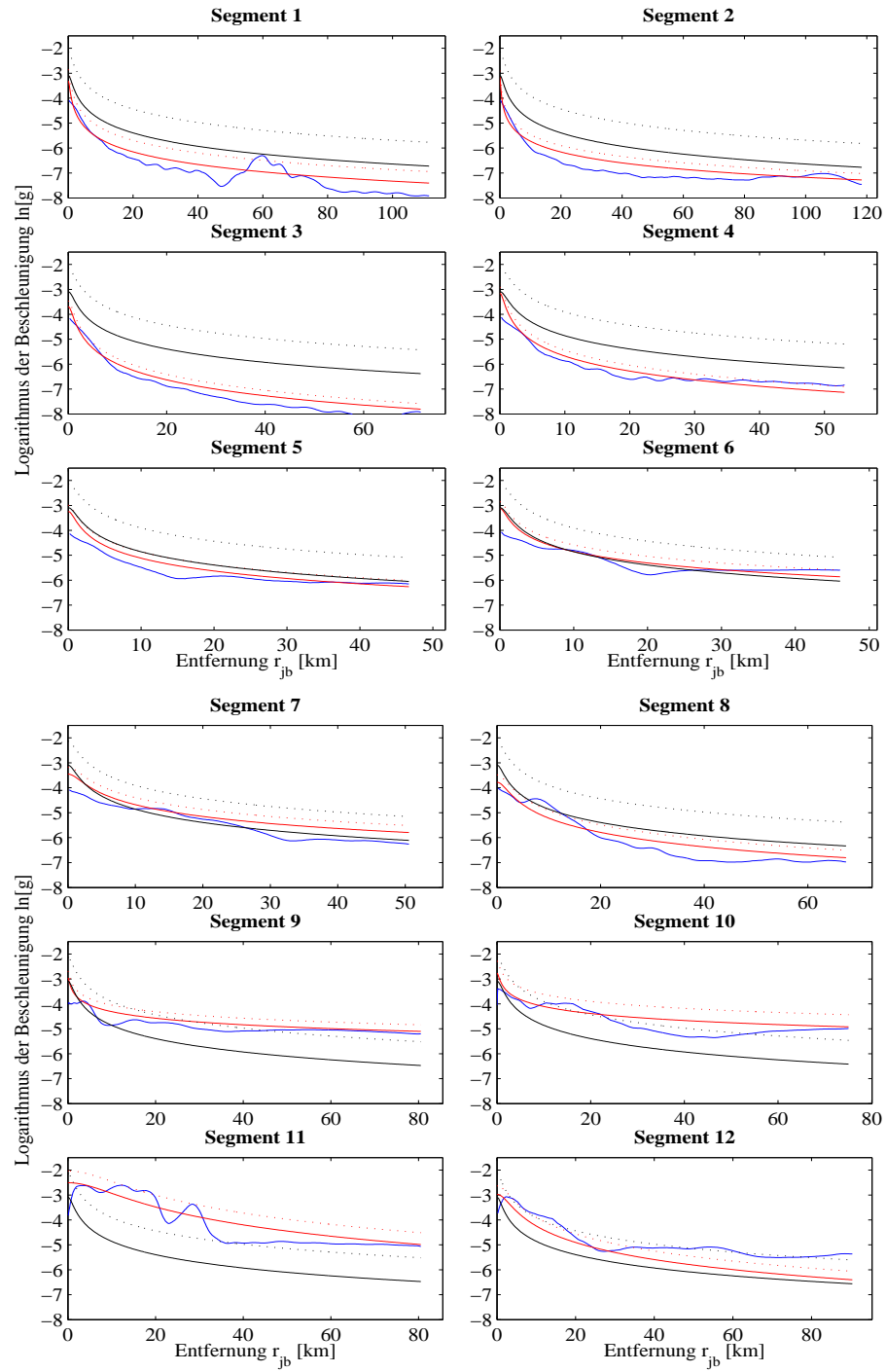
Segment Nr.	Azimut θ	b_1	b_2	b_3	b_4	h	σ^2
1	178	-3,701	1,690	-0,368	-0,739	0,74	0,146
2	160	-3,953	1,606	-0,285	-0,736	0,41	0,046
3	140	-3,556	1,688	-0,209	-0,907	1,03	0,039
4	120	-3,576	1,303	0,017	-0,809	0,76	0,063
5	100	-3,456	1,178	0,075	-0,688	1,03	0,076
6	80	-3,312	1,386	-0,206	-0,655	0,96	0,072
7	60	-3,471	1,488	-0,334	-0,514	0,62	0,085
8	40	-3,117	2,258	-1,039	-0,618	1,01	0,055
9	20	-3,337	1,055	-0,093	-0,426	0,95	0,113
10	2	-2,164	1,607	-0,214	-0,587	3,79	0,232
11	-20	0,522	1,350	-0,605	-1,186	12,93	0,206
12	-40	-1,316	2,170	-1,283	-0,971	3,36	0,176
13	-60	-1,039	2,141	-0,828	-1,151	4,29	0,130
14	-80	-1,228	2,081	-0,766	-1,181	3,70	0,104
15	-100	-1,759	1,805	-0,382	-1,135	2,92	0,119
16	-120	-2,307	1,721	-0,363	-1,123	1,74	0,118
17	-140	-2,491	1,881	-0,430	-1,080	2,18	0,099
18	-160	-2,043	1,672	-0,438	-1,087	5,17	0,148
alle	alle	-2,804	1,696	-0,435	-0,763	1,38	0,859

Tabelle 5.3: *Gleiche Tabelle wie 5.2 bei einer Frequenz von 0,5 Hz.*

die Regressionsrechnung aus, dass die Abnahme mit der Entfernung der Beschleunigungsantwort innerhalb des Grabens langsamer vor sich geht als ausserhalb. Zum anderen ergab sich am Grabenrand auch meist ein mehr oder weniger starker Sprung im Niveau der Bodenbewegung, der für eine größere Streuung der Werte entlang dieses Azimuts verantwortlich ist.

Was anhand der Tabellen auf Anhieb deutlich wird, ist, dass die Koeffizienten b_1 bis b_4 sehr stark mit dem Azimut variieren. Diese Variationen aber durch eine mathematische Funktion auszudrücken scheint allerdings nicht möglich zu sein. Nichtsdestotrotz lassen sich aber einige interessante Trends ableiten. Auffällig ist zum Beispiel, dass die Werte von h für den negativen Azimutbereich deutlich größer werden und sowohl für 1 Hz als auch für 0,5 Hz einen sehr starken Ausreisser bei $\theta = -20^\circ$ aufweisen. Dieser kann dadurch erklärt werden, dass bei diesem Azimut die Beschleunigungswerte innerhalb des Grabens praktisch konstant sind bzw. nur sehr langsam mit der Entfernung geringer werden, wie z.B. in Abb. 5.4 (Segment 11) zu sehen ist. Je größer der Wert von h ist, desto flacher läuft die Abminderungskurve zum Epizentrum hin zu. Generell ergeben sich für die Segmente, welche durch den Graben verlaufen, deutlich höhere h -Werte.

Ausserdem zeigt auch der Koeffizient $b_1(\theta)$ einen klaren Trend. Dieser hat, neben den Koeffizienten in den Magnitudentermen, wesentlichen Einfluss darauf, welches Niveau der Bodenbewegung bei der Entfernung $r_{jb} = 0$ km, also unmittelbar ober-



Abbildungung 5.4: Vergleich der mit FD modellierten Werte (blau) der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz mit den von den azimutabhängigen Abminderungsrelationen prognostizierten Werten (rot) für das Beben der Magnitude 5,5 aus Abb. 5.3 (Segmente 1–12). Die schwarze Linie zeigt die Prognose mit der azimutunabhängigen Relation. Die gepunkteten Linien ergeben sich durch Addieren von einem σ zur jeweiligen Relation.

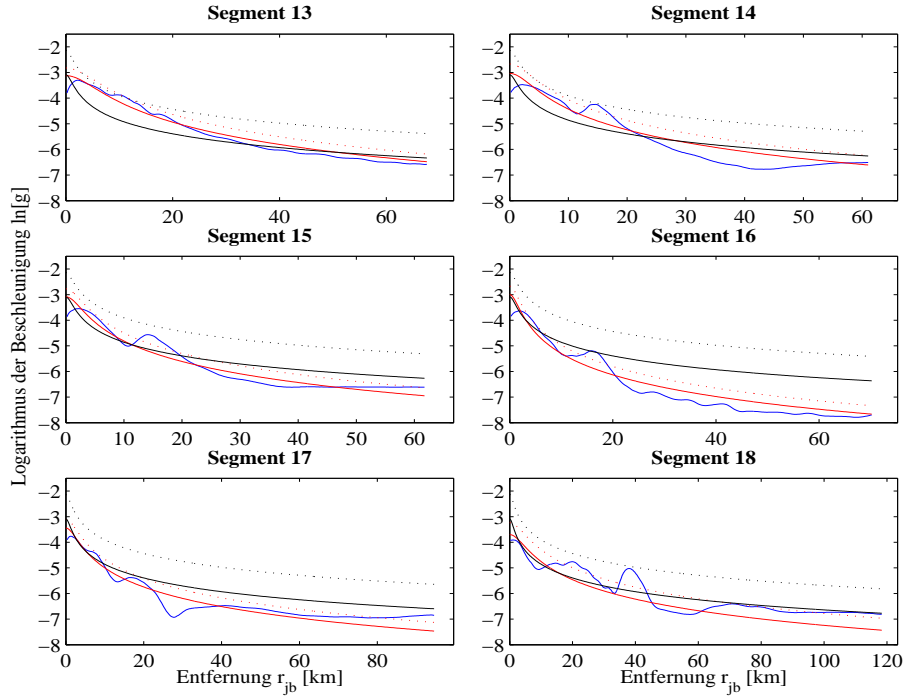


Abbildung 5.5: Fortsetzung von Abbildung 5.4 (Segmente 13–18).

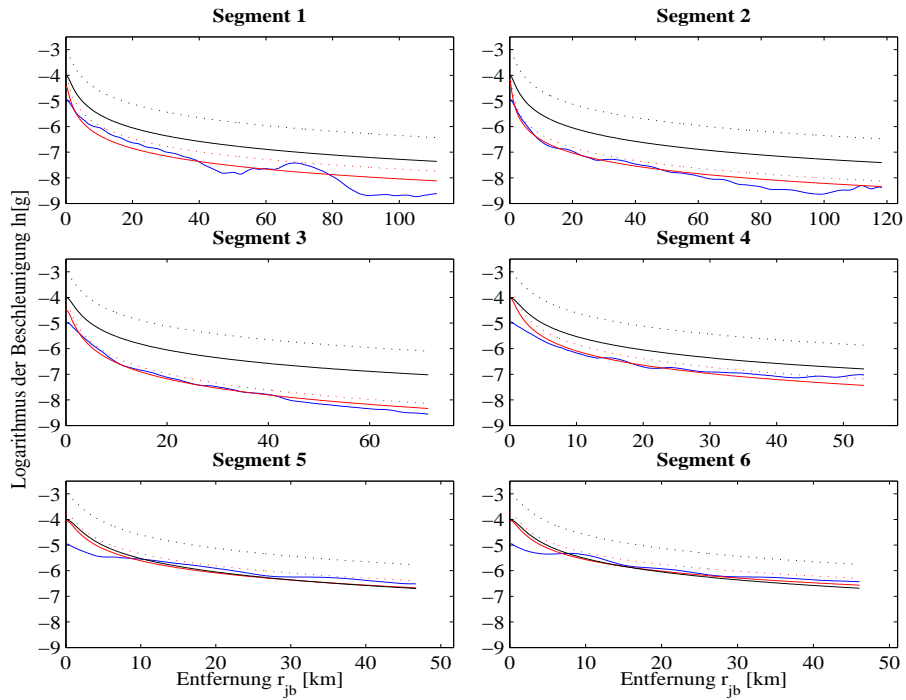


Abbildung 5.6: Gleiche Darstellung wie Abb. 5.4 für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz (Segmente 1–6).

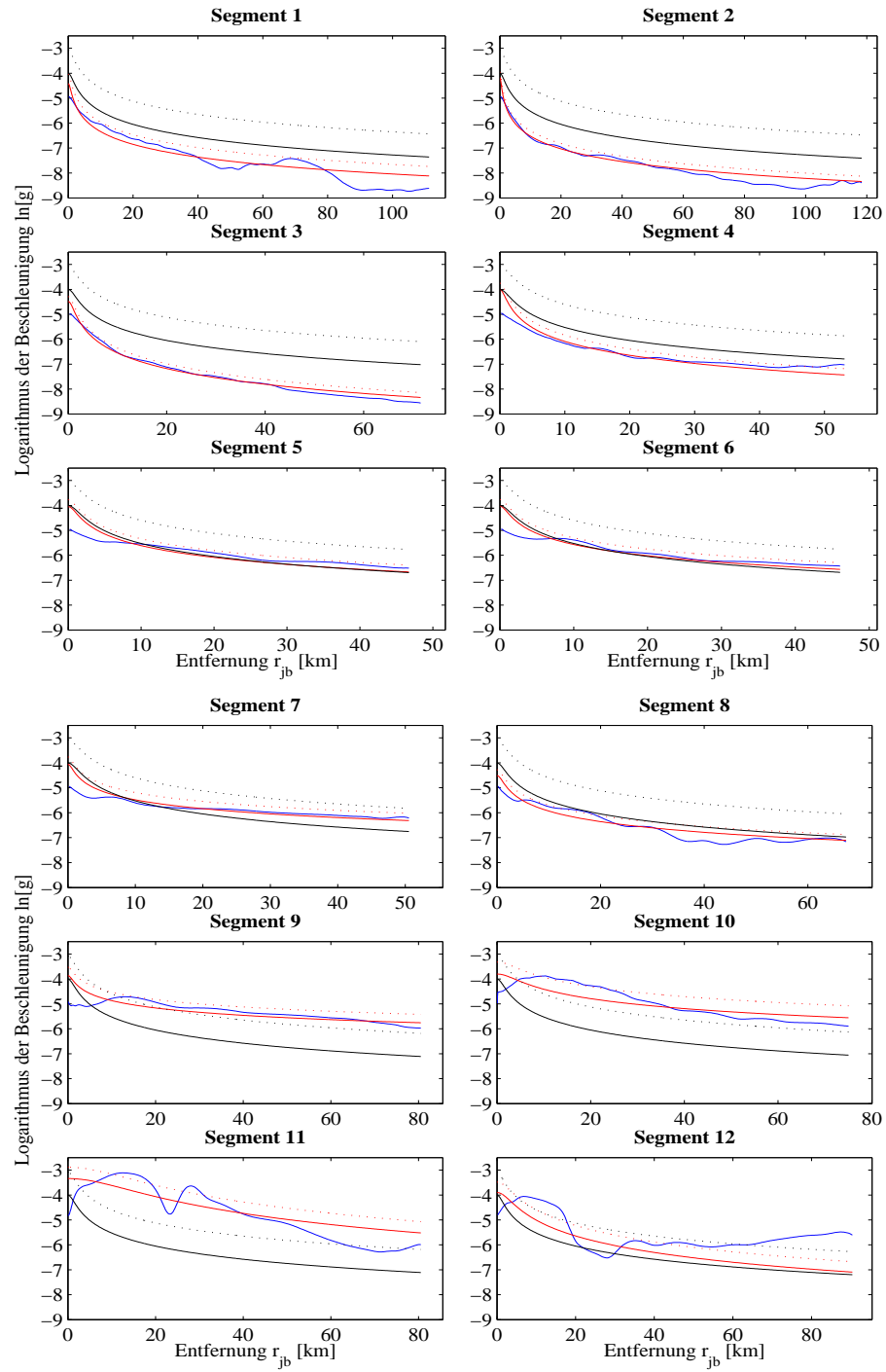


Abbildung 5.7: Fortsetzung von Abbildung 5.6 (Segmente 7–18).

halb der Bruchfläche, erreicht wird. Wie man aus den zwei Tabellen ablesen kann, nimmt der Wert von b_1 bei der kontinuierlichen Drehung von der Rückwärtsrichtung (Segment 1) zur Vorwärtsrichtung (Segment 10) leicht zu, um dann beim Übergang in den Graben (Segment 11) einen starken Sprung zu machen und bei der weiteren

Drehung wieder abzunehmen. Dieser Term spiegelt somit die Direktivität sehr schön wieder. Für die Koeffizienten b_2 und b_3 lässt sich kein so klarer Trend feststellen.

In den Abbildungen 5.4 und 5.5 sind die Funktionen für eine Frequenz von 1 Hz, wie sie sich mit den Koeffizienten aus Tabelle 5.2 ergeben, für das Beispielbeben der Magnitude 5,5 aus Abb. 5.3 dargestellt. Die blaue Linie in den einzelnen Bildern entspricht den Werten für die Beschleunigungsantwort entlang der Segmente, wie sie aus der FD-Modellierung hervorgehen. Die rote Kurve entspricht der anhand der azimutabhängigen Funktionen ermittelten Beschleunigungsantwort, während die schwarze Kurve die Prognose nach der azimutunabhängigen Funktion darstellt. Die Darstellung der Ergebnisse bei 0,5 Hz für dieses Beben findet sich in den Abbildungen 5.6 und 5.7. Die Graphen für zwei weitere Beispiele ($M = 6,0$ und $6,5$) befinden sich aus Platzgründen im Anhang C.

Anhand der obigen Abbildungen wird deutlich, dass die Direktivität einen durchaus beachtlichen Einfluß auf die Ergebnisse der Regressionsrechnung hat. Die azimutabhängigen Funktionen weisen deutliche Unterschiede zur radialsymmetrischen auf. So prognostiziert die azimutabhängige Relation z.B. für Segment 3 in Abb. 5.4 bis zu sieben mal geringere Beschleunigungswerte bei 1 Hz als die radialsymmetrische, während hingegen für Segment 11 diese Prognose bis zu neun mal höhere Werte vorhersagt. Dies sind bemerkenswerte Unterschiede, die sich auch nicht mehr im Rahmen der Varianz der radialsymmetrischen Funktion bewegen.

Wie zu erwarten ist, überschätzt die radialsymmetrische Funktion die spektralen Beschleunigungswerte bei den Segmenten, welche bezüglich der Bruchausbreitungsrichtung rückwärts verlaufen (siehe z.B. Segment 3 in Abb. 5.4), während sie in Vorwärtsrichtung die Werte sehr stark unterschätzt (Segmente 10 und 11). Die zu hohe Prognose in Rückwärtsrichtung ist im Bezug auf Gefährdungsanalyse und Bauvorschriften nicht weiter problematisch. Viel schwerer wiegt dagegen in dieser Hinsicht, dass in Vorwärtsrichtung die durch die radialsymmetrische Funktion vorhergesagte Beschleunigung von den simulierten Werten um ein Vielfaches übertroffen wird. Auch bei Addieren von σ zu dieser Relation wird z.B. bei Segment 11 das Niveau der mit FD simulierten Beschleunigungsantwort nicht erreicht. Diese Beobachtungen gelten auch für die zwei weiteren Beispiele, welche im Anhang C gezeigt werden. Die azimutabhängige Relation hingegen liefert bei allen Segmenten eine deutlich bessere Anpassung an die simulierten Werte. Dies lässt sich bereits mehr als deutlich an den unterschiedlichen Varianzen der radialsymmetrischen Funktion und der azimutabhängigen Funktionen in den vorangegangenen Tabellen erkennen.

5.4 Diskussion

Wie sich im Laufe dieses Kapitels anhand der spektralen Werte der Beschleunigung gezeigt hat, könnte eine von Azimut abhängige Regressionsanalyse in Grabenstrukturen zu einer deutlich verbesserten Prognose von Bodenbewegungsparameter führen. Zumindest in diesem Geschwindigkeitsmodell des Tote-See-Grabens

scheint eine solche Parametrisierung des Problems der bedeutend einfacheren radialsymmetrischen Herangehensweise deutlich überlegen zu sein.

Allerdings ist der hier vorgestellte Modifizierungsvorschlag für diese Funktionen in der Realität wohl nicht anwendbar. Um eine solche azimutale Untersuchung überhaupt durchführen zu können, bedarf es natürlich der nötigen Datenbasis. Mit der FD-Methode lassen sich, wie hier getan, genügend synthetische Daten generieren, um diese Analyse für ein theoretisches Modell der Region durchzurechnen. Um allerdings auch Funktionen für die praktische Anwendung z.B. in Bauvorschriften zu berechnen, muss eine solche Regressionsrechnung an realen Daten stattfinden.

Sogar wenn man das betrachtete Gebiet in sehr grobe Azimutbereiche aufteilen würde, bräuchte man immer noch eine sehr gute Datenbasis, um in allen Azimutbereichen genügend Aufzeichnungen für diese Regressionsrechnung zu haben. Eine solch gute Datenbasis ist allerdings kaum für eine Region der Erde vorhanden, insbesondere nicht für das Tote Meer, weshalb dieser Ansatz zunächst wieder verworfen wird, um im folgenden Kapitel eine alternative Methode zur Verbesserung der radialsymmetrischen Funktionen zu besprechen.

Kapitel 6

Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen

Die Methode, welche im vorigen Kapitel geschildert wurde, hat sich als sehr umständliche Herangehensweise an das Problems erwiesen. Zwar konnte die Beschreibung der modellierten Daten im Vergleich zu radialsymmetrischen Funktionen deutlich verbessert werden, jedoch ist eine Ermittlung solcher Abminderungsrelationen aus realen Daten wohl nur schwer zu ermöglichen. Hierzu wäre eine äußerst umfangreiche Datenbasis von Nöten, um in allen Azimutbereichen genügend Aufzeichnungen für die Inversion zu haben. Meist ist es allerdings schon problematisch, überhaupt genügend Daten für eine radialsymmetrische Rechnung zu haben. Für den Nahen Osten sind solche Starkbebenaufzeichnungen quasi inexistent.

Aus diesem Grund wird in diesem Kapitel eine andere Form der Parametrisierung des Problems aufgezeigt, welche in der Umsetzung auf reale Daten praktiabler ist. Die Funktionen von Boore et al. sollen nun dahingehend modifiziert werden, dass die sedimentäre Struktur des Beckens berücksichtigt wird. Hierzu wird das Modellgebiet in drei Regionen aufgeteilt, welche dann unabhängig voneinander analysiert werden.

6.1 Verwendete Modelle

Der für diese Analyse generierte Datensatz enthält Daten von insgesamt 53 Simulationen. Dies sind 5 Simulationen der Magnitude 7,0, 8 der Magnitude 6,5, 14 der Magnitude 6,0 und 26 Modelle der Magnitude 5,5. 19 dieser Modelle wurden mit bilateralen Brüchen gerechnet. Weitere Details zu den Simulationen sind in Tabelle 6.1 zusammengestellt. Wie in Abschnitt 4.2.3 erläutert, wurde für die Modellierung der Beben der Magnitude 7,0 die gleiche Anstiegszeit wie bei den 6,5er Beben verwendet. Anhand der drei Beispiele für die Simulationen im Abschnitt 4.2.2 lässt sich erkennen, dass die Effekte, welche im Bereich des Grabens zu beobachten sind, sehr stark davon abhängen, an welcher Stelle entlang des letzteren das Beben stattgefunden hat. So wird zum Beispiel ein Beben, welches am südlichen Ende des Beckens stattfindet und wo der Bruch sich Richtung Süden ausbreitet eine ganz andere Wir-

M_W	Anzahl Simulationen	davon bilat.	τ_r [s]	L [km]	W [km]	H [km]
7,0	5	2	0,68	53,6	14,0	8,0
6,5	8	3	0,68	21,0	14,0	8,0
6,0	14	5	0,39	10,0	10,0	8,0
5,5	26	9	0,22	5,6	5,6	8,0

Tabelle 6.1: *Liste der Simulationen, welche zur Erstellung von gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen herangezogen wurden. L ist die Länge der Bruchfläche an der Oberfläche, W ist die Breite der Bruchfläche, in diesem Fall also die Ausdehnung in die Tiefe, da es sich um vertikale Verwerfungen handelt. H ist die hypozentrale Tiefe der Simulationen und τ_r ist die Anstiegszeit.*

kung erzielen, als wenn das gleiche Beben sich am nördlichen Ende des Grabens ereignen würde. Um dies zu berücksichtigen, wurden bei jeder Magnitude so viele Beben simuliert, dass die Bruchflächen, eine hinter die andere gelegt, den gesamten Rand des Grabens überdecken.

6.2 Prinzip und Datensatz

Um die Geschwindigkeitsstruktur des Grabens in die Abminderungsfunktionen zu integrieren, wird eine für diese Aufgabe angepasste Parametrisierung des Problems vorgeschlagen. Die Abnahme der Bodenbewegung mit der Entfernung soll nicht mehr als rein radialsymmetrisch, sondern auch als Funktion des Gebiets, wo sich der jeweilige Standort befindet, betrachtet werden. Dabei spielen die Effekte, die von unmittelbaren Standortuntergrund verursacht werden, hier keine Rolle, da diese bei den Modellierungen nicht zu erfassen sind. Aus diesem Grund wird der letzte Term in Gleichung (3.2) gestrichen.

Die Oberfläche des Modellraums wird nun in drei Gebiete aufgeteilt, wie dies in Abb. 6.1 dargestellt ist: Gebiet 1 ist der Teil des Aussenraums um den Graben, wo die Wellen, die bei einem Erdbeben an der Randverwerfung abgestrahlt werden, den Graben nicht durchqueren müssen, um dorthin zu gelangen. Gebiet 2 ist dagegen der Teil des Aussenraums, der bezüglich des Bebens jenseits des Grabens liegt. Gebiet 3 schliesslich ist der Innenraum des Tote-Meer-Grabens. Mit einer solchen Parametrisierung nehmen die Abminderungsfunktionen folgende Form an:

$$\ln Y = b_{1,i} + b_{2,i}(M - 6) + b_{3,i}(M - 6)^2 + b_{4,i} \ln r \quad \text{mit } i = 1, 2, 3. \quad (6.1)$$

Hierbei gilt $r = \sqrt{r_{jb}^2 + h_i^2}$ und Y bezeichnet die gemittelte horizontale Beschleunigungsantwort bei der betrachteten Frequenz in g . Da es sich um eine Modifizierung der Funktionen nach Boore et al. [13] handelt, wird hier auch die sogenannte Joyner-Boore-Distanz r_{jb} als Entfernungsmaß benutzt. Die Koeffizienten $b_{1,i}$ – $b_{4,i}$ und h_i sind also nicht mehr nur von der Frequenz, für die sie berechnet werden, sondern auch von dem Gebiet i , in dem sich der Standort befindet, abhängig.

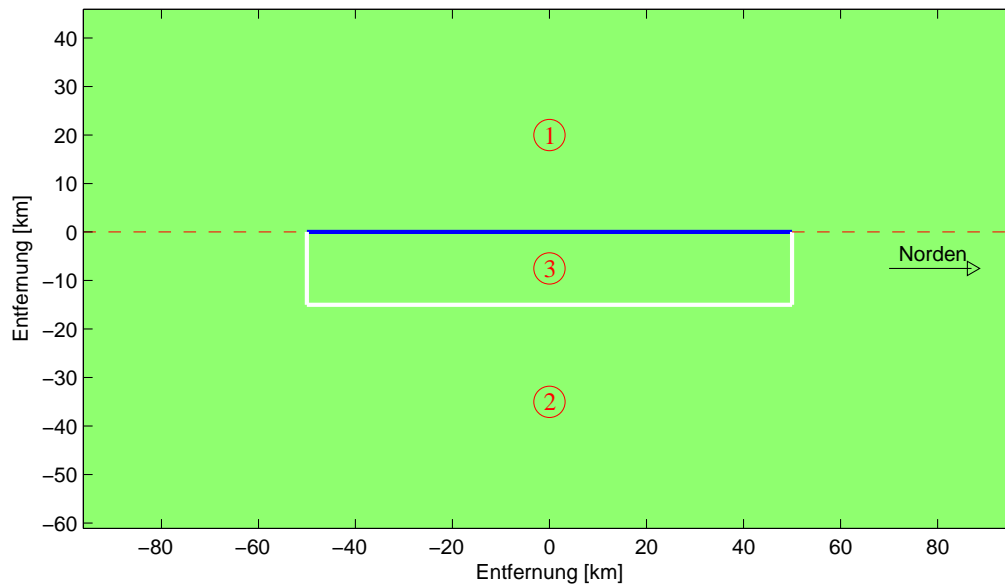


Abbildung 6.1: Oberfläche des Modellraums und deren Aufteilung in drei Gebiete, welche unabhängig voneinander analysiert werden. Die Seite des Grabens, entlang derer die modellierten Beben stattfinden, ist blau markiert. Gebiet 1 ist der Teil des kristallinen Aussenraums, wo die Wellen sich ohne Einfluss des Grabens ausbreiten können. Gebiet 2 ist der Teil des kristallinen Aussenraums, wo die Wellen zuerst den Graben durchqueren müssen, um dorthin zu gelangen und Gebiet 3 ist das Innere des Grabens.

Die Bestimmung der Koeffizienten erfolgt nun durch Regressionsanalyse mit der Ein-Schritt-Maximum-Likelihood-Methode, welche im Anhang A ausführlich beschrieben ist. Für jedes der simulierten Beben wurden die spektralen Werte der Beschleunigung berechnet. Es wird die gemittelte horizontale Komponente ausgewertet, wodurch die Unterschiede in den einzelnen Komponenten, welche durch die Abstrahlcharakteristik hervorgerufen werden, nicht in die Berechnungen eingehen. Da es unmöglich ist, alle Gitterpunkte an der Modelloberfläche in die Regression einfließen zu lassen (die Systemmatrix würde dann solche Ausmaße annehmen, dass das Regressionsproblem sich nicht mehr numerisch lösen lassen würde) und da dies statistisch gesehen auch nicht sinnvoll wäre, werden für jedes der drei Gebiete sowie für den gesamten Modellraum in einem regelmässigen Gitter etwa 120 Datenpunkte pro Beben herausgeschrieben. Für jeden dieser Punkte wurde die Joyner-Boore-Distanz berechnet. Auf diese Weise entstanden also vier Datensätze von jeweils circa 6400 "Aufzeichnungen", welche als Eingabe für die Regression verwendet wurden. Eine Darstellung der Verteilung dieser Daten in Magnitude und Joyner-Boore-Entfernung findet sich im Anhang C. Das verwendete Gitter wurde so verlegt, dass die Verteilung der Daten mit der Joyner-Boore-Entfernung so regelmäßig wie möglich wurde. Wird das Beben stärker, so wird der abgedeckte Entfernungsbereich kleiner, da immer die kürzeste Entfernung zur Bruchfläche bestimmt wird und

Gebiet	$b_{1,i}$	$b_{2,i}$	$b_{3,i}$	$b_{4,i}$	h_i	σ_i^2
i = 1	-2,725	1,759	-0,524	-0,520	0,10	0,672
i = 2	-2,939	1,950	-0,696	-0,442	0,10	0,747
i = 3	-1,770	2,078	-0,753	-0,402	0,10	0,659
alle Gebiete	-2,052	1,866	-0,712	-0,643	0,79	0,826

Tabelle 6.2: Koeffizienten der Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für die drei Gebiete und den gesamten Modellraum.

diese mit der Magnitude stark an Größe zulegt. Aus diesem Grund sind z.B. für die Beben mit Magnitude 7,0 innerhalb des Grabens (Gebiet 3) nur Daten bis zu einer Entfernung von circa 30 km vorhanden.

Neben den Koeffizienten für jedes der drei Gebiete wurde also auch ein Satz Koeffizienten für den Fall ermittelt, wenn man von rein radialsymmetrischem Abklingen ausgehen würde, da dies die Annahme ist, die in den Funktionen von Boore et al. [13] steckt. So lässt sich dann vergleichen, ob das hier neu eingeführte Konzept tatsächlich zu einer deutlichen Verbesserung der Bodenbewegungsprognose führt.

6.3 Ergebnisse

Die im vorigen Abschnitt beschriebene Vorgehensweise wurde für die spektrale Beschleunigungsantwort bei den Frequenzen 1 Hz und 0,5 Hz angewendet. Eine Behandlung der PHA und ein Vergleich mit Abminderungsfunktionen für diese, welche aus realen Daten bestimmt wurden, würde wegen der begrenzten spektralen Auflösung bei der FD-Modellierung keinen Sinn machen, da die Maximalwerte der Bodenbeschleunigung durchaus bei höheren Frequenzen als hier simuliert zu finden sein könnten. Aus diesem Grund wurde hier (wie auch im vorhergehenden Kapitel) eine frequenzabhängige Untersuchung durchgeführt. Hierbei ist insbesondere das Resultat bei 1 Hz von großem Interesse, da die Eigenfrequenz vieler Strukturen, so z.B. Gebäude mit circa 10 Stockwerken oder auch große Brücken, in diesem Frequenzbereich liegen.

Da nur Daten aus dem Magnitudenbereich 5,5 bis 7,0 in die Regressionsanalyse eingegangen sind, decken die hier ermittelten Funktionen auch nur diesen Bereich ab. Die Koeffizienten sind in den Tabellen 6.2 (1 Hz) und 6.3 (0,5 Hz) zusammengestellt. Anhand der Koeffizienten wird bereits deutlich, dass das Abklingen der Bodenbewegung mit der Entfernung innerhalb des Grabens langsamer von staten geht als ausserhalb. Dies wird (bei gleichem h_i -Wert) durch den Koeffizienten $b_{4,i}$ bestimmt. Der Wert von h_i ist, wie eben erwähnt, für alle drei Gebiete gleich. Dies kommt daher, dass für die Gebiete 1 bis 3 die Iteration nach h_i nicht konvergierte, ein Problem, welches im Abschnitt A.2 näher besprochen wird. Um zu einem konsistenten Ergebnis zu gelangen, wurde für diese drei Gebiete $h_i = 0,10$ km verwendet.

Was die Varianzen betrifft, so sieht man, dass σ_i^2 generell recht hohe Werte annimmt. Ein Grund hierfür könnte bei der Direktivität liegen, welche für eine starke Streuung

Gebiet	$b_{1,i}$	$b_{2,i}$	$b_{3,i}$	$b_{4,i}$	h_i	σ_i^2
i = 1	-3,373	1,680	-0,245	-0,552	0,10	0,637
i = 2	-3,723	1,970	-0,445	-0,429	0,10	0,789
i = 3	-2,668	2,039	-0,495	-0,389	0,10	0,636
alle Gebiete	-2,833	1,887	-0,485	-0,641	1,30	0,789

Tabelle 6.3: *Koeffizienten der Abminderungsfunktionen für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz für die drei Gebiete und den gesamten Modellraum.*

der Werte in Vorwärts– beispielsweise Rückwärtsrichtung verantwortlich ist. Allerdings ist die Varianz bei der gebietsunabhängigen Funktion deutlich größer als für die einzelnen Gebieten, was zeigt, dass letztere die Beschleunigungsantwort besser wiedergeben als die radialsymmetrische Funktion. Nur in Gebiet 2 ergibt sich immer ein Wert für die Varianz, welcher sehr nahe an dem der gebietsunabhängigen Funktion liegt. Dies lässt sich vermutlich dadurch erklären, dass die Stärke der Bodenbewegung an einem bestimmten Punkt in Gebiet 2 sehr stark von Winkel abhängt, in dem die Wellen den Rand des Beckens treffen. Diese Abhängigkeit kommt daher, dass der Grabenrand einen Sprung in den seismischen Geschwindigkeiten bedeutet. Treffen die Wellen nun bei ihrer Ausbreitung auf diesen Rand, so wird ein Teil der Energie durch diese Diskontinuität aus dem Graben hinaus transmittiert, während ein anderer Teil reflektiert wird und somit im Graben gefangen bleibt. Je nachdem, in welchem Winkel dies passiert, kann dann in einer bestimmten Richtung sehr viel Energie den Graben verlassen, während dies in einer anderen Richtung nicht möglich ist. Dadurch kommt es im Gebiet 2 zu einer größeren Streuung der Werte der Beschleunigungsantwort, welche sich dann natürlich in der Varianz widerspiegelt.

Die ermittelten Abminderungsrelationen für die Beschleunigungsantworten bei 1 Hz und 0,5 Hz sind in Abb. 6.2 und 6.3 für die Magnitude 6,0 und in Abb. 6.4 und 6.5 für die Magnitude 6,5 graphisch dargestellt. Wie dort ersichtlich ist, ergibt sich für Gebiet 3 (im Graben) eine deutlich höhere Prognose für die Werte der Beschleunigungsantwort bei den betrachteten Frequenzen. Interessant ist auch, dass die Funktionen für die beiden äusseren Gebiete (Gebiete 1 und 2) sehr nahe beieinander liegen, wobei im Gebiet 2 etwas höhere Werte erreicht werden. Im Teil a) der Abbildungen sind die gebietsabhängigen Funktionen sowie die Funktion, für die keine solche Unterscheidung gemacht wurde, eingezeichnet. Man erkennt, dass die gebietsunabhängige Abminderungsrelation (rote Kurve) zwar die Beschleunigungsantwort in den äusseren Gebieten (1 und 2) ziemlich gut wiedergibt, aber die Bodenbewegung innerhalb des Grabens im Vergleich zur alleinigen Betrachtung des letzteren (Gebiet 3) klar unterschätzt, wie aus Teil b) der Abbildungen ersichtlich ist. Nur bis zu einer Entfernung von etwa 15 km liegt die Kurve für Gebiet 3 im äusseren Bereich der σ -Umgebung der gebietsunabhängigen Funktion. Zu Beachten ist auch, dass die Abminderungsfunktion innerhalb des Grabens nur bis zu einer Entfernung von etwa 100 km anzuwenden ist, da über diese Distanz hinaus wegen der Dimensionen des Grabens keine Daten mehr vorhanden sind.

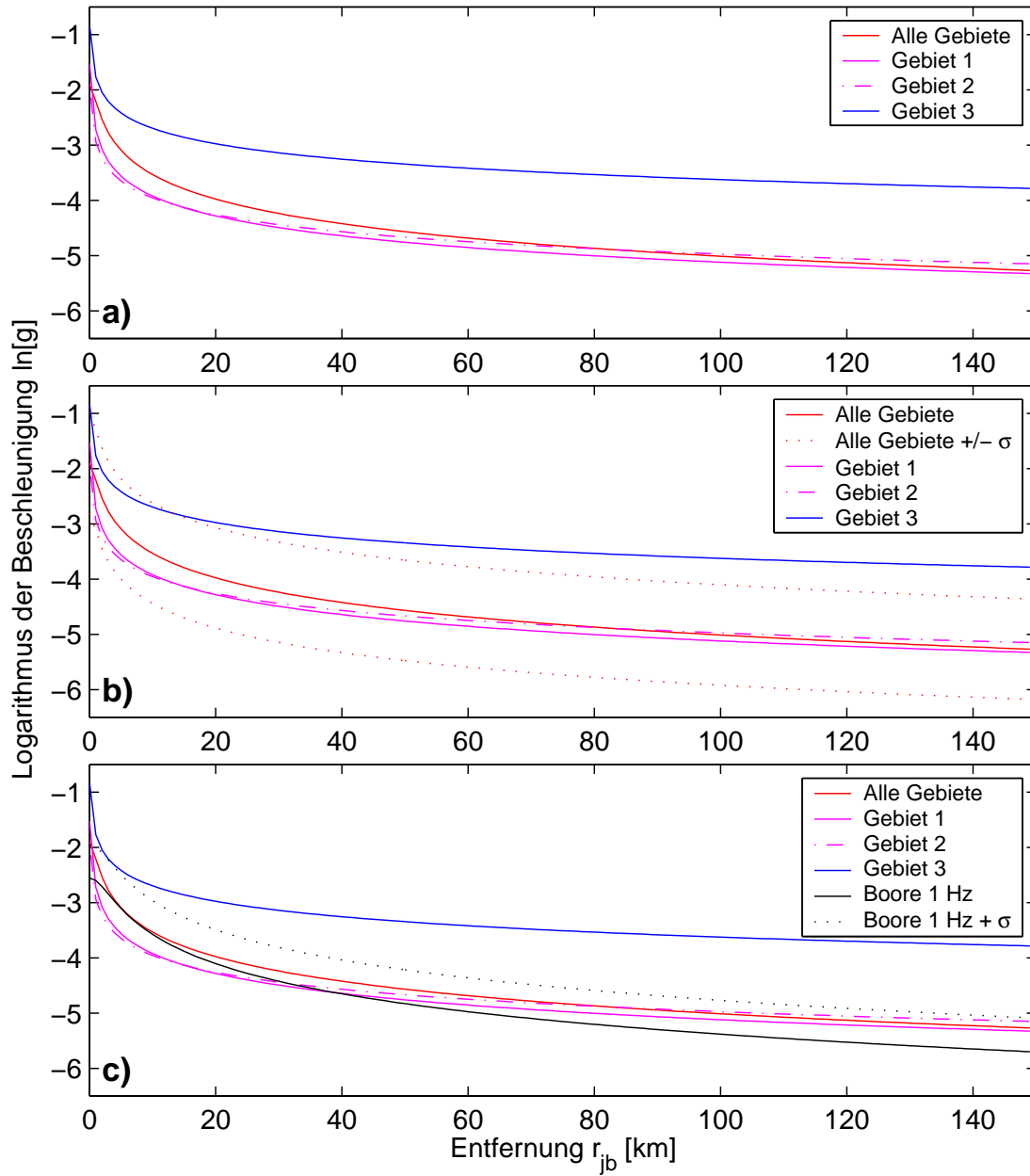


Abbildung 6.2: Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen ($M = 6.0$) für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz. Die Funktion innerhalb des Grabens (Gebiet 3) ist die jeweils blaue Kurve, die Funktionen ausserhalb (Gebiet 1 und 2) sind in Magenta dargestellt. In Rot ist die gebietsunabhängige Abminderungsfunktion gegeben. Mittleres Bild: Gebietsabhängige Funktionen und die σ -Umgebung der gebietsunabhängigen. Unteres Bild: Gebietsabhängige Funktionen im Vergleich zu der Funktion von Boore et al..

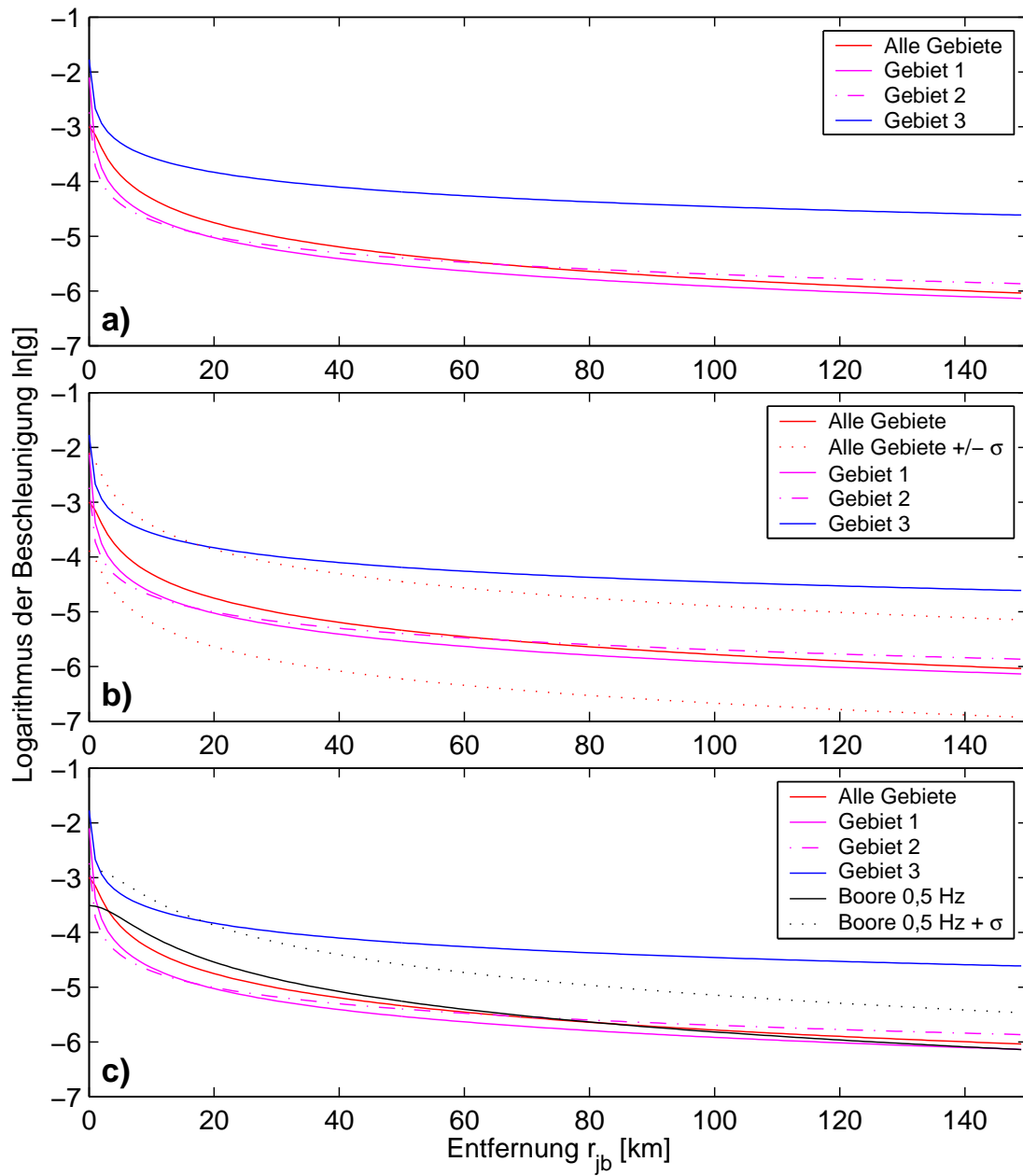


Abbildung 6.3: Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen ($M = 6.0$) für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz. Die Funktion innerhalb des Grabens (Gebiet 3) ist die jeweils blaue Kurve, die Funktionen ausserhalb (Gebiet 1 und 2) sind in Magenta dargestellt. In Rot ist die gebietsunabhängige Abminderungsfunktion gegeben. Mittleres Bild: Gebietsabhängige Funktionen und die σ -Umgebung der gebietsunabhängigen. Unteres Bild: Gebietsabhängige Funktionen im Vergleich zu der Funktion von Boore et al..

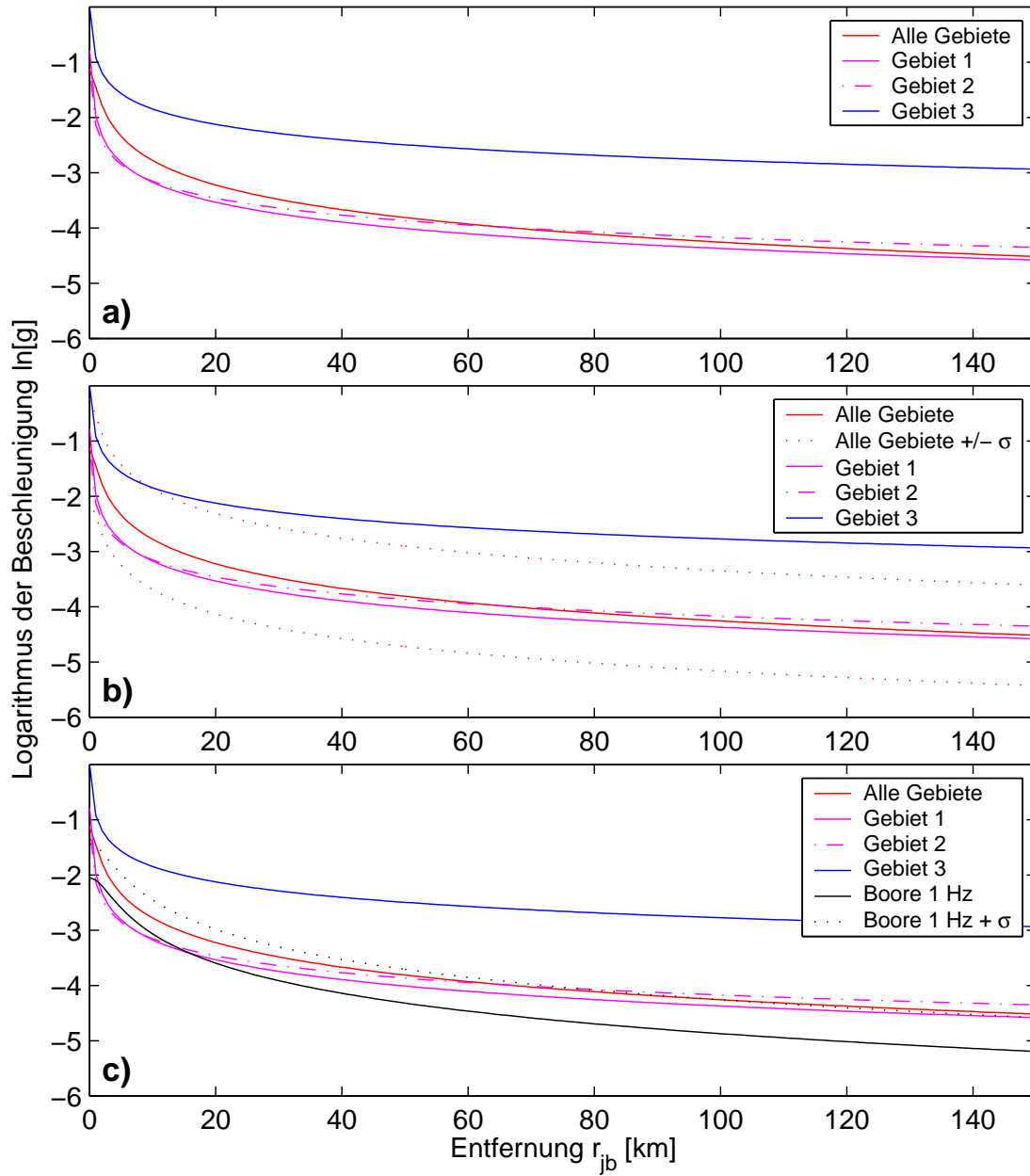


Abbildung 6.4: Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen ($M = 6.5$) für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz. Die Funktion innerhalb des Grabens (Gebiet 3) ist die jeweils blaue Kurve, die Funktionen ausserhalb (Gebiet 1 und 2) sind in Magenta dargestellt. In Rot ist die gebietsunabhängige Abminderungsfunktion gegeben. Mittleres Bild: Gebietsabhängige Funktionen und die σ -Umgebung der gebietsunabhängigen. Unteres Bild: Gebietsabhängige Funktionen im Vergleich zu der Funktion von Boore et al..

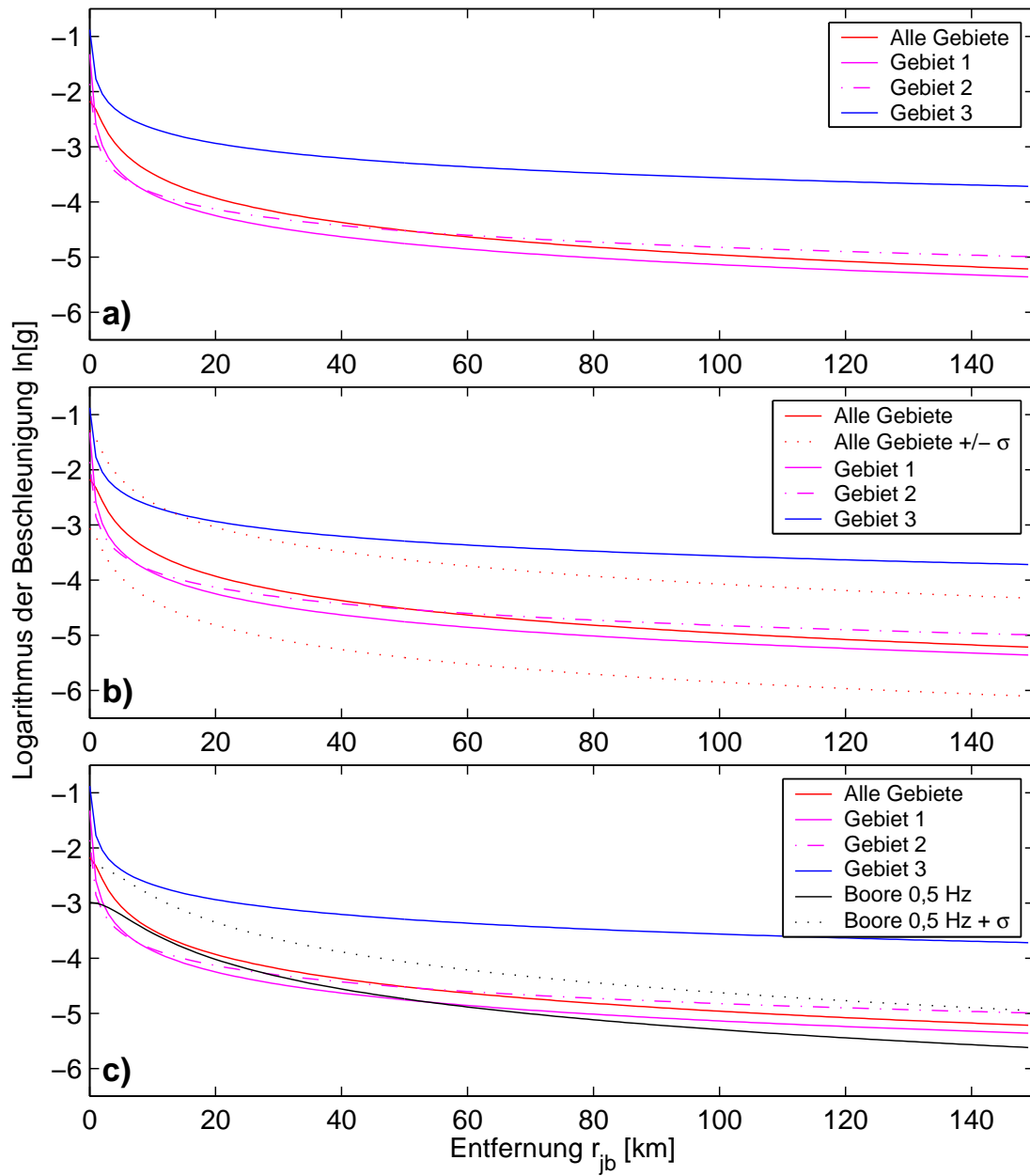


Abbildung 6.5: Gebietsabhängige Abminderungsfunktionen ($M = 6.5$) für die Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz. Die Funktion innerhalb des Grabens (Gebiet 3) ist die jeweils blaue Kurve, die Funktionen ausserhalb (Gebiet 1 und 2) sind in Magenta dargestellt. In Rot ist die gebietsunabhängige Abminderungsfunktion gegeben. Mittleres Bild: Gebietsabhängige Funktionen und die σ -Umgebung der gebietsunabhängigen. Unteres Bild: Gebietsabhängige Funktionen im Vergleich zu der Funktion von Boore et al..

Entfernung [km]	Magnitude	$V_{3/1}$	$V_{3/2}$	$V_{3/alle}$	$V_{3/Boore}$
1	6,0	2,60	3,22	1,57	2,29
	6,5	2,88	3,38	1,72	3,22
10	6,0	3,41	3,52	2,31	2,41
	6,5	3,77	3,71	2,55	3,39
40	6,0	4,02	3,73	3,23	4,05
	6,5	4,45	3,92	3,55	5,70
80	6,0	4,36	3,84	3,81	5,33
	6,5	4,83	4,03	4,19	7,49

Tabelle 6.4: Verstärkung der durch die Abminderungsfunktionen prognostizierten Werte der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz innerhalb des Grabens im Vergleich zu den prognostizierten Werten in Gebiet 1, Gebiet 2, für alle Bereiche und nach der Funktion von Boore et al..

Um ein Gefühl dafür zu bekommen, wie die Prognose der Bodenbewegung dieser Funktionen im Vergleich zu denen nach Boore et al. [13] einzuschätzen ist, ist im Teil c) der Abbildungen 6.2 – 6.5 auch diese Funktion für die betreffende Frequenz und diese + ein σ eingezeichnet. Für die S-Wellen-Geschwindigkeit des Standorts wurde die Geschwindigkeit im Kristallin eingesetzt. Bei Einsetzen der Geschwindigkeit der obersten Sedimentschicht im Graben würde sich die Kurve leicht, aber unwesentlich nach oben verschieben. Aus diesem Graphen geht hervor, dass die Boore'schen Funktionen für geringe Distanzen im gleichen Bereich liegen wie die Funktionen für die Gebiete 1 und 2, bei größeren Entfernungen aber, vor allem bei 1 Hz, deutlich von diesen abweichen. Bei 0,5 Hz dagegen beschreibt die Funktion nach Boore et al. die Beschleunigungsantwort in den äusseren Gebieten nicht wesentlich schlechter als die hier ermittelten Funktionen.

Die Verstärkung der durch diesen Satz von Abminderungsfunktionen vorhergesagten Beschleunigungsantwort im Tote-Meer-Graben im Vergleich zu ausserhalb kann durchaus beachtliche Ausmaße annehmen, wie aus den Tabellen 6.4 und 6.5 hervorgeht. Hier wurde, für die Beschleunigungsantwort bei 1 Hz und 0,5 Hz, der Quotient zwischen den im Gebiet 3 prognostizierten Werten der horizontalen Beschleunigungsantwort und denen aus den anderen hier verwendeten Funktionen bei unterschiedlichen Joyner-Boore-Entfernungen (1 km, 10 km, 40 km und 80 km) und zwei verschiedenen Magnituden ermittelt. $V_{3/1}$ bezeichnet hier den Quotienten $Y_{\text{Gebiet 3}}/Y_{\text{Gebiet 1}}$, $V_{3/2}$ das Verhältnis $Y_{\text{Gebiet 3}}/Y_{\text{Gebiet 2}}$. $V_{3/alle}$ bezieht sich auf den Quotienten $Y_{\text{Gebiet 3}}/Y_{\text{alle Gebiete}}$ und $V_{3/Boore}$ bezeichnet das Verhältnis des im Graben ermittelten Wertes im Vergleich zu der Prognose nach den Funktionen von Boore et al., also $Y_{\text{Gebiet 3}}/Y_{\text{Boore}}$.

Hierbei fällt auf, dass die Verstärkung sowohl mit der Distanz als auch mit der Magnitude zunimmt. Bei einer Entfernung von 1 km zur Verwerfung ergibt sich bei 1 Hz und $M = 6,0$ im Graben eine circa 3 mal höhere Prognose der Beschleunigungsantwort als bei der gleichen Joyner-Boore-Entfernung ausserhalb. Bei einer

Entfernung [km]	Magnitude	$V_{3/1}$	$V_{3/2}$	$V_{3/alle}$	$V_{3/Boore}$
1	6,0	2,03	2,87	1,37	2,35
	6,5	2,28	2,94	1,48	3,42
10	6,0	2,95	3,15	2,11	1,65
	6,5	3,31	3,22	2,27	2,41
40	6,0	3,69	3,33	2,99	2,66
	6,5	4,15	3,40	3,22	3,87
80	6,0	4,13	3,42	3,56	3,54
	6,5	4,65	3,50	3,83	5,15

Tabelle 6.5: Verstärkung der durch die Abminderungsfunktionen prognostizierten Werte der Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz innerhalb des Grabens im Vergleich zu den prognostizierten Werten in Gebiet 1, Gebiet 2, für alle Bereiche und nach der Funktion von Boore et al..

Distanz von 80 km ist dieser Unterschied bereits auf mehr als einen Faktor 4 bei der Magnitude 6,0, und sogar auf gut 4,5 bei $M = 6,5$ angestiegen. Die Verstärkung bezüglich des Gebiets 2 ist bei kleinen Distanzen etwas größer als die bezüglich des Gebiets 1, während dieser Trend sich bei größeren Entfernungen umkehrt. Wie aus den Tabellen ersichtlich ist, unterschätzt auch die gebietsunabhängige Funktion die durch separate Betrachtung des Grabens prognostizierten Werte spürbar, auch wenn $V_{3/alle}$ nahe an der Verwerfung relativ gering ist. Bei einer Distanz von 40 km ergibt sich aber auch hier bereits ein Unterschied um einen Faktor 3.

Die nach Boore et al. berechneten Werte der Beschleunigungsantwort zeigen sowohl bei 1 Hz wie auch bei 0,5 Hz teilweise extreme Unterschiede zu der aus den synthetischen Daten für den Graben berechneten Abminderungsrelation. Der Unterschied beträgt für 1 Hz bei 80 km Distanz und $M = 6,5$ sogar mehr als einen Faktor 7. Sogar wenn man zu der Boore'schen Funktion ein σ dazuaddiert, ergeben sich noch Differenzen um mehr als einen Faktor 3. Bei geringen Entfernungen ist diese Differenz zwar noch immer bemerkenswert, aber nicht mehr so extrem.

Um zu sehen, wie gut die ermittelten Funktionen die Ergebnisse der Simulationen für ein konkretes Beben wiedergeben, sind in Abb. 6.6 und 6.7 für zwei simulierte Ereignisse mit $M = 6,0$ und $M = 6,5$ die Ergebnisse der Modellierung bei 1 Hz mit der Prognose der aus den synthetischen Daten errechneten Abminderungsrelationen verglichen worden. Zu diesem Zweck wurde die Oberfläche des Modellgebiets in neun in NS-Richtung erstreckte Bereiche aufgeteilt, wie im jeweils links oben platzierten Bild zu sehen ist. Dann wurde in jedem dieser Bereiche der Mittelwert der Werte gebildet, welche in NS-Richtung auf gleicher Höhe liegen, d.h. es wurde für jeden dieser neun Bereiche entlang der EW-Richtung gemittelt. Auf diese Weise ergab sich für jeden Bereich eine in NS-Richtung verlaufende Kurve, welche in den Abb. 6.6 und 6.7 dargestellt sind. In Blau sind die Ergebnisse der FD-Rechnung zu sehen, in Rot ist die Prognose der Werte aus den gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen dargestellt. Addiert man ein σ auf diese prognostizierten Werte dazu, so ergeben

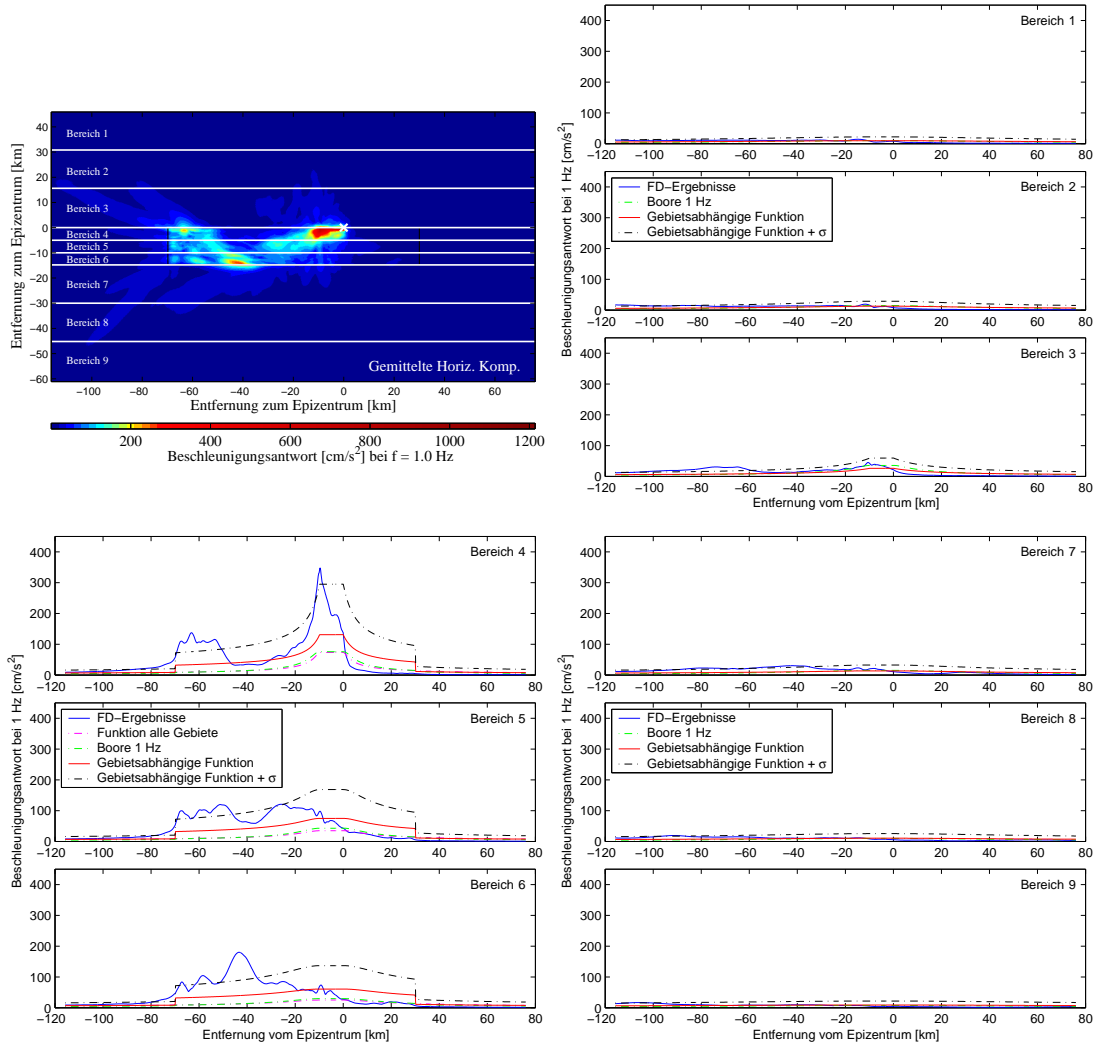


Abbildung 6.6: Vergleich der mit FD modellierten spektralen Beschleunigungsantwort bei 1 Hz mit den durch die gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen prognostizierten Werten für ein Beben der Magnitude 6,0. Links oben ist die räumliche Verteilung der Ergebnisse der FD-Rechnung dargestellt. Dort sind auch die in den weiteren Bildern betrachteten Bereiche eingezeichnet. Weitere Erläuterungen zu diesen Graphen befinden sich im Text.

sich die Werte, welche mit der schwarzen Strichpunktlinie angedeutet sind. Zum Vergleich sind mit der hellgrünen Strichpunktlinie die nach Boore et al. berechneten Beschleunigungswerte eingezeichnet. Für die Bereiche, welche den Graben abdecken, ist zusätzlich zu diesen Relationen noch die Kurve eingezeichnet, die man durch die Regression über alle Gebiete erhält (in Magenta).

Generell lässt sich sagen, dass die gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen die mit FD modellierten Werte deutlich besser beschreiben als die radialsymmetrische Funktion oder die Relationen von Boore et al.. In den Bereichen 1 bis 3 sowie 7 bis

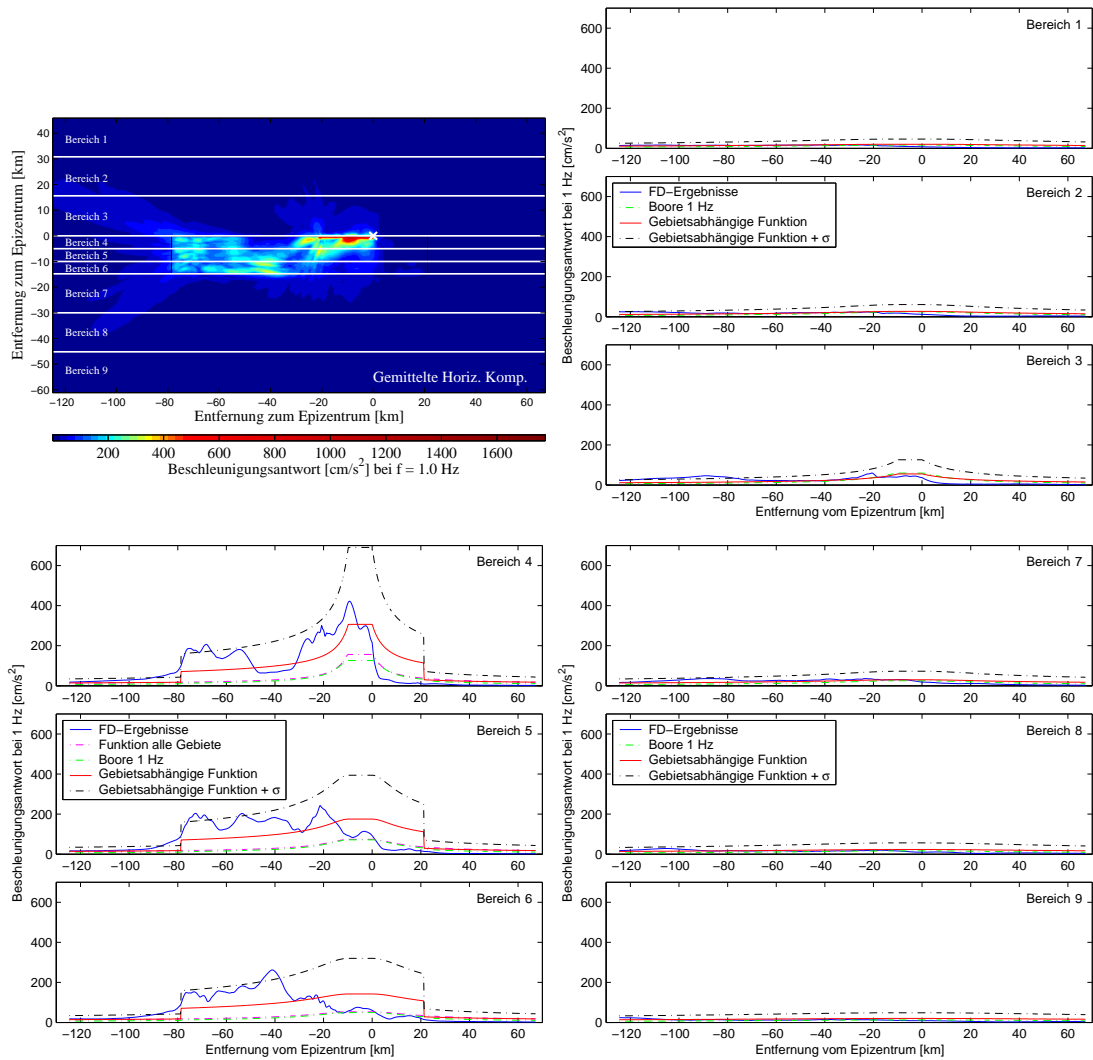


Abbildung 6.7: Gleiche Darstellung wie in Abb. 6.6 für ein Beben der Magnitude 6,5.

9 sind die Unterschiede zwischen den “beobachteten” Werten (also den modellierten Daten) und der Prognose der gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen sehr gering. Addiert man zu dieser Prognose ein σ hinzu, so entsprechen mehr als 92 % der prognostizierten Beschleunigungen den simulierten Werten oder überschätzen diese leicht. In den Bereichen 4 bis 6 sieht man sehr deutlich, dass die gebietsabhängigen Relationen (in roter Farbe) der generellen Erhöhung der Bodenbewegung in der Grabenstruktur besser gerecht werden als beispielsweise die Funktionen nach Boore et al.. Nichtsdestotrotz wird auch diese Prognose noch vielerorts von den simulierten Werten sehr stark überschritten. Dies war aber auch zu erwarten, da die Funktionen zwar nun so modifiziert wurden, dass sie die Präsenz des Grabens berücksichtigen, aber Reflexionseffekte an den Grabenrändern oder auch Fokussierungseffekte in den Grabenecken, welche für diese lokal stark erhöhten Beschleunigungen verantwort-

lich sind, können schon alleine wegen der vorgegebenen logarithmischen Form der Funktionen nicht erfasst werden.

Allerdings tragen diese Effekte wiederum zu einer deutlichen Erhöhung der Varianz der Lösung bei und lassen sich somit auf indirektem Wege durch Addieren von σ zur jeweiligen Relation in gewisser Weise doch berücksichtigen. So lässt sich für die Bereiche 4 bis 6 in den Abb. 6.6 und 6.7 sehr schön erkennen, dass dies zu einer Prognose der Beschleunigungsantwort führt, welche an diesen Stellen die modellierten Werte sehr gut wiedergibt. Allerdings kommt es dann wiederum zu einer sehr starken Überschätzung an den Stellen, wo sich keine solchen Effekte ergeben, insbesondere in dem Bereich des Grabens, der bezüglich der Direktivität sozusagen in “Rückwärtsrichtung” liegt. Der Vergleich zwischen den modellierten sowie den durch die Abminderungsfunktionen prognostizierten Werten bei 0,5 Hz für die zwei gezeigten Beben befindet sich im Anhang C.

6.4 Diskussion

Es zeigt sich, dass ein gebietsabhängiger Ansatz zur Erstellung von Abminderungsrelationen, wie er hier eingeführt wurde, zu einer deutlichen Verbesserung der Prognose von Bodenbewegungsparametern in Grabenstrukturen führen könnte. Dies lässt sich schon aufgrund der verbesserten Varianzen bei der Regressionsrechnung feststellen. Allerdings lässt sich die Bruchdynamik mit dieser Herangehensweise wiederum nicht explizit mit einbeziehen.

Trotz dieses Nachteils und der Tatsache, dass die Varianzen bei azimutabhängigen Funktionen weit unterhalb denen der gebietsabhängigen liegen, ist diese Parametrisierung des Problems doch der wohl bessere Weg, da die Umsetzung auf eine reale Datenbasis deutlich leichter wäre. Auch darf man trotz aller Bemühungen, die zu erwartende Bodenbewegung bei einem zukünftigen Beben so gut wie möglich vorherzusagen, nicht vergessen, dass anhand dieser Relationen Bauvorschriften entstehen sollen, welche wiederum großer Transparenz bedürfen. Eine Flut von Koeffizienten, welche sich bei den azimutabhängigen Funktionen zwangsläufig ergibt, wäre unter diesem Gesichtspunkt äußerst kontraproduktiv.

Kapitel 7

Das Beben vom 11. Februar 2004

Am 11. Februar 2004 um 8:15 Ortszeit erschütterte ein Erdbeben der Magnitude 5,2 die Region um den Tote-Meer-Graben. Berichte über substanzielle Schäden oder sogar Todesopfer gibt es nicht, aber das Beben wurde stark in Jerusalem und Tel Aviv sowie in Amman und sogar in Damaskus, insbesondere aber nördlich des Toten Meeres, gespürt. Auch wenn es sich bei diesem Beben nur um ein mittelstarkes Ereignis handelte, so erinnerte es die Menschen doch lebhaft daran, dass in dieser Region eine erhöhte seismische Gefährdung besteht, die es nicht zu vergessen oder zu unterschätzen gilt. Wie sich bereits im Kapitel 1 bei der Betrachtung der historischen Seismizität in dem Gebiet gezeigt hat, sind starke Beben mit Magnituden größer als 6,0 Ereignisse, mit denen dort gerechnet werden muss, insbesondere auch deswegen, weil das letzte Beben einer solchen Stärke (das Jericho-Beben von 1927) bereits mehr als 70 Jahre zurückliegt.

In den vorangegangenen Abschnitten wurde besprochen, welche Änderungen man an der Form bereits existierender Abminderungsfunktionen vornehmen könnte, um der speziellen geologischen Struktur eines Grabens bei der Prognose von Bodenbewegungsparametern Rechnung zu tragen. Dies wurde anhand von synthetischen Daten diskutiert, welche durch Simulieren der Wellenausbreitung in einem Modell des Tote-Meer-Grabens mit der FD-Methode gewonnen wurden. Nun hängen die Ergebnisse dieser Modellierung, und damit auch die Ergebnisse der Betrachtungen bezüglich der Abminderungsfunktionen, sehr stark von diesem Geschwindigkeitsmodell ab, welches vorausgesetzt wird. Das hier verwendete Modell, wie es in Kapitel 4 eingeführt wurde, wurde von Gottschämmer [26] aufgrund der geologischen Beschaffenheit der Region erstellt. Wie realistisch jedoch die Wellenausbreitung wiedergegeben werden kann, lässt sich nur durch einen Vergleich mit realen Strong-Motion Daten aus dem Gebiet klären.

Bislang lagen keine solchen Daten vor, was sich am 11. Februar 2004 schlagartig änderte, da dieses Erdbeben an vielen Stationen des israelischen Strong-Motion Netzwerks registriert wurde. Diese Daten wurden freundlicherweise für diese Arbeit vom Geophysical Institute of Israel (GII) zur Verfügung gestellt. Es bietet sich also nun die Möglichkeit, eine FD-Simulation dieses Beben durchzuführen und die Ergebnisse der Modellierung mit den Aufzeichnungen zu vergleichen.

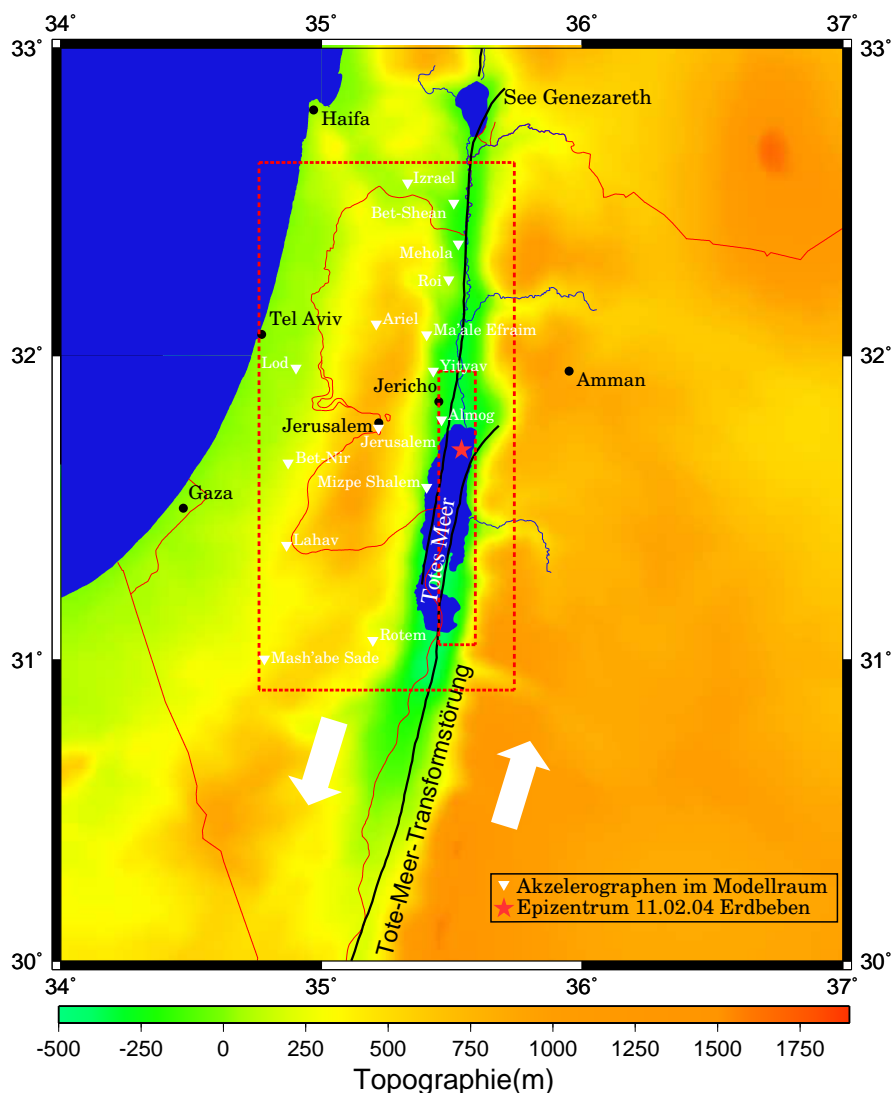


Abbildung 7.1: In dieser Karte sind das Epizentrum des Bebens vom 11. Februar 2004 (roter Stern) sowie die Lage der Stationen (weiße Dreiecke), welche hier ausgewertet werden, eingezeichnet. Die Dimensionen des Modellraums sowie die Lage des Grabens sind rot gestrichelt angedeutet.

7.1 Parameter des Bebens und der Modellierung

Um dieses Beben mit der FD-Methode simulieren zu können, müssen die dazu benötigten Parameter bestmöglich bekannt sein. Dies sind unter anderem Lokation des Epizentrums, Herdtiefe H , seismisches Moment und Herdflächenlösung (H.G. Wust-Bloch, pers. Kom.). Eine Tabelle mit den Parametern, wie sie zur Modellierung des Bebens verwendet wurden, befindet sich in Tabelle 7.1. Die Herdzeit von 08:15:03,7 (UT) sowie die Herdtiefe von 15 km wurden dem Erdbeben-Katalog des EMSC entnommen.

Δx	räumliche Diskretisierung	200 m
Δt	zeitliche Diskretisierung	0,015 s
n_t	Anzahl der Zeitschritte	5000
T	Simulationszeit	75 s
n_x	Anzahl Gitterpunkte in NS-Richtung	1000
n_y	Anzahl Gitterpunkte in EW-Richtung	575
n_z	Anzahl Gitterpunkte in Z-Richtung	122
H	Herdtiefe	15 km
x_{epi}	Koordinaten des Epizentrums	31,69° N
y_{epi}		35,54° E
τ_r	Anstiegszeit	0,15 s
ϕ	Streichen	91°
δ	Fallen	64°
λ	Richtung zwischen Streichen und Slipvektor	-135°

Tabelle 7.1: Zur Modellierung des Erdbebens vom 11. Februar 2004 verwendete Parameter.

Das Beben vom 11. Februar 2004 wurde unter Verwendung einer Punktquelle modelliert. Dies lässt sich dadurch rechtfertigen, dass die endliche Größe der Bruchfläche angesichts der Dimensionen, die diese für ein Beben solcher Magnitude haben würde, und deren Tiefenlage keinen starken Einfluß auf die Bodenbewegung an der Oberfläche erwarten lässt. Die Orientierung des Bebenherds kann auch bei einer Punktquelle berücksichtigt werden, da diese ja nicht notwendigerweise eine isotrope Abstrahlung aufweisen muss. Die Anstiegszeit τ_r sowie das seismische Moment wurden anhand der Skalierungsrelationen von Heaton [31] sowie Hanks und Kanamori [30] berechnet.

7.2 Stationsverteilung und Strong-Motion Daten

Das Ereignis vom 11. Februar 2004 wurde an insgesamt 26 Strong-Motion Stationen des israelischen Netzwerks registriert. Bei den meisten dieser Stationen handelt es sich um K2-Akzelerometer. Wie in Abb. 7.1 ersichtlich ist, befindet sich der Graben bei der Modellierung nicht in der Mitte des Modellraums. Letzterer wurde nach Nordwesten hin verschoben, damit möglichst viele der Stationen im Modellgebiet liegen. Von den 26 Standorten, von denen Aufzeichnungen vorliegen, befinden sich 15 in dem von der Modelloberfläche bedeckten Gebiet. Die Standorte dieser 15 Stationen sind in Abb. 7.1 eingezeichnet. In Tabelle 7.2 sind die geographischen Koordinaten, die Höhe über Normalnull sowie die generelle Untergrundbeschaffenheit der einzelnen Standorte aufgelistet.

Bei einer näheren Betrachtung der Stationsverteilung wird deutlich, dass sich zwar mehrere der Standorte im Transformtal der Tote-Meer-Störung befinden (Bet-Shean, Mehola, Roi, Ma'ale Efraim, Yityav, Almog und Mizpe Shalem), jedoch nur die Sta-

Station	Typ	D [km]	Länge [°]	Breite [°]	Höhe [m]	Untergrund
Almog	K2	13,8	35,46	31,79	-270	Sandstein, Konglomerate
Ariel	K2	58,4	35,21	32,10	600	Kalkstein
Bet-Nir	K2	74,1	34,87	31,65	200	Konglomerate
Bet-Shean	K2	89,5	35,50	32,50	-130	Alluvium
Izrael	K2	99,4	35,32	32,56	90	Basalt
Jerusalem	A800	36,3	35,20	31,76	760	Kalkstein
Lahav	A800	82,3	34,87	31,38	350	weicher Kalkstein
Lod	K2	76,6	34,90	31,96	90	Alluvium
Ma'ale Efraim	K2	44,4	35,39	32,07	240	Kalkstein
Mashabe Sade	A800	113,6	34,79	31,00	350	Alluvium
Mehola	K2	74,7	35,52	32,37	-190	Alluvium
Mizpe Shalem	K2	20,2	35,40	31,57	-300	Sandstein, Konglomerate
Roi	K2	62,0	35,49	32,25	0	Alluvium
Rotem	A800	79,2	35,20	31,07	400	weicher Kalkstein
Yityav	K2	31,1	35,42	31,95	-90	weicher Kalkstein

Tabelle 7.2: *Strong-Motion Stationen, welche sich im von der Modelloberfläche bedeckten Gebiet befinden. D bezeichnet die Epizentralentfernung in km.*

tion Almog innerhalb des Beckenmodells liegt. Abgesehen von den Stationen Yityav und Mizpe Shalem befinden sich auch keine in der unmittelbaren Nähe des Beckens. Während der nordöstliche Teil der Modelloberfläche eine sehr gute Überdeckung mit Stationen aufweist, so gilt für den südöstlichen Teil genau das Gegenteil. Insbesondere im südlichen Bereich des Grabens sind bedauerlicherweise keine Aufzeichnungen vorhanden. Die höchstgelegene Station befindet sich in Jerusalem (760 m über dem Meeresspiegel), während die tiefstgelegene mit der Station Mizpe Shalem 300 m unter dem Meeresniveau liegt.

Die soeben beschriebene Verteilung der Strong-Motion Stationen ist auch eine Folge der geographischen Lage der israelisch-jordanischen Grenze, welche direkt durch das Transformtal verläuft. Ob und in welchem Umfang auch in Jordanien solche Aufzeichnungen des Bebens vom 11. Februar vorliegen, ist mir bislang nicht bekannt. In Tabelle 7.2 ist die generelle geologische Beschaffenheit des jeweiligen Standortes aufgelistet. Viele der Stationen stehen auf sedimentären Gesteinen, welche im Allgemeinen sehr niedrige S-Wellengeschwindigkeiten in den oberen Schichten aufweisen. Insbesondere an diesen Stationen könnten Standorteffekte in den Realdaten auftreten, welche sich nicht mit dem hier verwendeten Geschwindigkeitsmodell simulieren lassen. Für einige der Stationsstandorte existiert ein 1D-Geschwindigkeitsmodell [60] für die Scherwellengeschwindigkeit der oberen Schichten, welches in Tabelle 7.3 angeführt wird.

Station	Schicht 1	Schicht 2	Schicht 3	Schicht 4	Halbraum
	Dicke [m] V_{S1} [m/s]	Dicke [m] V_{S2} [m/s]	Dicke [m] V_{S3} [m/s]	Dicke [m] V_{S4} [m/s]	V_{Shalb} [m/s]
Almog	5 250	20 450	30 600	120 800	1900
Bet-Shean	30 450	30 700	30 1600		2000
Lahav	5 200	30 400	125 600		1500
Lod	45 350	40 700			1900
Mizpe Shalem	25 500	30 850	60 1200		1900

Tabelle 7.3: 1D-Geschwindigkeitsmodell der oberen Schichten an verschiedenen Stationen.

Allerdings ist der Einfluß der geologischen Beschaffenheit des Standortuntergrunds in dem hier analysierten Frequenzbereich ($\leq 1,5$ Hz) vermutlich eher gering. Nimmt man z.B. die kleinste S-Wellengeschwindigkeit im 1D-Modell für die Station Lahav, so ergeben sich bei Frequenzen kleiner als 1,5 Hz Wellenlängen von circa 140 m an aufwärts. Bei einer Gesamtdicke der drei Schichten von ungefähr 160 m, wobei die Schicht mit der niedrigsten Scherwellengeschwindigkeit nur 5 m dick ist, ist nicht zu erwarten, dass sich diese Schichten besonders stark auf die registrierten Amplituden in diesem Frequenzbereich auswirken. Bei höheren Frequenzen dagegen können diese langsamen Sedimente eine sehr starke Verstärkung der Amplituden verursachen.

Die Daten der Strong-Motion Stationen wurden bereits korrigiert zur Verfügung gestellt, d.h. die Antwortfunktion des Akzelerometers war schon herausgerechnet. Ausserdem sind die Daten der K2-Stationen bereits zwischen 0,12 Hz und 43 Hz bandpassgefiltert worden. An diesen Stationen lagen sowohl die Beschleunigungs- wie auch die Geschwindigkeits- und Verschiebungswerte bereits vor, für die A800 Akzelerometer (Jerusalem, Lahav, Mashabe Sade und Rotem) wurden die Beschleunigungswerte integriert. Bei diesen Stationen zeigte sich im Geschwindigkeitszeitverlauf ein sehr tieffrequenter Anteil. Da die synthetischen Daten nur Frequenzen bis 1,5 Hz enthalten, wurden die aufgezeichneten Seismogramme nochmal von 0,12 Hz bis 1,5 Hz bandpassgefiltert. Die modellierten Seismogramme wurden mit exakt dem gleichen Filter bearbeitet.

Da das Integrieren einer Zeitreihe einem Tiefpassfilter gleichkommt, ist, angesichts der Frequenzen bei der Modellierung, ein Vergleich der Geschwindigkeiten dem der Beschleunigungen vorzuziehen.

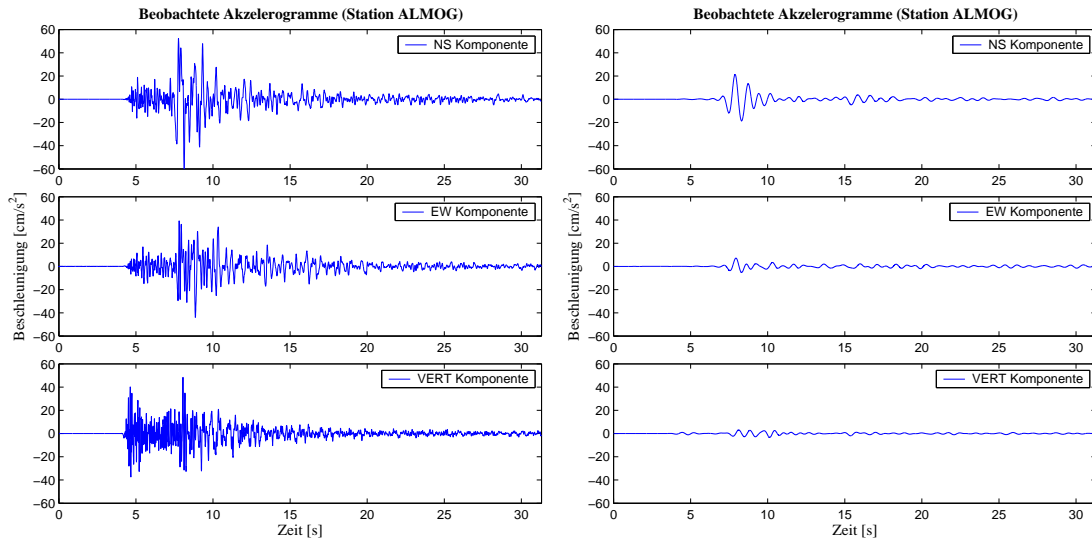


Abbildung 7.2: Beobachtete Akzelerogramme an der Station Almog. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

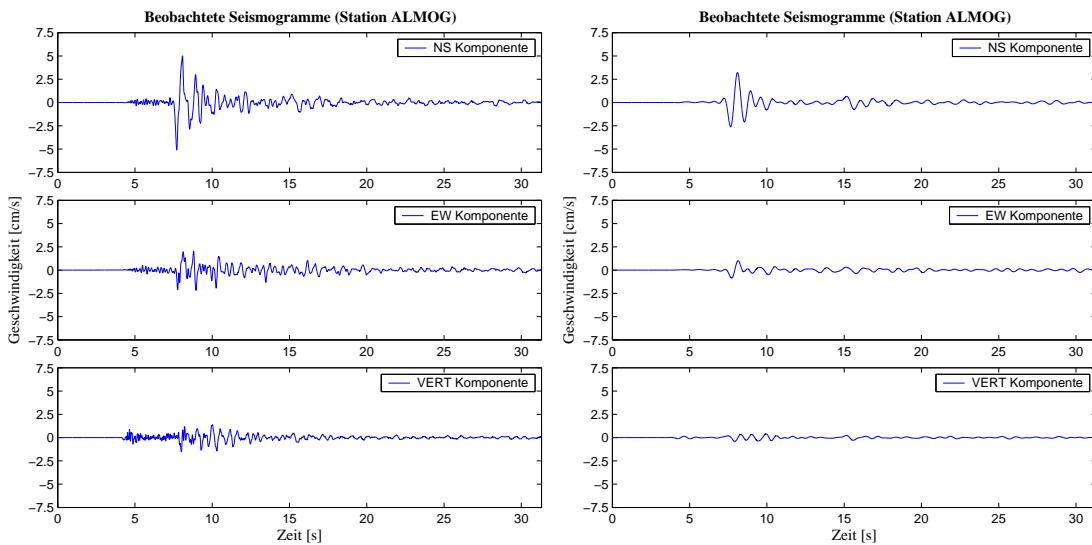


Abbildung 7.3: Beobachtete Seismogramme an der Station Almog. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

Als Beispiel für die Aufzeichnungen und das Prozessieren der Daten sind in den Abbildungen 7.2 und 7.3 die Zeitreihen für die Station Almog dargestellt. In der linken Spalte befinden sich jeweils die Daten, wie sie vom GII zur Verfügung gestellt wurden, während in der rechten Spalte die Zeitreihen von 0,12 Hz bis 1,5 Hz gefiltert wurden. Im Anhang C sind diese Abbildungen auch für die restlichen 14 Stationen im Modellraum angefügt.

Station	NS-Komp.		EW-Komp.		VERT-Komp.	
	beob.	modell.	beob.	modell.	beob.	modell.
Almog	3,22	3,95	1,01	6,09	0,41	4,30
Ariel	0,50	0,79	0,69	0,73	0,27	0,70
Bet-Nir	0,81	0,64	0,43	0,13	0,40	0,33
Bet-Shean	0,72	0,10	0,62	0,46	0,31	0,18
Izrael	0,32	0,18	0,57	0,45	0,20	0,19
Jerusalem	0,72	0,97	0,60	0,54		1,49
Lahav	1,41	0,69	1,18	0,28	0,57	0,17
Lod	0,44	0,37	0,68	0,23	0,39	0,42
Ma'ale Efraim	1,21	1,02	1,87	1,37	0,35	0,96
Mashabe Sade	0,39	0,26	0,38	0,23	0,14	0,17
Mehola	0,63	0,13	0,72	0,60	0,42	0,26
Mizpe Shalem	2,45	0,37	1,31	0,84	0,30	0,42
Roi	1,22	0,25	1,45	0,82	0,36	0,42
Rotem	0,35	0,42	0,24	0,58	0,35	0,36
Yityav	2,13	1,15	3,09	1,98	0,20	1,61

Tabelle 7.4: Beobachtete und modellierte Spitzenwerte der Geschwindigkeit in cm/s im analysierten Frequenzbereich an den verschiedenen Stationen.

7.3 Modellierung und Vergleich mit Realdaten

Das Beben wurde nun mit den in Tabelle 7.1 aufgelisteten Parametern simuliert. Die Standorte der einzelnen Stationen wurden in das FD-Gitter übertragen und an diesen Gitterpunkten wurden bei der Modellierung die Seismogramme herausgeschrieben. Diese Zeitreihen wurden schließlich auf die gleiche Weise gefiltert (Bandpassfilter von 0,12 Hz bis 1,5 Hz) wie die Realdaten. Bei den aufgezeichneten Seismogrammen wurde die Zeitachse dahingehend korrigiert, dass die Zeit $t = 0$ s der Herdzeit entspricht, um so die realen und synthetischen Daten auch zeitlich vergleichbar zu machen. Allerdings ist dies natürlich nur mit der Ungenauigkeit möglich, mit der die Herdzeitbestimmung behaftet ist.

In Tabelle 7.4 sind die beobachteten und modellierten Maximalwerte der Geschwindigkeit für alle Stationen gegenübergestellt. An der Station Jerusalem lagen keine beobachteten Daten für die vertikale Komponente vor. Insgesamt ergibt sich bei den Spitzengeschwindigkeiten ein sehr durchwachsenes Bild. So ist zum Beispiel kein genereller Trend zu beobachten, dass die synthetischen Geschwindigkeiten grundsätzlich höhere oder niedrigere Werte annehmen würden als die realen Daten. An den Standorten Almog, Ariel und Rotem zum Beispiel werden alle drei Komponenten von den simulierten Werten überschätzt. Bei der Station Almog stimmt die NS-Komponente einigermaßen überein, während die EW-Komponente um einen Faktor 6 und die Vertikalkomponente sogar um einen Faktor 10 überschätzt wird.

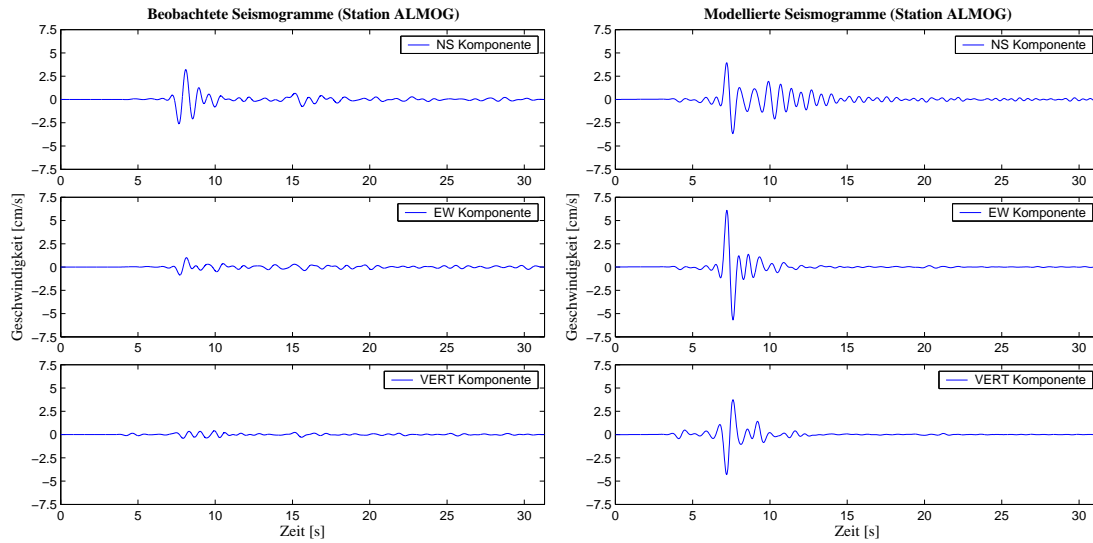


Abbildung 7.4: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Almog.

Für Ariel und Rotem sind diese Unterschiede bei weitem nicht so extrem und erreichen höchstens einen Faktor 2 bis 3. An den Stationen Bet-Nir, Bet-Shean und Lahav werden dagegen alle drei Komponenten von der Modellierung unterschätzt. Die größte Diskrepanz findet man hier in der NS-Komponente von Bet-Shean, wo der Unterschied zwischen synthetischen und beobachteten Geschwindigkeitswerten einen Faktor 7 beträgt. An allen anderen Stationen werden die beobachteten Werte teils über-, teils unterschätzt. Starke Unterschiede finden sich z.B. noch bei der Station Mizpe Shalem und Mehola in der NS-Komponente oder auch in der Vertikalkomponente der Station Yityav.

In den Abbildungen 7.4 bis 7.18 sind die Seismogramme an allen 15 Stationen dargestellt. In der linken Spalte der jeweiligen Abbildung befinden sich die beobachteten Seismogramme, während in der rechten die modellierten Zeitreihen zu sehen sind. Die Achsen sind in jeder Abbildung für die beobachteten und die simulierten Seismogramme gleich skaliert, was den optischen Vergleich erleichtern soll. Der Zeitpunkt $t = 0$ s entspricht in allen Abbildungen der Herdzeit.

Zu den Seismogrammen kann man zunächst einmal sagen, dass an den Stationen **Mashabe Sade** (Abb. 7.13) und **Rotem** (Abb. 7.17) nicht die geringste Ähnlichkeit zwischen den beobachteten und synthetischen Seismogrammen besteht. Bei den modellierten Zeitreihen ergeben sich klare P- und S-Welleneinsätze, welche bei den Aufzeichnungen nicht zu erkennen sind. Andere Stationen weisen dagegen zum Teil eine sehr gute Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten Seismogrammen auf. So stimmen zum Beispiel bei der Station **Almog** (Abb. 7.4) die Amplituden in der NS-Komponente durchaus gut überein. Allerdings ergeben sich erhebliche Diskrepanzen in der EW- und Vertikalkomponente. Die Ersteinsätze der P-Welle liegen sowohl bei den beobachteten als auch bei den simulierten Zeitreihen

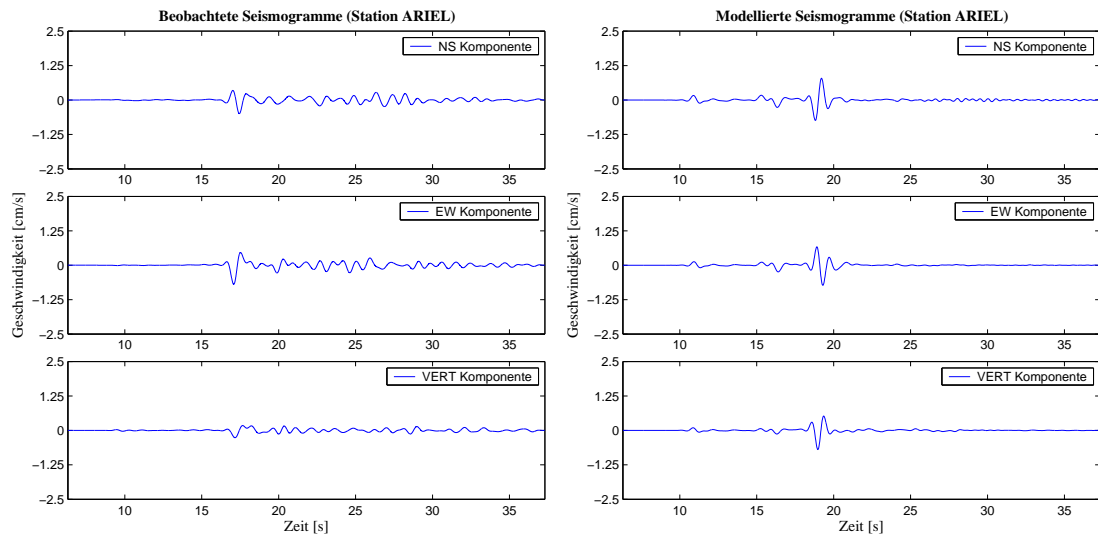


Abbildung 7.5: *Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Ariel.*

bei circa 4 s und unterscheiden sich nicht wesentlich. Ebenso weist die Wellenform in der NS-Komponente deutliche Ähnlichkeit auf, auch wenn der erste negative Ausschlag bei dem beobachteten Seismogramm stärker ist als beim modellierten.

Auch an der Station **Ariel** (Abb. 7.5) lassen sich durchaus Übereinstimmungen erkennen. Die Amplituden der simulierten Seismogramme sind denen der beobachteten relativ nahe. Allerdings ist bei den synthetischen Zeitreihen der Einsatz der P-Welle bei 10,5 s deutlich ausgeprägter als bei den Realdaten. Ausserdem ist nicht ganz klar, ob sich die stärksten Ausschläge in den beobachteten Seismogrammen bei ungefähr 17 s mit den ebenfalls bei circa 17 s gelegenen, leichten Ausschlägen in den modellierten Daten korrelieren lassen oder ob es sich hierbei eher um die stärkeren Amplituden bei knapp 20 s handelt. Die Wellenformen würden eher für letzteres sprechen, was allerdings einen erheblichen zeitlichen Versatz zwischen Beobachtung und Simulation bedeuten würde.

Die wohl beeindruckendste Übereinstimmung in der Wellenform zwischen aufgezeichneten und simulierten Seismogrammen findet sich an der Station **Bet-Nir** (Abb. 7.6). In der NS-Komponente stimmen die Einsätze bei 19 s in den realen Daten und bei 23 s in den synthetischen fast bis ins kleinste Detail überein. Sowohl Amplitude wie auch die Wellenform sind beeindruckend ähnlich. Auch in der EW- und Vertikal-komponente lässt sich die Übereinstimmung bei diesen Einsätzen schwer verneinen. Allerdings wird dieser Erfolg dadurch geschmälert, dass das Wellenpaket, welches bei circa 30 s sehr starke Ausschläge produziert, in den modellierten Daten bei weitem nicht diese Amplituden erreicht. Ausserdem sind die so gut übereinstimmenden Einsätze um 4 bis 5 Sekunden zeitversetzt. Die Einsätze in den modellierten Seismogrammen kommen deutlich später, was darauf schließen lässt, dass die im Modell gewählten Geschwindigkeiten für das Kristallin zu niedrig sind. Diese erheblichen

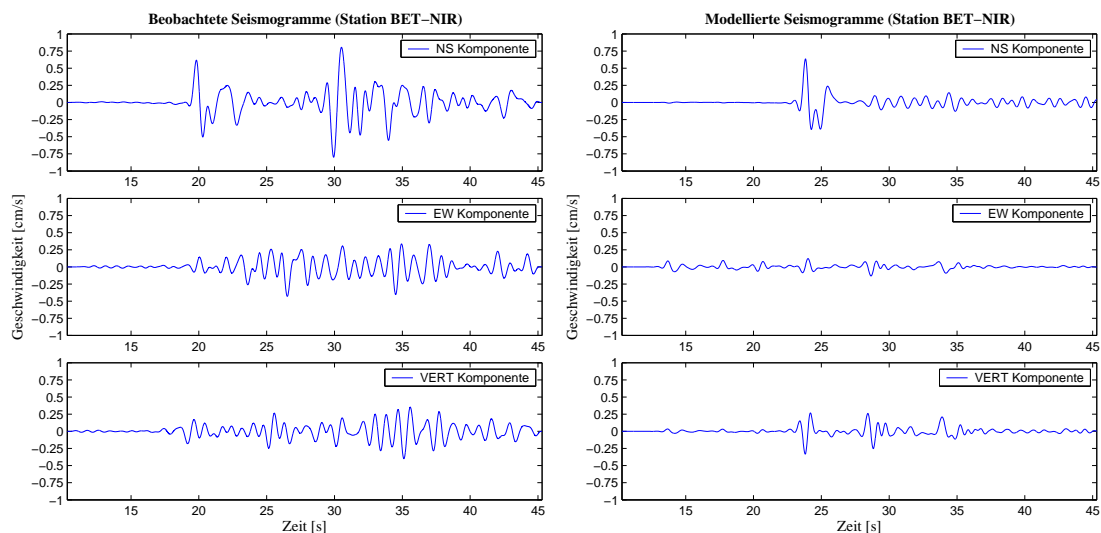


Abbildung 7.6: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Bet-Nir.

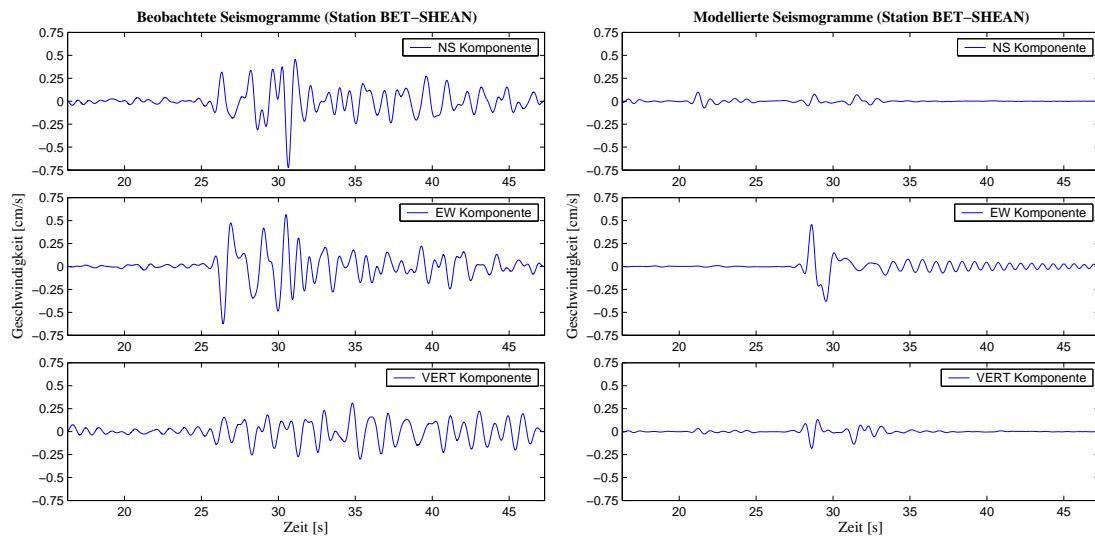


Abbildung 7.7: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Bet-Shean.

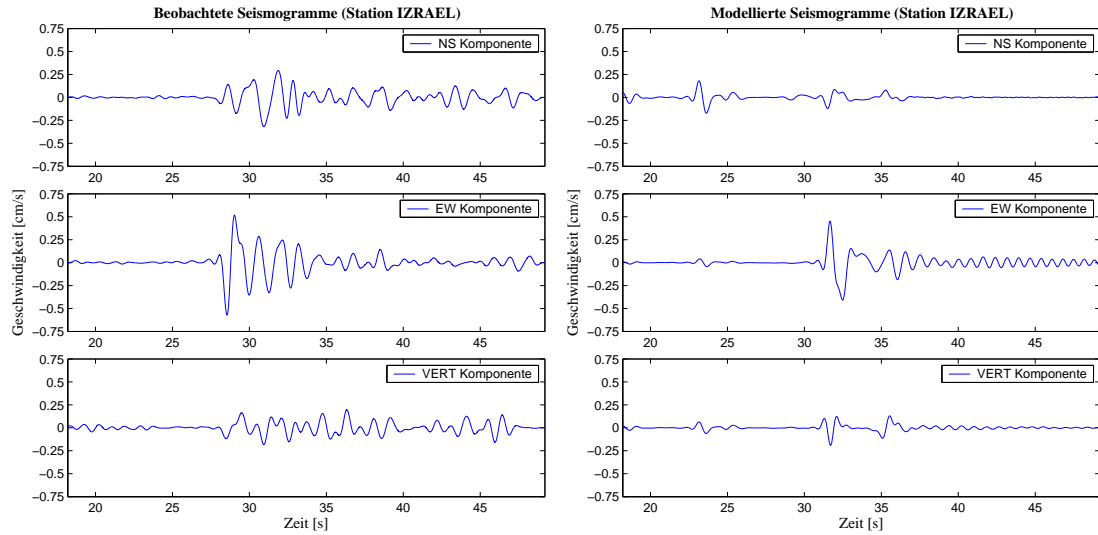


Abbildung 7.8: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station IZRAEL.

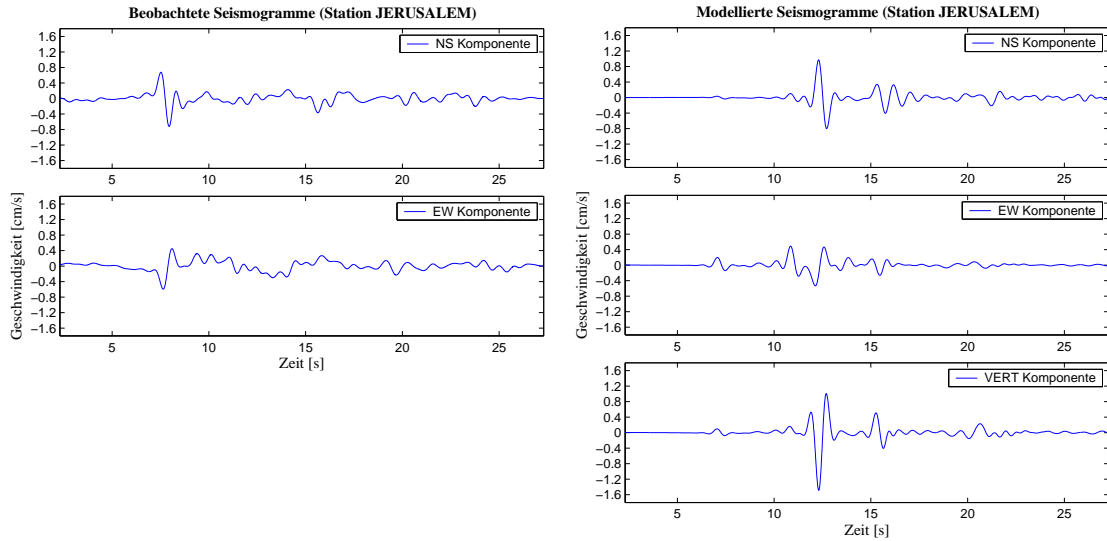


Abbildung 7.9: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Jerusalem.

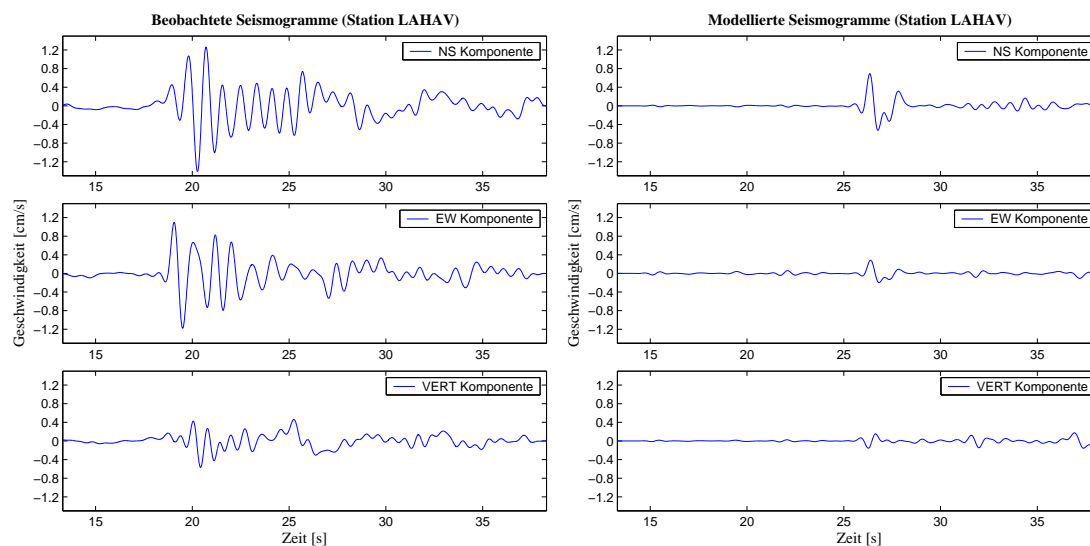


Abbildung 7.10: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Lahav.

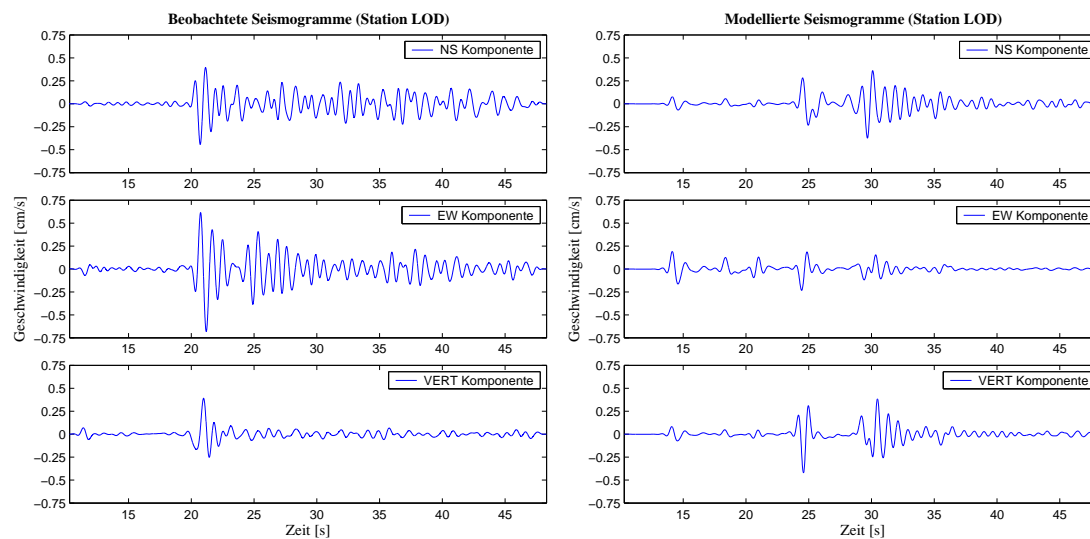


Abbildung 7.11: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Lod.

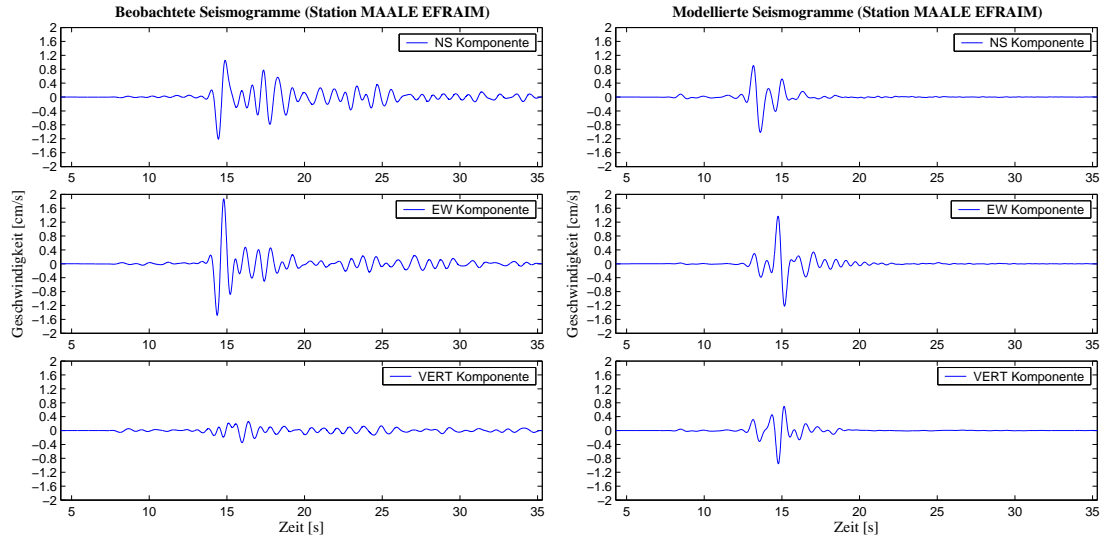


Abbildung 7.12: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Ma'ale Efraim.

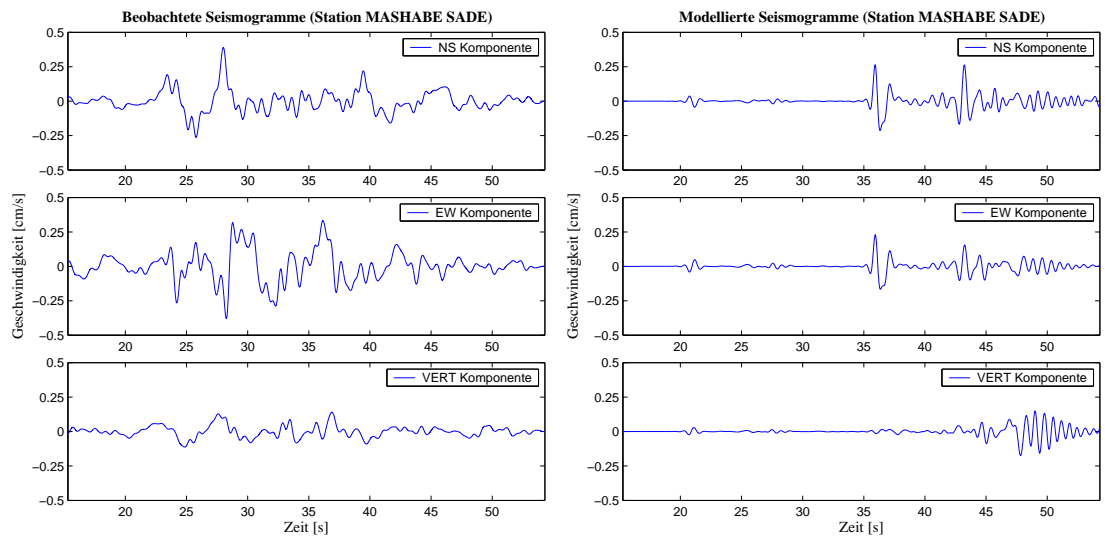


Abbildung 7.13: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Mashabe Sade.

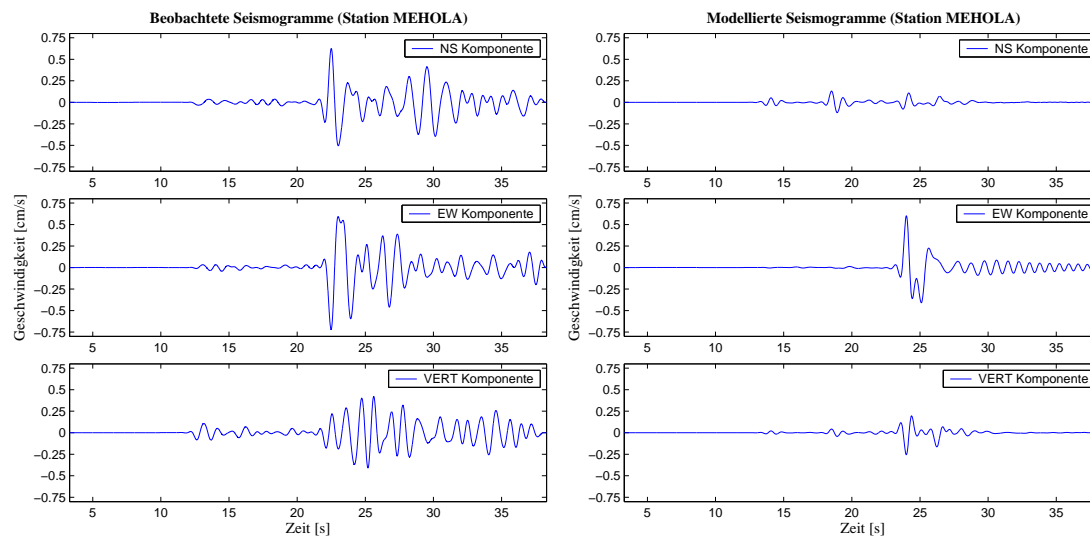


Abbildung 7.14: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Mehola.

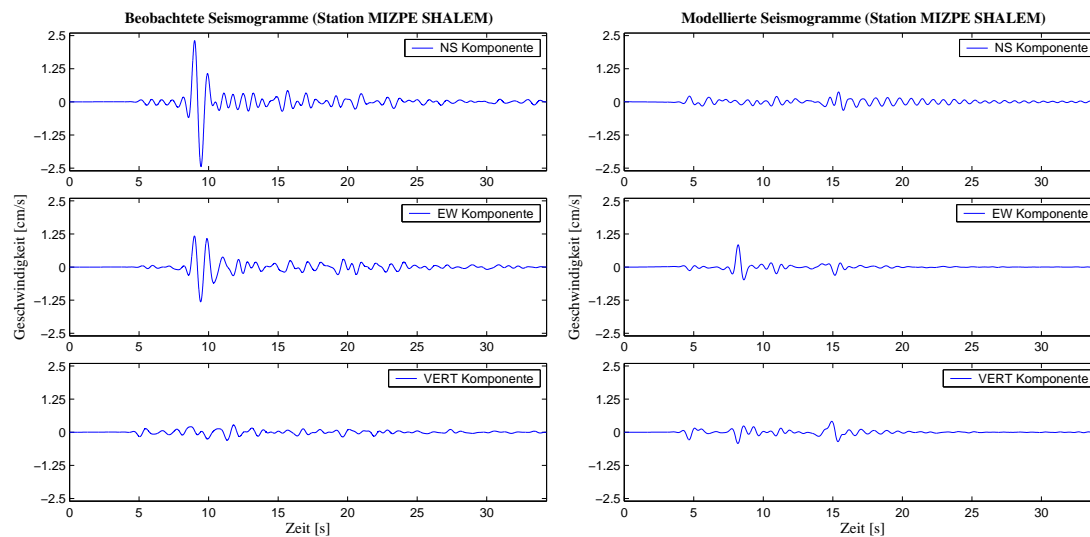


Abbildung 7.15: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Mizpe Shalem.

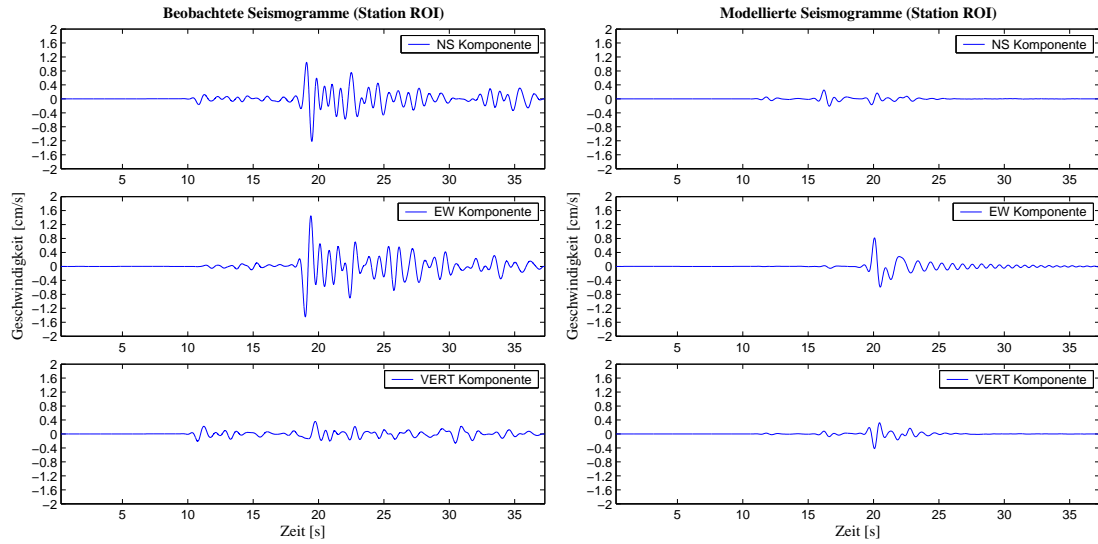


Abbildung 7.16: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Roi.

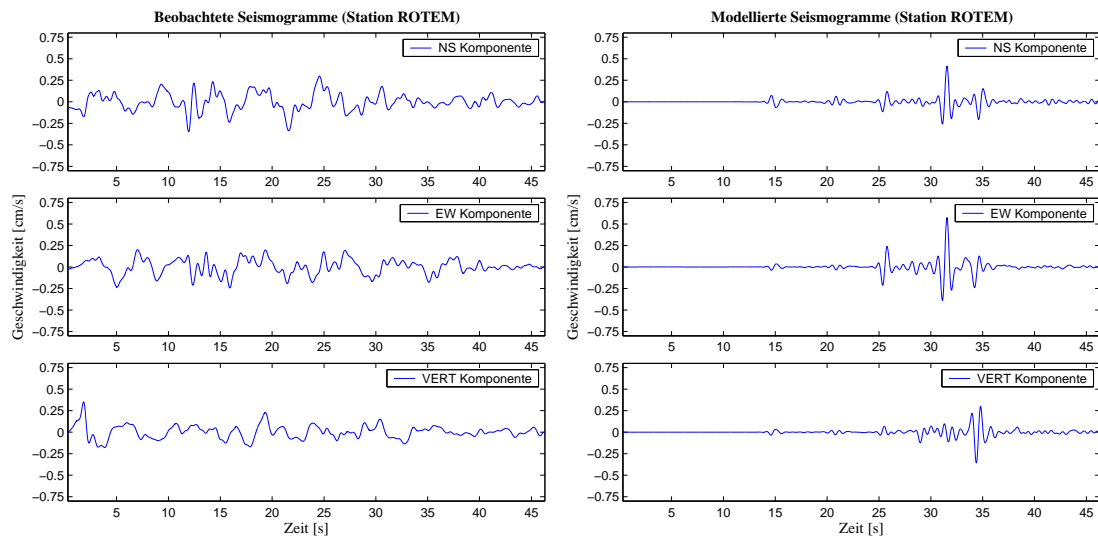


Abbildung 7.17: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Rotem.

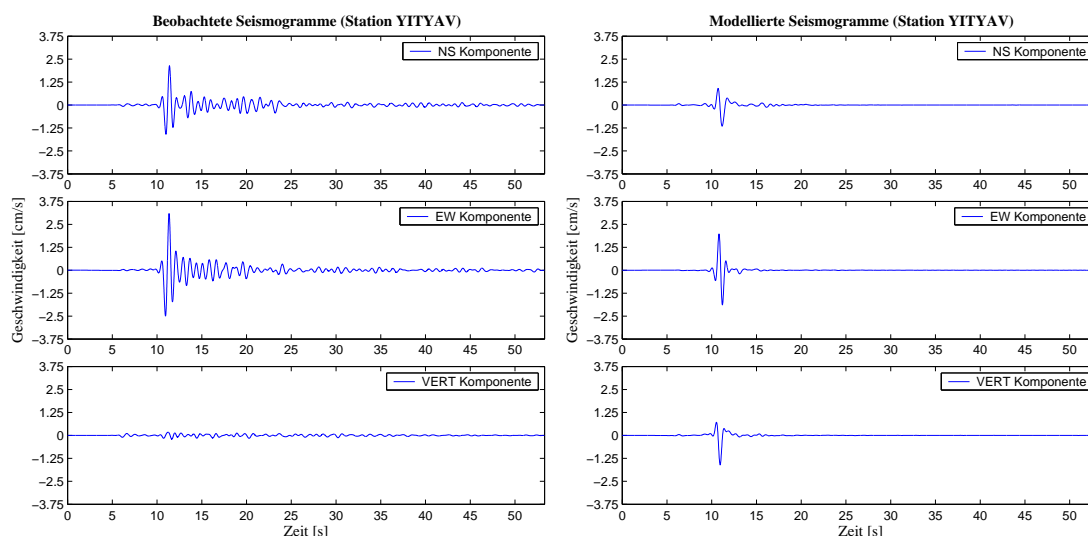


Abbildung 7.18: Beobachtete (linke Spalte) und modellierte (rechte Spalte) Seismogramme an der Station Yityav.

Diskrepanzen in den Einsatzzeiten lassen sich auf jeden Fall nicht mehr mit der Ungenauigkeit in der Herdzeitbestimmung erklären.

An der Station **Bet-Shean** (Abb. 7.7) ist die Wiedergabe der Amplituden durch die modellierten Daten sehr schlecht, vor allem in der NS-Komponente. Auch die Einsatzzeiten sind in den synthetischen Seismogrammen wieder knapp 3 s später zu finden als in den realen Zeitreihen. Ähnliches gilt auch für die Stationen **Izrael** (Abb. 7.8) und **Lahav** (Abb. 7.10). **Jerusalem** (Abb. 7.9) dagegen zeigt wieder eine bessere Übereinstimmung. Zwar ist die Maximalamplitude in der NS-Komponente bei den modellierten Daten etwas größer, aber die Wellenformen in den horizontalen Komponenten weisen klare Ähnlichkeiten auf. Allerdings ist hier der zeitliche Unterschied mit circa 6 s der größte von allen betrachteten Stationen.

Auch Station **Lod** (Abb. 7.11) weist einige übereinstimmende Merkmale zwischen realen und synthetischen Seismogrammen auf. In der NS-Komponente beispielsweise gibt das modellierte Seismogramm die Amplituden des beobachteten gut wieder. Zudem sind die Einsätze der P-Welle (insbesondere in der Vertikalkomponente) einander sehr ähnlich. Allerdings weist das beobachtete Seismogramm der EW-Komponente deutlich höhere Amplituden als das simulierte auf. Dies gilt auch für die Station **Ma'ale Efraim** (Abb. 7.12). Hier ist in den aufgezeichneten Seismogrammen auch ein Signal zu beobachten, welches über einen deutlich längeren Zeitraum höhere Amplituden aufweist als das simulierte. Die Einsatzzeiten der P- und S-Wellen hingegen sind fast exakt identisch.

Die einzige Komponente von **Mehola** (Abb. 7.14), wo die Modellierung die gemessenen Amplituden halbwegs wiedergeben kann, ist die EW-Komponente. Allerdings kann der beobachtete starke negative Ausschlag bei circa 23 s nicht modelliert wer-

den. Die Amplituden der beiden anderen Komponenten dagegen konnten nicht im geringsten reproduziert werden. An dieser Station ist aber wieder eine sehr gute Übereinstimmung der P-Einsatzzeit zu erwähnen. Diese findet man auch an der Station **Mizpe Shalem**, wo allerdings die Diskrepanz beim Amplitudenvergleich in der NS-Komponente sehr groß ist. Der sehr starke Puls bei den beobachteten Daten ist in der simulierten Zeitreihe nicht einmal annähernd zu finden. Die Situation in den beiden anderen Komponenten ist dagegen weit weniger dramatisch, und in der EW-Komponente ist eine leichte Ähnlichkeit in der Wellenform bei 7 s zu erkennen. Die zwei letzten Stationen, die es noch zu diskutieren gilt, sind Roi und Yityav. An der Station **Roi** (Abb. 7.16) sind wieder die Amplituden der beobachteten Seismogramme deutlich größer als die modellierten. Die Einsatzzeiten von P- und S-Welle hingegen stimmen sehr gut überein, mit einem Unterschied von etwa 1 s. Gemeinsame Merkmale in den Wellenformen sind nicht zu erkennen. Dies ist anders an der Station **Yityav** (Abb. 7.18). Dort sind in den Horizontalkomponenten, auch wenn die Amplituden der simulierten Seismogramme wieder zu niedrig sind, deutliche Ähnlichkeiten im S-Wellen-Puls zu erkennen. Auch die Einsatzzeit stimmt fast perfekt überein (weniger als 0,5 s Differenz). Hier stellt jedoch die Vertikalkomponente der simulierten Seismogramme einen Ausreisser dar. Ausserdem ist das modellierte Signal sehr kurz, während das beobachtete deutlich länger ist.

7.4 Diskussion

Wie sich anhand der im vorhergegangenen Abschnitt diskutierten Seismogramme gezeigt hat, gibt es sowohl einige markante Übereinstimmungen wie auch starke Diskrepanzen zwischen den beobachteten und synthetischen Daten. Es gibt mehrere Einflüsse, welche zu diesen Unterschieden führen können.

Zu einen ist da die Herdflächenlösung, welche mit einem mehr oder weniger großen Fehler behaftet ist. Dieser hängt z.B. davon ab, ob die Lösung aus regionalen oder globalen Daten berechnet wurde. Nun kann es passieren, dass bei einer bestimmten Wahl von ϕ , δ und λ eine Station in der Knotenebene liegt und somit so gut wie keine Auslenkung erfährt. Bei einer leichten Drehung der Lösung dagegen schnellen die Amplitudenwerte dann in die Höhe.

Inwieweit sich eine Veränderung der Herdflächenlösung auf die Amplituden der Seismogramme auswirken kann, wird in den Abbildungen 7.19 und 7.20 verdeutlicht. So erkennt man z.B. bei der Station Almog, dass ein Addieren von 15° zu ϕ , δ und λ zu starken Veränderungen in den simulierten Amplituden führt. In der EW-Komponente sinkt die Maximalamplitude um einen Faktor 5, während sie in der NS-Komponente um einen Faktor 1,5 größer wird. Eine reine Veränderung der Streichrichtung um -10° dagegen wirkt sich nicht sehr stark auf die Amplituden aus. An der Station Lod hingegen führen die gleichen Veränderungen an den Parametern ϕ , δ und λ nicht zu bemerkenswerten Differenzen. Wie stark sich also eine etwas fehlerhafte Orientierung des Herdes auf die modellierte Bodenbewegung auswirkt hängt sehr stark von der Richtung zwischen Station und Quelle ab.

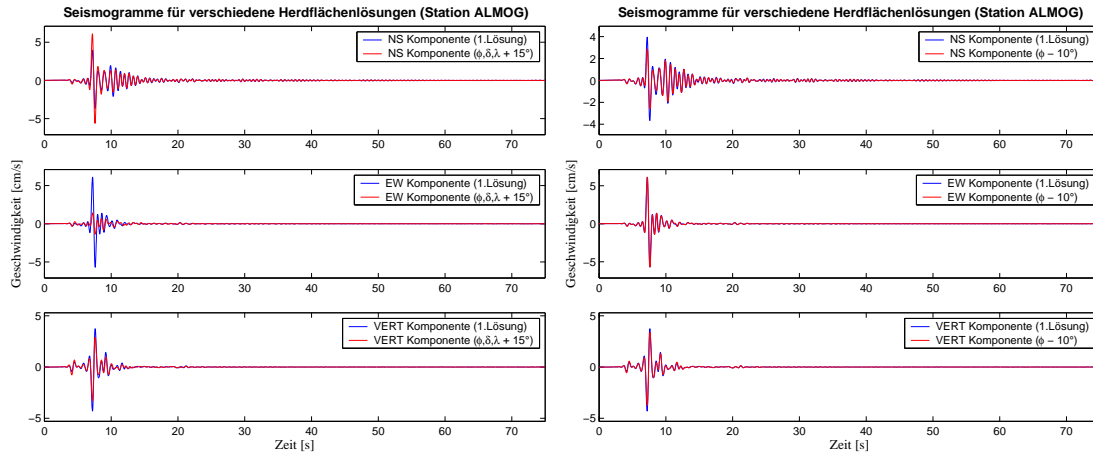


Abbildung 7.19: Vergleich der Seismogramme für unterschiedliche Herdflächenlösungen an der Station Almog. In Blau sind jeweils die Seismogramme der Lösung dargestellt, welche für den Vergleich mit den Realdaten verwendet wurde. In der linken Spalte sind in Rot die Seismogramme zu sehen, welche sich bei einer Veränderung der Herdflächenparameter um $+15^\circ$ ergeben. Rechts entsprechen die roten Seismogramme einer Drehung des Streichens um -10° .

Eine andere mögliche Fehlerquelle liegt in der Bestimmung der hypozentralen Tiefe. Die Werte in den unterschiedlichen Katalogen variieren zwischen 26 km (Harvard) und 15 km (EMSC). Hier wurde der Wert von 15 km für die Modellierung verwendet, da sowohl der EMSC-Wert wie auch die vom GII bestimmte Herdtiefe (17 km) in diesem Bereich liegt und deren Bestimmung aus regionalen Datensätzen erfolgte. Allerdings zeigte zum Beispiel eine Verschiebung des Hypozentrums von 15 km auf 13 km Tiefe keinen starken Einfluß auf die Ergebnisse der Modellierung. Die Ankunftszeiten liegen circa 0,2 s bis 0,3 s vor denen der Simulation mit einer Herdtiefe von 15 km und der stärkste Unterschied in den Maximalwerten der Amplitude beträgt 1,42 cm/s in der EW-Komponente der Station Almog. An den meisten anderen Stationen ergaben sich Unterschiede zwischen 0,01 cm/s und 0,07 cm/s. Auch die Wellenformen an den Stationen weisen keine bemerkenswerten Unterschiede auf. Insgesamt sind die Differenzen sehr gering und somit hätte wohl eine etwas fehlerhafte Bestimmung der Herdtiefe keinen entscheidenden Einfluß auf den Vergleich zwischen realen und synthetischen Seismogrammen.

Die Tatsache, dass die seismische Dämpfung bei der Modellierung vernachlässigt wurde, könnte die Ergebnisse auch beeinflussen. Nimmt man für die Region einen Q -Wert für S-Wellen von $Q_S = 200$ [18] an, erhält man für eine Entfernung von 80 km vom Herd mit der im Modell betrachteten Scherwellengeschwindigkeit im Kristallin und bei einer Frequenz von 1 Hz ein Absinken der Amplituden um circa 30 % für S-Wellen. Für eine Entfernung von 20 km vom Bebenherd würde die Amplitude um etwa 10 % abnehmen. An den Stationen Almog oder auch Ariel zum Beispiel würde eine Berücksichtigung der seismischen Dämpfung vermutlich zu einer leichten

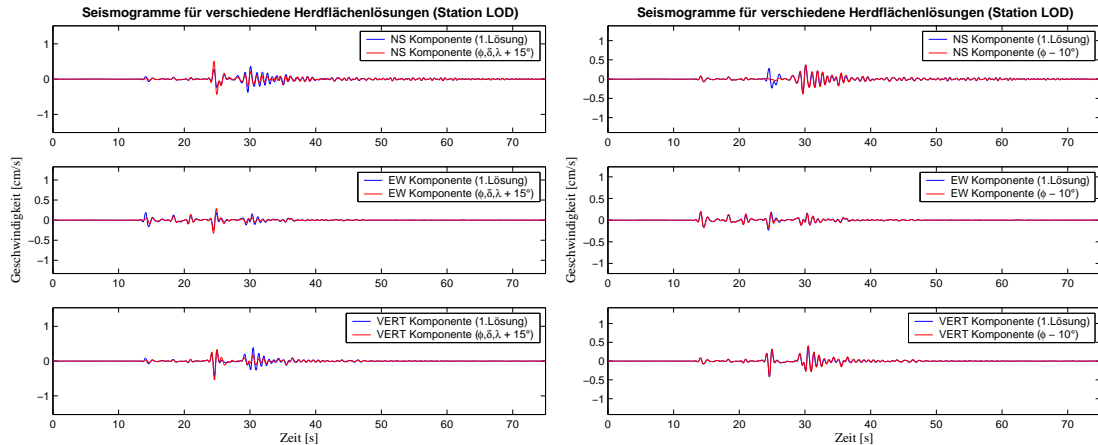


Abbildung 7.20: Gleiches Bild wie Abb. 7.19, allerdings für die Station Lod.

Verbesserung der Anpassung führen. Da aber an fast allen Stationen die simulierten Amplituden deutlich unterhalb der beobachteten liegen, würde sich in den meisten Fällen eine drastische Verschlechterung ergeben.

Die Coda-Wellen, welche in den realen Daten an manchen Stationen beobachtbar sind und sich in den simulierten nicht wiederfinden, könnten sich dadurch erklären lassen, dass das Geschwindigkeitsmodell innerhalb der einzelnen Einheiten komplett homogen ist, was in der Realität natürlich nicht der Fall ist. Durch kleinräumige Strukturen kommt es dort zu einer fortwährenden Streuung der das Medium durchlaufenden Wellen. Aus diesem Grund sind in Wirklichkeit Streueffekte zu erwarten, die zu der Ausbildung solcher Wellen führen können [22].

Ein weitere vereinfachende Annahme bei der Modellierung ist, dass keine Topographie im Modell integriert wurde. Angesichts der in dem Gebiet vorhandenen Topographie und der Wellenlängen bei der Modellierung ist durch eine Berücksichtigung dieser allerdings kein starker Einfluß auf die Amplituden zu erwarten. Auch die Discrepanzen in den Einsatzzeiten lassen sich hierdurch nicht beseitigen, da bei der Modellierung ein Topographieunterschied von 1000 m nur einen Laufzeitunterschied von weniger als 0,5 s zur Folge hätte. Dies würde aber keinesfalls ausreichen, um die Unterschiede zwischen realen und synthetischen Daten, welche teilweise bis zu 5 s betragen, zu erklären.

Insgesamt kann man sagen, dass mit einzelnen Ausnahmen (z.B. Station Almog) die Modellierung kleinere Amplituden in den Bodenbewegungsparametern zu produzieren scheint als sich in der Realität beobachten lassen. Die Stationen, welche im nördlichen Teil des Transformtals liegen (Bet-Shean, Mehola, Roi, Ma'ale Efraim und Yityav) zeigen alle eine starke Unterschätzung der Amplituden der Horizontalkomponenten durch die Modellierung, insbesondere aber in der NS-Komponente. Die seismischen Geschwindigkeiten im Kristallin sind scheinbar etwas zu niedrig gewählt, da an fast allen Stationen, welche sich im Kristallin befinden, die modellierten Einsatzzeiten deutlich später angesiedelt sind die beobachteten. Über das Modell des Grabens und dessen Geschwindigkeitsstruktur lassen sich eigentlich kei-

ne Aussagen machen, da die einzige Station innerhalb des Grabenmodells die Station Almog ist. Somit liegen dort so gut wie keine Daten vor. Da das Beben ausserdem in einer Tiefe stattfand, wo man sich bereits unterhalb der vertikalen Ausdehnung des Tote-Meer-Beckens befindet, laufen die Wellen, welche an den Stationen im Kristallin aufgezeichnet wurden, auch nicht durch die Beckenstruktur. Die einzigen Stationen die wohl dem Einfluß des Beckens unterliegen, sind Almog, Mizpe Shalem und Yityav. Um also einen Eindruck davon zu erhalten, wie gut das Geschwindigkeitsmodell des Grabens ist, bräuchte man eine bessere Überdeckung des letzteren mit Strong-Motion-Stationen.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde untersucht, welchen Einfluss die geologische Beschaffenheit des Tote–Meer–Grabens und der Effekt der Bruchdynamik auf die Bodenbewegung bei Starkbeben hat und wie sich diese Eigenschaften in radialsymmetrische Abminderungsrelationen, wie sie bislang in der Region zur seismischen Gefährdungsanalyse verwendet werden [13], integrieren lassen. Solche Abminderungsfunktionen berücksichtigen zwar die Standortbedingungen und es gibt auch Ansätze, die Direktivität in einem empirischen Zusatzterm zu erfassen [53]. Allerdings kann eine spezielle Geschwindigkeitsstruktur wie die des Toten–Meer–Beckens, mit einer Ausdehnung von bis zu circa 100 Kilometern, mit solchen Funktionen nicht beschrieben werden.

Um diese Untersuchung durchzuführen wurden mit der FD–Methode [42] Erdbeben in einem Geschwindigkeits– und Dichtemodell des Beckens [2, 23, 26] simuliert, welche an einer der Randverwerfungen stattfinden. Auf diese Weise lassen sich synthetische Daten gewinnen, welche die oben erwähnten Effekte beinhalten. Diesen Weg muss man gehen, da es für die Region keinerlei reale Datenbasis gibt, anhand derer man eine solche Untersuchung durchführen könnte.

Als Ausgangspunkt der Analyse dienten die Funktionen von Boore et al. [13], welche eine frequenzabhängige Untersuchung der Beschleunigung ermöglichen. Es wurden zwei unterschiedliche Ansätze zur Modifizierung dieser Abminderungsfunktionen vorgeschlagen. In Kapitel 5 wurde davon ausgegangen, dass die Koeffizienten dieser Funktionen vom Azimut zwischen Bruchausbreitungs– und Standortrichtung abhängen. Ein solcher Ansatz ermöglicht zwar eine Berücksichtigung der Bruchdynamik, jedoch keine explizite Betrachtung der Geschwindigkeitsstruktur des Grabens. Es zeigte sich, dass eine azimutabhängige Regressionsrechnung zu Relationen führt, welche die spektralen Werte der Beschleunigung deutlich besser wiedergeben als die entsprechende radialsymmetrische Funktion. Insbesondere in Vorwärtsrichtung führen solche Abminderungskurven zu einer starken Verbesserung der Prognose der Beschleunigung. Allerdings ist ein solcher Ansatz an realen Daten wohl nicht anwendbar, da dieser einer sehr umfangreichen Datenbasis bedarf. Speziell in der Region des Toten Meeres existieren so gut wie keine Starkbebenaufzeichnungen, da das letzte starke Erdbeben in dem Gebiet (Jericho–Beben von 1927) bereits mehr als 70 Jahre zurückliegt.

In Kapitel 6 wird daher ein anderer Ansatz vorgestellt, der eine einfachere Parametrisierung des Problems darstellt. Die Region wurde in drei Gebiete unterteilt, welche separat voneinander analysiert wurden. Gebiet 1 ist die Aussenseite des Grabens, an deren Grenze die simulierten Beben stattfanden, Gebiet 2 ist der Aussenraum, welcher bezüglich der Bebenherde jenseits des Grabens liegt und Gebiet 3 ist das Innere des Grabens. Mit dieser Parametrisierung lässt sich die Geschwindigkeitsstruktur des Grabens berücksichtigen. Allerdings geht hier wiederum die explizite Berücksichtigung der Bruchdynamik in den Funktionen verloren. Es zeigte sich, dass eine getrennte Behandlung der verschiedenen Regionen zu einer bis zu fünf mal höheren Prognose der Bodenbewegung innerhalb des Grabens führte als ausserhalb. Die Anpassung einer radialsymmetrischen Relation führte zu einer ähnlichen Prognose wie die in den Gebieten 1 und 2. Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass eine solche Grabenstruktur bei der Berechnung von Abminderungsfunktionen eine gewichtige Rolle spielt und keinesfalls zu vernachlässigen ist.

Die zweite Herangehensweise hat deutliche Vorteile im Vergleich zur ersten. Zum einen benötigt man keine so herausragende Datenbasis, um solche Funktionen zu bestimmen, da die Gebietsabhängigkeit deutlich weniger komplex ist als die Azimutabhängigkeit. Auch entsteht keine so extreme Flut an Koeffizienten, wie das bei einer azimutabhängigen Rechnung der Fall ist. Selbst wenn die Region nur in sehr grobe Azimutbereiche (zum Beispiel in 45° Elemente) unterteilt wird, ergeben sich viele Koeffizienten. Diese Methode würde auch nur dann Sinn machen, wenn man die Einteilung nicht zu grob macht. So wäre eine Unterteilung in vier 90° -Einheiten keine wirklich bessere Parametrisierung als die Spaltung der Region in drei Gebiete, wie es beim zweiten Ansatz getan wurde. Ausserdem ist die Methode der gebietsabhängigen Funktionen transparenter und leichter verständlich, was die Umsetzung in Bauvorschriften deutlich erleichtern würde.

Um nun solche Funktionen anhand von realen Daten zu ermitteln, gibt es im Prinzip zwei Möglichkeiten. Die erste besteht darin, das betreffende Gebiet instrumentell zu überwachen und dabei die Daten, welche als Eingang für die Regressionsrechnung dienen, über einen langen Zeitraum hinweg zu gewinnen. Die zweite Möglichkeit ist, sich bereits existierende Daten aus einer Region, welche geologische Ähnlichkeit mit dem interessierenden Gebiet hat, zu beschaffen und anhand dieser Funktionen zu berechnen, welche in das betreffende Gebiet übertragen werden. Um in absehbarer Zeit zu Abminderungsfunktionen zu gelangen, ist die zweite Methode wohl die einzige Alternative. Eine Region, aus welcher solche Daten vorliegen und die Ähnlichkeit mit der des Toten Meeres hat, wäre zum Beispiel Kalifornien.

Synthetische Daten zur Erstellung von Abminderungsfunktionen zu verwenden, welche in der Realität angewendet werden sollen, ist nur dann in Erwägung zu ziehen, wenn das bei der Modellierung verwendete Modell sehr gut bekannt und anhand von realen Daten kalibriert worden ist. Dies ist bei dem in dieser Arbeit benutzten Geschwindigkeits- und Dichtemodell nicht der Fall. Das Beben vom 11. Februar 2004, welches im nördlichen Teil des Toten Meeres stattgefunden hat, bietet aller-

dings die Möglichkeit, zumindest einen gewissen Einblick in diese Problematik zu erhalten.

Bei dem Vergleich der synthetischen mit den beobachteten Geschwindigkeiten zeigte sich, dass trotz einiger Übereinstimmungen doch überwiegend große Unterschiede bestehen. Zum einen sind bei fast allen im kristallinen Aussenraum des Grabenmodells gelegenen Stationen die Ankunftszeiten in den synthetischen Daten deutlich später zu finden als in den aufgezeichneten, was darauf schließen lassen könnte, dass die für das Kristallin gewählten seismischen Geschwindigkeiten zu niedrig sind. Ausserdem ergeben sich teilweise sehr große Diskrepanzen in den Amplituden der Seismogramme, welche im Abschnitt 7.4 diskutiert wurden. Insbesondere die Tatsache, dass außer den Stationen Almog, Yityav und Mizpe Shalem keine solche dem direkten Einfluß der Geschwindigkeitsstruktur des Grabenmodells ausgesetzt sind, macht eine Aussage über die Qualität des Grabenmodells eigentlich unmöglich. Die Laufwege der seismischen Wellen, welche bei der Modellierung des Bebens generiert werden, befinden sich primär im Kristallin, da sich der Bebenherd weit unterhalb des Grabenmodells befindet. Da nur die oben erwähnten drei Stationen innerhalb (Station Almog) oder in der unmittelbaren Nähe (Yityav und Mizpe Shalem) des Grabens angesiedelt sind, unterliegt die Bodenbewegung an den anderen Stationen nicht dem Einfluß des Grabens.

Um also eine Aussage über das Modell des Grabens machen zu können, wäre eine deutlich bessere Überdeckung des letzteren mit Strong-Motion Stationen erforderlich. Ausserdem wäre es hilfreich, Daten von einem Beben zu haben, dessen Herd sich innerhalb der sedimentären Struktur des Modells befinden würde. Zudem steht die Frage im Raum, wie gut ein solcher Vergleich der Seismogramme wirklich ist. Bei der Modellierung in Kapitel 7 ist es im Wesentlichen die Abstrahlcharakteristik der Quelle, welche das Aussehen der Seismogramme an der Oberfläche bestimmt. Es sind keinerlei Streueffekte an kleinräumigen Heterogenitäten, wie sie in der Realität zweifelsohne vorkommen, in den Berechnungen berücksichtigt worden. Diese sorgen in Wirklichkeit zum einen dafür, dass die "scharfe" Abstrahlung über die Entfernung "verschwommener" wird, und zum anderen wird die Signaldauer durch diese Effekte deutlich erhöht. Auch kann die Variabilität durch den zwangsläufig vorhandenen Fehler bei der Bestimmung der Herdflächenlösung starken Einfluss auf die Ergebnisse haben. All dies könnte zum Beispiel durch eine Behandlung mehrerer Simulationen mit innerhalb der Fehlergrenzen zufallsverteilten Herdflächenparametern berücksichtigt werden und so zu einer Modellierung des Bebens führen, welche sich besser mit den realen Daten vergleichen ließe.

Anhang A

Die Maximum–Likelihood Methode

A.1 Die Methode

Joyner und Boore haben in [32] zwei Maximum–Likelihood–Methoden eingeführt, um die Regressionsanalyse von Beschleunigungsdaten zum Erstellen einer Abminderungsfunktion durchzuführen. Bei der einen handelt es sich um eine ”Ein–Schritt“, bei der anderen um eine ”Zwei–Schritte“-Methode. Letztere wurde von Boore et al. [13] zum Berechnen der in Kapitel 3.2 vorgestellten Funktionen verwendet. Nach Joyner und Boore führen beide Methoden zu gleichwertigen Ergebnissen. In dieser Arbeit wurde zur Regressionsanalyse der synthetischen Daten die ”Ein–Schritt“-Methode verwendet, welche im Folgenden erläutert wird.

Als Funktionen, anhand welcher die Methode veranschaulicht werden soll, wähle ich die Abminderungsfunktionen von Boore et al., allerdings ohne die Berücksichtigung von Standorteffekten. Diese lauten dann (vergleiche auch Kapitel 3.2):

$$\ln Y = b_1 + b_2(M - 6) + b_3(M - 6)^2 + b_4 \ln \sqrt{r_{jb}^2 + h^2} + \epsilon. \quad (\text{A.1})$$

Die Koeffizienten, welche nun anhand der Regression bestimmt werden sollen, sind b_1 bis b_4 sowie h . Wegen des Terms mit h handelt es sich um eine nicht–lineare Gleichung. Die Linearisierung des Problems erfolgt nun durch Verwenden einer Taylor–Reihen–Expansion. ϵ ist eine unabhängige zufällige Variable, welche die Abweichung der durch die Abminderungsfunktion bestimmten von der wahren Bodenbewegung repräsentiert. Führt man die Vektoren

$$\mathbf{Y} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ \vdots \\ y_N \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad \mathbf{B} = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \\ b_4 \\ \Delta h \end{pmatrix}, \quad (\text{A.2})$$

wobei \mathbf{Y} als Datenvektor und \mathbf{B} als Lösungsvektor bezeichnet wird (N ist die Anzahl der vorhandenen Datenpunkte), und die Systemmatrix

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} 1 & (M_1 - 6) & (M_1 - 6)^2 & \ln r_1 & \left\{ \frac{\partial}{\partial h} [b'_4 \ln r_1] \right\}_{h=h'} \\ 1 & (M_2 - 6) & (M_2 - 6)^2 & \ln r_2 & \left\{ \frac{\partial}{\partial h} [b'_4 \ln r_2] \right\}_{h=h'} \\ 1 & (M_3 - 6) & (M_3 - 6)^2 & \ln r_3 & \left\{ \frac{\partial}{\partial h} [b'_4 \ln r_3] \right\}_{h=h'} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & (M_N - 6) & (M_N - 6)^2 & \ln r_N & \left\{ \frac{\partial}{\partial h} [b'_4 \ln r_N] \right\}_{h=h'} \end{pmatrix} \quad (\text{A.3})$$

mit $r_i = \sqrt{r_{jb_i}^2 + h'^2}$ und h' sowie b'_4 als Versuchswerte für h und b_4 ein, so ergibt sich folgendes lineares Gleichungssystem:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{XB} + \mathbf{e}. \quad (\text{A.4})$$

Die Bestimmung von h erfolgt iterativ, indem in jedem neuen Iterationsschritt h' durch $h' + \Delta h$ ersetzt wird. Als Anfangswert für h' kann prinzipiell jeglicher positiver Wert verwendet werden. In dieser Arbeit wird hierfür immer $h' = 1.0$ km verwendet. Null als Anfangswert hingegen wird nicht zum gewünschten Erfolg führen, da für $h' = 0$ km die Terme mit der partiellen Ableitung nach h gleich null werden. \mathbf{e} ist der Fehlervektor, welcher sich aus den Werten von ϵ aus Gleichung (A.1) zusammensetzt. Nun seien die Komponenten von \mathbf{e} normal verteilt, d.h. mit Mittelwert $\hat{\epsilon} = 0$ und Kovarianzmatrix \mathbf{V} . Geht man davon aus, dass die nicht diagonalen Einträge von \mathbf{V} gleich null sind und die Elemente auf der Hauptdiagonalen alle den gleichen Wert haben, so kann man die Methode der kleinsten Fehlerquadrate zum Lösen des Gleichungssystems (A.4) verwenden. Es kann jedoch vorkommen, dass Daten, welche vom gleichen Erdbeben stammen, untereinander korreliert sind und somit Einträge in den nicht diagonalen Elementen von \mathbf{V} verursachen. Aus diesem Grund wenden wir uns nun der Maximum-Likelihood-Methode zu.

Die Wahrscheinlichkeit (englisch: *likelihood*), einen gewissen Satz von Koeffizienten zu erhalten, lautet (Searle, 1971) [50]:

$$L = (2\pi)^{-N/2} |\mathbf{V}|^{-1/2} \exp \left[-\frac{1}{2} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB}) \right]. \quad (\text{A.5})$$

Um nun den wahrscheinlichsten Satz von Koeffizienten zu bestimmen, gilt es, die Wahrscheinlichkeit L zu maximieren. Dies kommt, wie sich aus Gleichung (A.5) leicht erkennen lässt, der Minimierung des Ausdrucks

$$(\mathbf{Y} - \mathbf{XB})^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{XB})$$

gleich. Die Lösung dieses Problems lautet [50]:

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{Y}. \quad (\text{A.6})$$

Um diese Lösung zu ermitteln, braucht man nun noch eine Beschreibung der Kovarianzmatrix \mathbf{V} . Nach Joyner und Boore gibt es für jedes Erdbeben eine Matrix \mathbf{v}_i , welche folgende Form hat:

$$\mathbf{v}_i = \begin{pmatrix} 1 & \gamma & \cdots & \gamma \\ \gamma & 1 & \cdots & \gamma \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \gamma & \gamma & \cdots & 1 \end{pmatrix}. \quad (\text{A.7})$$

Hierbei beschreibt γ die Korrelation der einzelnen Datenpunkte, welche vom gleichen Erdbeben stammen. Der Rang einer jeden solchen Matrix \mathbf{v}_i ist gleich der Anzahl der Datenpunkte des i -ten Erdbebens. Betrachtet man nun die Matrizen \mathbf{v}_i als Untermatrizen einer Gesamtmatrix \mathbf{v} für alle Erdbeben, welche Daten für die Regression liefern, so ergibt sich:

$$\mathbf{v} = \begin{pmatrix} \mathbf{v}_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \mathbf{v}_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \mathbf{v}_{N_e} \end{pmatrix}. \quad (\text{A.8})$$

N_e ist die Anzahl der in die Regression einfließenden Erdbeben. Mit diesen Definitionen gilt nun der folgende Zusammenhang zwischen der Korrelationsmatrix \mathbf{V} und \mathbf{v} :

$$\sigma^2 \mathbf{v} = \mathbf{V}, \quad (\text{A.9})$$

wobei σ^2 die Varianz der Regression ist. Durch Einsetzen von Gleichung (A.9) in (A.6) ergibt sich:

$$\hat{\mathbf{B}} = (\mathbf{X}^T \mathbf{v}^{-1} \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{v}^{-1} \mathbf{Y}. \quad (\text{A.10})$$

Für die Wahrscheinlichkeit in Gleichung (A.5) gilt nun:

$$L = (2\pi)^{-N/2} |\sigma^2 \mathbf{v}|^{-1/2} \exp \left[-\frac{1}{2} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B})^T (\sigma^2 \mathbf{v}^{-1}) (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B}) \right]. \quad (\text{A.11})$$

Durch Anwenden des natürlichen Logarithmus auf diese Gleichung erhält man:

$$\ln L = -\frac{N}{2} \ln(2\pi) - \frac{N}{2} \ln(\sigma^2) - \frac{1}{2} \ln |\mathbf{v}| - \frac{1}{2\sigma^2} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B})^T \mathbf{v}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\mathbf{B}). \quad (\text{A.12})$$

Die Wahrscheinlichkeit L muss nun über γ , \mathbf{B} , h und σ^2 maximiert werden. Zuerst wird, für ein bestimmtes γ , L bezüglich \mathbf{B} und h maximiert. Dies geschieht durch Iteration der Gleichung (A.10) bis der Wert von $|\frac{\Delta h}{h}|$ unter eine festgelegte Grenze sinkt. Meist wird für diese der Wert 10^{-3} gewählt. Da $\hat{\mathbf{B}}$ sowie h nicht von σ^2 abhängen, kann jetzt die Maximierung von L nach σ^2 erfolgen. Hierzu wird Gleichung (A.12) nach σ^2 differenziert, gleich null gesetzt und nach σ^2 aufgelöst. Das Ergebnis hiervon lautet:

$$\sigma^2 = \frac{(\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})^T \mathbf{v}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})}{N}. \quad (\text{A.13})$$

Um also die bestmögliche Lösung für die Koeffizienten zu finden, werden für jedes γ die Ausdrücke $\hat{\mathbf{B}}$, h , σ^2 und die Wahrscheinlichkeit L ermittelt. Dann wird durch numerische Suche mit Hilfe eines Bisektions-Verfahrens der Wert von γ bestimmt, für welchen die Wahrscheinlichkeit L maximal wird. Das Problem resultiert also in der Suche nach dem Maximum einer Funktion. In diesem Falle ist dies die Wahrscheinlichkeit L und die Variable, über welche nach dem Maximum gesucht wird, ist γ . Liegt das Maximum der Wahrscheinlichkeit L bei $\gamma = 0$, so bedeutet dies, dass die Maximum-Likelihood-Methode in die Methode der kleinsten Fehlerquadrate übergeht.

Der durch Gleichung (A.13) gegebene Wert für σ^2 ist noch nicht fehlerfrei. Eine bessere Schätzung für σ^2 lautet nach Joyner und Boore [32]:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{(\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})^T \mathbf{v}^{-1} (\mathbf{Y} - \mathbf{X}\hat{\mathbf{B}})}{N - 5}. \quad (\text{A.14})$$

Hierbei ist 5 der Rang der Systemmatrix \mathbf{X} und $N - 5$ ist somit die Anzahl der Freiheitsgrade.

A.2 Konvergenz der Iteration

Im Laufe der Arbeit stellte sich bei den gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen (Kapitel 6) wiederholt das Problem, dass die iterative Suche nach dem besten Wert für die fiktive Tiefe h nicht konvergierte. Dies kann mehrere Gründe haben, wie im Folgenden besprochen wird. Im Prinzip lässt sich für jedes beliebige h eine Lösung berechnen. Diese Lösungen unterscheiden sich aber wesentlich in ihrer Qualität, welche sich in der Varianz der Lösung widerspiegelt. Es gilt also, die Lösung zu finden, welche den niedrigsten σ -Wert aufweist, wie im vorhergehenden Abschnitt geschildert wurde. Da der Parameter h die Stärke des logarithmischen Abfalls der Abminderungsfunktion bestimmt, kann diese Schwierigkeit folgende Ursachen haben:

- Je stärker dieser Abfall ist, desto kleiner muss h werden. Es kann daher also vorkommen, dass der zu erwartende Wert von h sehr nahe bei null liegen wird. Dies führt dazu, dass die Terme mit den partiellen Ableitungen nach h in der Systemmatrix (letzte Spalte in (A.3)) quasi null werden und die Spalten in der Matrix nicht mehr linear unabhängig voneinander sind, was eine Voraussetzung für das Regressionsverfahren ist.
- Ist der in den Daten vorhandene Abfall dagegen sehr gering, so nähert sich die Abminderungsfunktion immer mehr einer horizontalen Gerade an. Um einen mit der Entfernung konstanten Wert des Parameters Y zu erhalten, müsste der Term $b_4 \ln \sqrt{r_{jb}^2 + h^2}$ gleich Null werden. Dies wäre der Fall, wenn $h \rightarrow \infty$ geht.

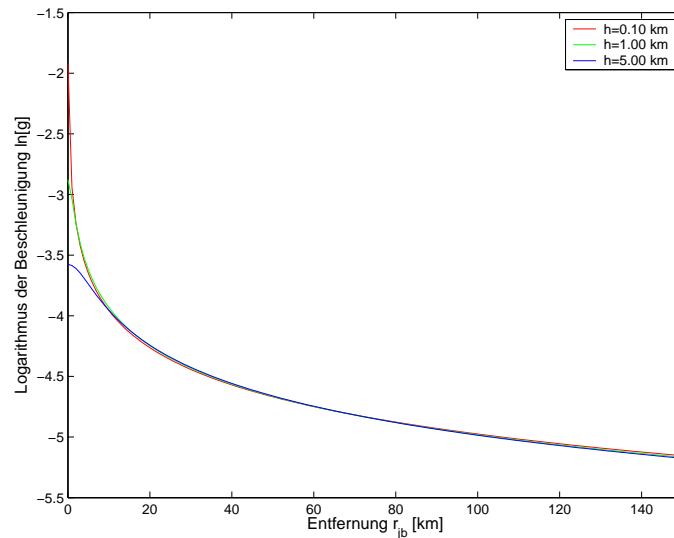


Abbildung A.1: *Abminderungsfunktionen für den gleichen Datensatz mit unterschiedlichen Werten für h . Der hier betrachtete Datensatz enthielt keine Daten für Entfernungen unterhalb von ungefähr 15 km. Weitere Erläuterungen befinden sich im Text.*

- Ein weiteres Problem, welches sich stellen kann, ist, dass in dem verwendeten Datensatz keine Daten bei geringen Entfernungen vorhanden sind. Die Form der Abklingkurve, also die Stärke des Abfalls, manifestiert sich aber gerade dort, da die Kurven bei großen Distanzen zunehmend flacher werden. Sind also keine Daten bei kleinen Entfernungen vorhanden, so führt dies dazu, dass Lösungen mit verschiedenen Werten für den Koeffizienten h gleichwertig sind, da nur der flache Teil der Kurve ermittelt werden kann. Ein Beispiel für diesen Fall befindet sich in Abb. A.1. Die Varianzen der verschiedenen Funktionen in dieser Abbildung unterscheiden sich erst ab der dritten Nachkommastelle. Der Datensatz, aus welchem diese Funktionen berechnet wurden, ist der Datensatz für Gebiet 2 bei 1 Hz, welcher zur Erstellung von gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen verwendet wurde. Dieser enthält nur sehr wenig Daten für kleinere Entfernungen als etwa 15 km, da die betrachteten Erdbeben an der anderen Randverwerfung des Grabens stattfinden und somit der Graben zwischen den Standorten und dem Herd liegt. Man erkennt ganz deutlich, dass sich die Kurven für unterschiedliche h -Werte nur bei sehr geringen Entfernungen unterscheiden und schon bei circa 10 km komplett übereinstimmen.

Anhand dieser Betrachtungen wird also deutlich, dass es verschiedene Gründe haben kann, warum die Iteration nach h nicht konvergiert. Bei den Datensätzen in Kapitel 6 zeigte sich, dass für die Gebiete 1 und 3 der logarithmische Abfall bei geringen Entfernungen sehr stark war, während bei Gebiet 2, wie schon weiter oben gezeigt, dort fast keine Daten vorhanden waren. Um nun eine in sich konsistente Lösung

des Problems angeben zu können, wurde folgendermassen verfahren: die Variable h wurde nicht mehr iterativ bestimmt, sondern konstant gehalten. Die Regressionsrechnung wurde dann für viele Werte von h durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass die Varianz der Regression mit kleiner werdendem h immer geringer wurde. Unterhalb von $h = 0,10$ km ergab sich jedoch keine deutliche Verbesserung mehr. Aus diesem Grund wurde für die Gebiete 1 und 3 schliesslich $h = 0,10$ km verwendet. Da bei Gebiet 2 die Wahl von h nicht viel an der Qualität der Lösung ändert, wurde für dieses Gebiet der gleiche Wert verwendet wie für die restlichen Gebiete.

Es würde sich natürlich anbieten, in dem Fall, wo h immer weiter gegen Null strebt, einfach $h = 0$ km zu setzen. Dies würde allerdings heißen, dass man unmittelbar oberhalb der Verwerfung einen unendlich hohen Wert für den betrachteten Bodenbewegungsparameter erhalten würde, was natürlich eine äußerst unrealistische Aussage darstellt.

Diese Herangehensweise garantiert natürlich nicht, dass man wirklich die beste Lösung, sprich die Lösung mit der geringsten Varianz findet. Dies wird aber auch nicht hundertprozentig durch ein Konvergieren der Iteration garantiert. Nimmt man den Fall an, dass es sich bei der im vorigen Abschnitt vorgestellten Likelihood um eine Funktion mit mehreren Maxima handelt, so ist nicht auszuschliessen, dass sich in dem γ -Intervall, welches man betrachtet, eventuell mehrere Maxima befinden könnten. Wäre dies der Fall, so könnte es sein, dass man bei der Berechnung der besten Lösung nur ein lokales und nicht das globale Maximum der Funktion ermittelt und es somit eine Lösung mit noch geringerer Varianz geben könnte.

Wie allerdings auch aus Abb. A.1 deutlich wird, spielt die Wahl von h nur sehr nahe am Herd eine entscheidende Rolle in der Prognose der Bodenbewegung. Insbesondere zeigte sich auch bei einigen Versuchen, dass es generell nur innerhalb des ersten Kilometers einen Unterschied macht, ob man für z.B. für h den Wert 0,05 km oder 0,5 km verwendet. Die Unterschiede sind also insgesamt so gering, dass sie keine nennenswerten Auswirkungen auf die in dieser Arbeit vorgestellten Berechnungen haben sollte.

Anhang B

Vergleich zweier Untergrundmodelle

Wie im Laufe der Arbeit bereits mehrmals erwähnt wurde, ist das Geschwindigkeits- und Dichtemodell, welches bei der FD-Modellierung verwendet wird, hinsichtlich der Ergebnisse von entscheidender Bedeutung. Das Modell, welches für die Berechnungen in dieser Arbeit verwendet wurde, wurde von Gottschämmer [26] aufgrund des Wissens über die geologische Struktur des Tote-Meer-Beckens [2, 23] erstellt. Laut einiger Anregungen von Z. Ben-Avraham (pers. Kom.) würde dieses Modell jedoch einiger Veränderungen bedürfen.

So ist davon auszugehen, dass das Tote-Meer-Becken nach Süden hin tiefer wird [25]. Im nördlichen Teil beträgt die Tiefe circa 6 km, während im südlichen Bereich das Becken eine Tiefe von etwa 12 km erreicht. Entsprechend dieser Anregungen von Z. Ben-Avraham wurde ein modifiziertes Modell des Beckens erstellt, welches in Abbildung B.1 dem verwendeten Modell gegenübergestellt ist. Die seismischen Geschwindigkeiten sowie die Dichten der einzelnen Einheiten wurden nicht verändert.

Die Frage, die es nun zu untersuchen gilt, ist, wie stark sich eine solche Veränderung des Untergrundmodells auf die Ergebnisse der Simulationen auswirkt. Angesichts des Frequenzgehalts und der Wellenlängen von circa 2 km und größer, welche sich in diesem Frequenzbereich ergeben, sowie des sehr steilen südlichen Randes des Grabenmodells ist vor allem im südlichen Teil mit einer merklichen Veränderung der Ergebnisse zu rechnen. Um dies zu überprüfen, wurden einige Beben mit Magnituden zwischen 5,5 und 7,0 sowohl im modifizierten wie auch im ursprünglichen Grabenmodell simuliert. Als Beispiel, anhand welchem die Ergebnisse veranschaulicht werden sollen, dient im Folgenden ein Ereignis der Magnitude 6,5. Die Parameter dieses Bebens sind die gleichen wie bei Beispiel 3 aus Kapitel 4. Der Bruch breitet sich in Richtung Süden aus.

An insgesamt 11 Gitterpunkten der Modellobefläche wurden die Seismogramme beider Rechnungen herausgeschrieben. Diese 11 Punkte wurden so gewählt, dass sie sich sowohl in den als kritisch erachteten wie auch in den vermutlich unproblematischen Bereichen befinden. Die flächenhafte Darstellung der Beschleunigungsantwort bei 1

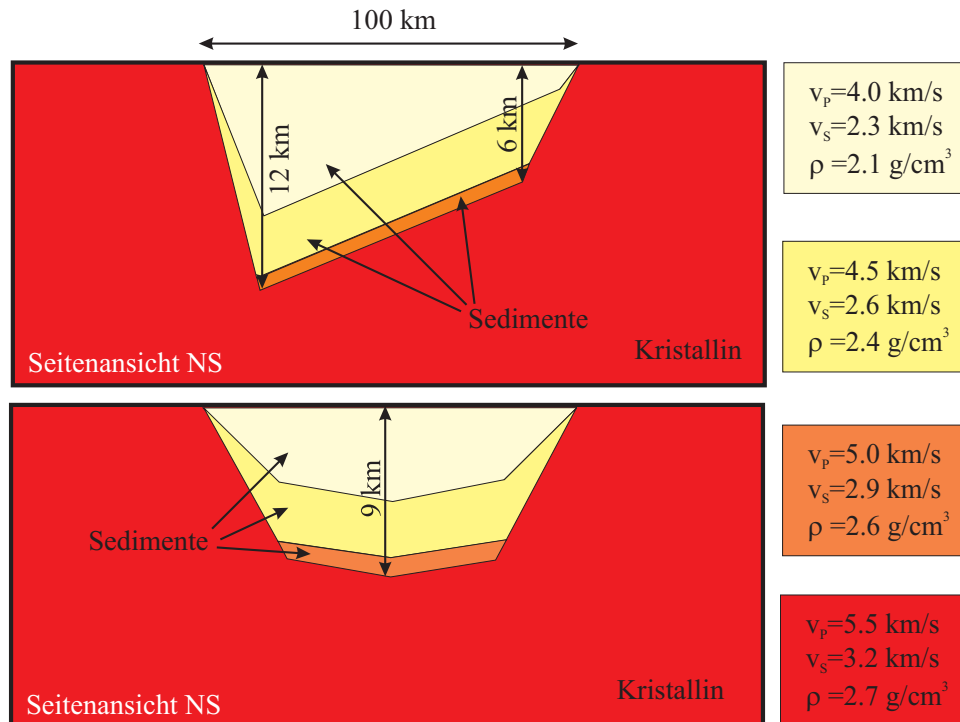


Abbildung B.1: NS-Schnitte der zwei Untergrundmodelle des Tote-Meer-Grabens, welche hier verglichen werden. Links oben befindet sich das modifizierte Modell, links unten das ursprüngliche Modell von Gottschämmer [26], welches für die Berechnungen in dieser Arbeit verwendet wurde. Rechts sind, farblich kodiert, die seismischen Geschwindigkeiten sowie die Dichten der jeweiligen Schichten angeführt.

Hz (Abb. B.2 und B.3) scheint die weiter oben formulierte Erwartung zu bestätigen. Nur im südlichen Bereich des Grabens lassen sich Unterschiede in den Ergebnissen erkennen. In Abb. B.2 und B.3 sind die 11 Gitterpunkte, wo die Seismogramme untersucht wurden, eingezeichnet.

Die Seismogramme zeigen das erwartete Bild. Die Standorte, an denen sich die signifikantesten Abweichungen ergeben, sind die Punkte 6, 8 und 9. An allen anderen der 11 untersuchten Orte sind die Differenzen in den Seismogrammen für beide Modellen sehr gering. In den Abbildungen B.4 bis B.6 sind die Seismogramme für das Beispielbeben der Magnitude 6,5 an den Beobachtungspunkten 1, 3, 8, 9, 10 und 11 dargestellt. Ein ähnliches Bild ergab sich auch bei den anderen simulierten Beben. Zu dem modifizierten Modell muss noch gesagt werden, dass dieses in NS-Richtung nicht mehr symmetrisch ist und es hier sehr wohl einen Unterschied darstellt, ob sich der Bruch nach Süden oder nach Norden hinausbreitet. Auch für den Fall, dass der Bruch nach Norden hin propagiert, ergaben sich meist keine starken Differenzen in den Seismogrammen. Die größten Unterschiede entstanden bei der Simulation eines Bebens der Magnitude 5,5 im südlichen Bereich des Beckens, dessen Bruch

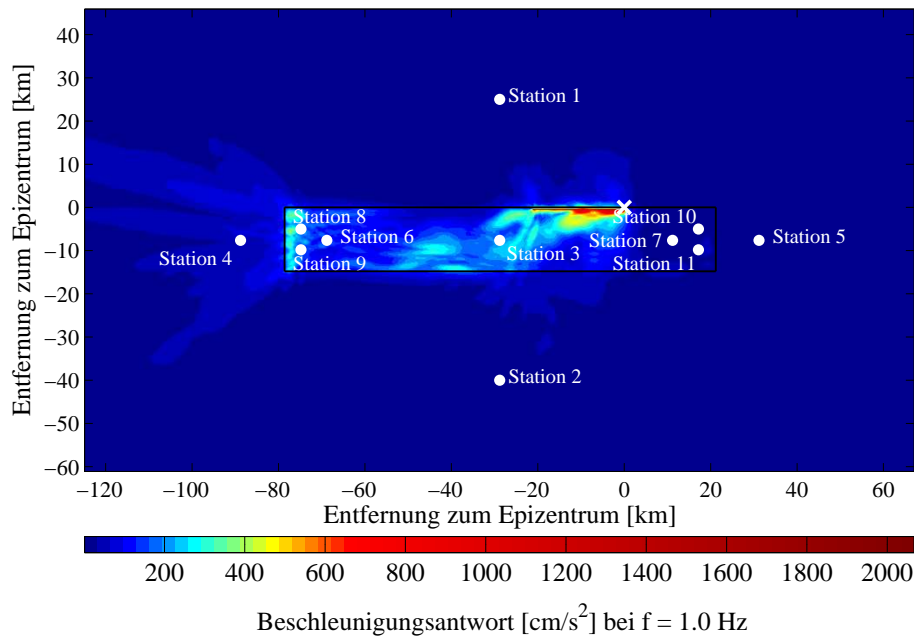


Abbildung B.2: Flächenhaft dargestellte Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für ein Beben der Magnitude 6,5 im modifizierten Untergrundmodell des Grabens. Norden befindet sich auf der rechten Seite. Das Epizentrum des Bebens ist als weißes Kreuz eingezeichnet und der Bruch breitet sich in Richtung Süden aus. Zusätzlich sind die 11 Gitterpunkte, an denen die Seismogramme verglichen wurden, in der Abbildung eingetragen.

nach Norden propagierte. Hier wurde an allen Standorten innerhalb des Grabens im modifizierten Modell eine höhere Bodenbewegung erreicht als im ursprünglichen. Bei diesem Beben ergaben sich die stärksten Differenzen an den Standorten 3, 8, 9 und 11. Die größte Differenz in den Maximalamplituden wurde an Station 3 erreicht, wo im modifizierten Modell ein circa 80 % höherer Wert der Maximalamplitude als im ursprünglichen Modell simuliert wurde. Diese Diskrepanz stellt allerdings die absolute Ausnahme in den simulierten Beben dar.

Insgesamt kann man festhalten, dass eine Veränderung des Untergrundmodells, wie sie hier diskutiert wird, wohl keinen wesentlichen Einfluß auf die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse haben würde. Der Effekt der Grabenstruktur auf die Stärke der Bodenbewegung ist in beiden Modellen ähnlich groß. Auch wenn sich die Abminderungsfunktionen leicht verändern würden, so bleibt die Grundaussage doch die gleiche. Die Erhöhung der prognostizierten Bodenbewegung innerhalb der Grabenstruktur, wie sie in dieser Arbeit diskutiert wurde, würde vermutlich noch etwas stärker ins Gewicht fallen, da, wenn Unterschiede in den Seismogrammen existieren, fast immer die Amplituden im modifizierten Modell etwas größer sind.

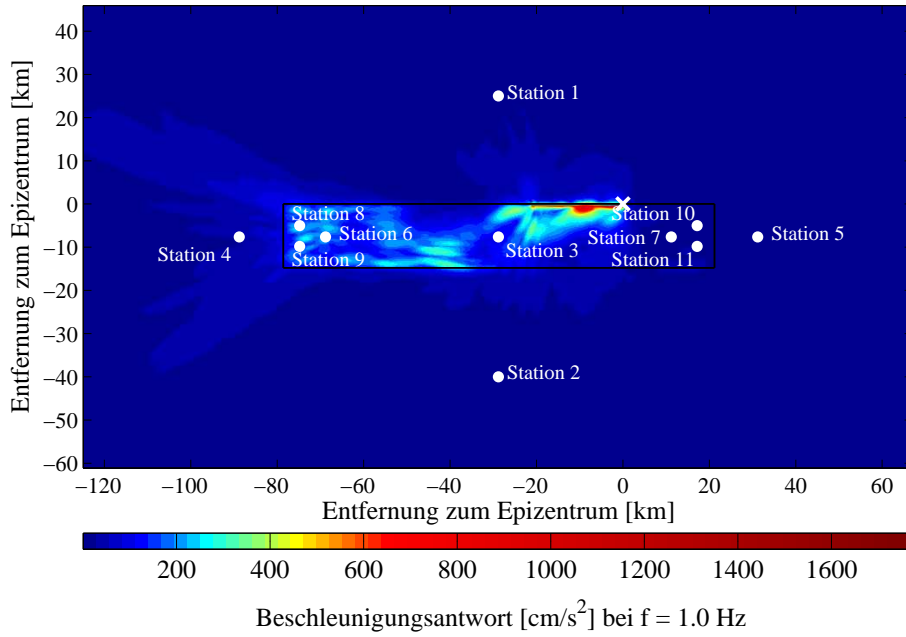


Abbildung B.3: Gleiche Darstellung wie in Abb. B.2 für das ursprüngliche Modell.

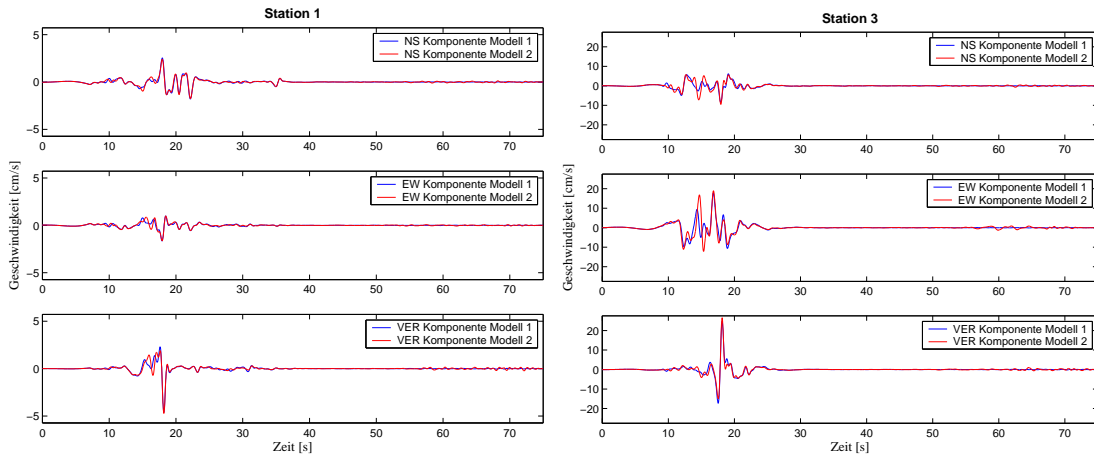


Abbildung B.4: Vergleich der Seismogramme für das Beispielbeben der Magnitude 6,5 für verschiedene Untergrundmodelle an den Standorten 1 (links) und 3(rechts). Die rote Linie stellt den Geschwindigkeits-Zeit-Verlauf für das modifizierte Modell dar, während die blaue Linie dem Seismogramm im Modell von Gottschämmer [26] entspricht.

Insbesondere auf die Simulation des Bebens vom 11. Februar 2004 und den Vergleich mit den Realdaten aus Kapitel 7 bezogen würde diese Modifizierung des Grabenmodells keinen Unterschied bewirken. In dem kritischen südlichen Bereich des Grabens sind keine Stationen vorhanden und an den restlichen Stationen zeigten sich, mit

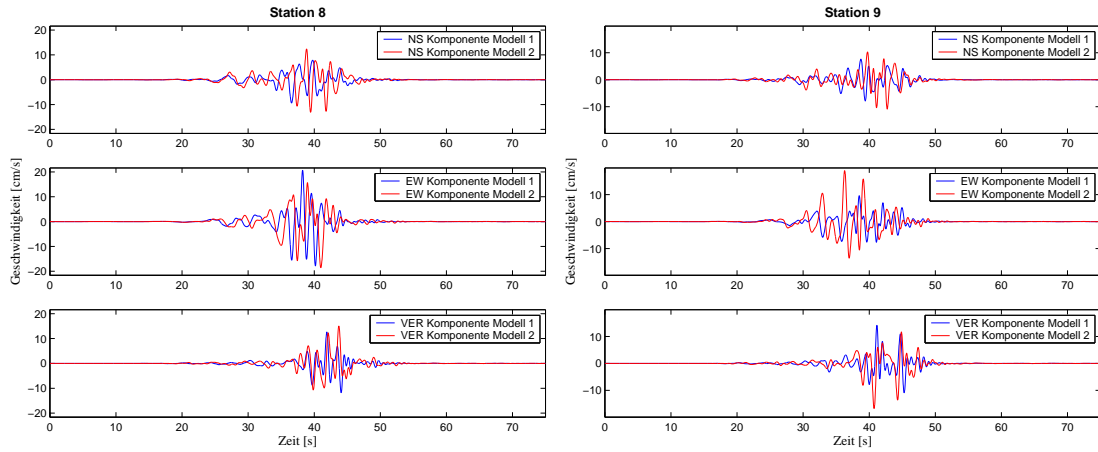


Abbildung B.5: Gleiche Darstellung wie in Abb. B.4 für die Standorte 8 (linke Spalte) und 9 (rechte Seismogramme).

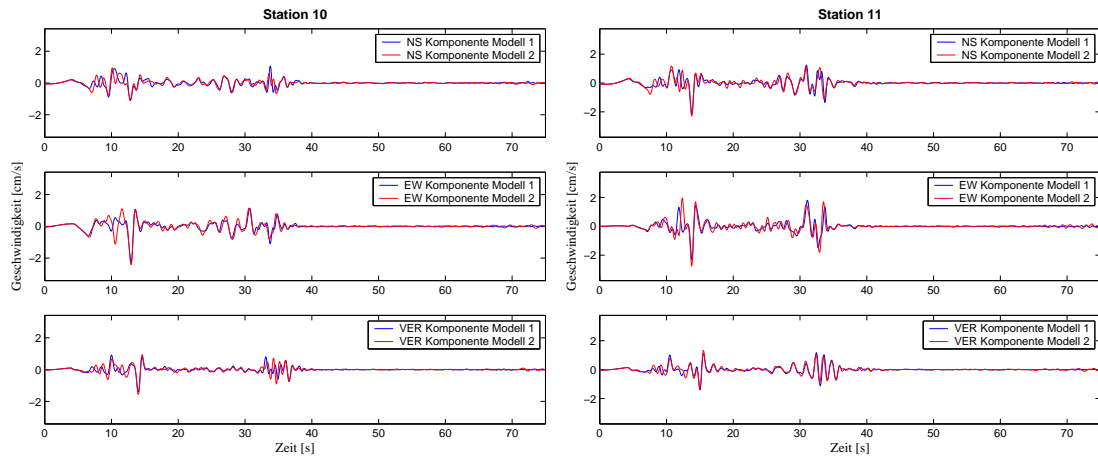


Abbildung B.6: Gleiche Darstellung wie in Abb. B.4 für die Standorte 10 (linke Spalte) und 11 (rechte Seismogramme).

Ausnahme der NS-Komponente der Station Yityav, praktisch identische Zeitreihen bei den Simulationen mit den verschiedenen Untergrundmodellen. Dies ist auch nicht weiter verwunderlich, da sich fast alle Stationen im kristallinen Teil des Modells befinden und das Hypozentrum weit unterhalb der vertikalen Ausdehnung des Grabens liegt. Aus diesem Grund ist der Einfluß des Grabenmodells auf die Seismogramme an den Stationen im Kristallin sehr gering. Von den Stationen Almog, Mizpe Shalem und Yityav, welche die einzigen sind, die im direkten Einflußbereich des Grabens liegen, zeigte nur die NS-Komponente von Yityav größere Unterschiede beim Vergleich der Zeitreihen.

Anhang C

Weitere Abbildungen

In diesem Anhang werden weitere Beispiele gezeigt, um die in den Kapiteln 5 und 6 getroffenen Aussagen noch weitergehend zu illustrieren. Diese Abbildungen wurden nicht in den laufenden Text der betroffenen Kapitel eingebunden, um die Arbeit so übersichtlich wie möglich zu gestalten. Ausserdem werden alle vorhandenen strong-motion Daten aus Kapitel 7 gezeigt.

Zu Kapitel 5

Die Abbildungen C.1 bis C.12 sind vom Prinzip her gleich wie die Plots 5.3, 5.4 und 5.5. Dort sind die Ergebnisse der azimuthabhängigen Regressionsrechnung für ein Beben der Magnitude 5,5 gezeigt worden. An dieser Stelle werden die Ergebnisse auch noch für zwei weitere Beben mit den Magnituden 6,0 und 6,5 vorgestellt.

Zu Kapitel 6

Abbildung C.13 zeigt die Verteilung in Magnitude und Joyner–Boore–Entfernung der Datensätze für die drei betrachteten Gebiete. In den Abb. C.14 und C.15 ist die Darstellungsweise die gleiche wie in den Graphen 6.6 und 6.7. Es handelt sich auch um die Ergebnisse für die gleichen Beben, allerdings bei einer Frequenz von 0,5 Hz.

Zu Kapitel 7

In den Abbildungen C.16 – C.29 sind die Originaldaten, wie sie vom GII gestellt wurden, für alle analysierten Stationen ausser der Station Almog, welche in den Abb. 7.2 und 7.3 bereits gezeigt wurde, dargestellt. Die Originaldaten an den K2-Stationen lagen von 0,12 Hz bis 43 Hz bandpassgefiltert vor.

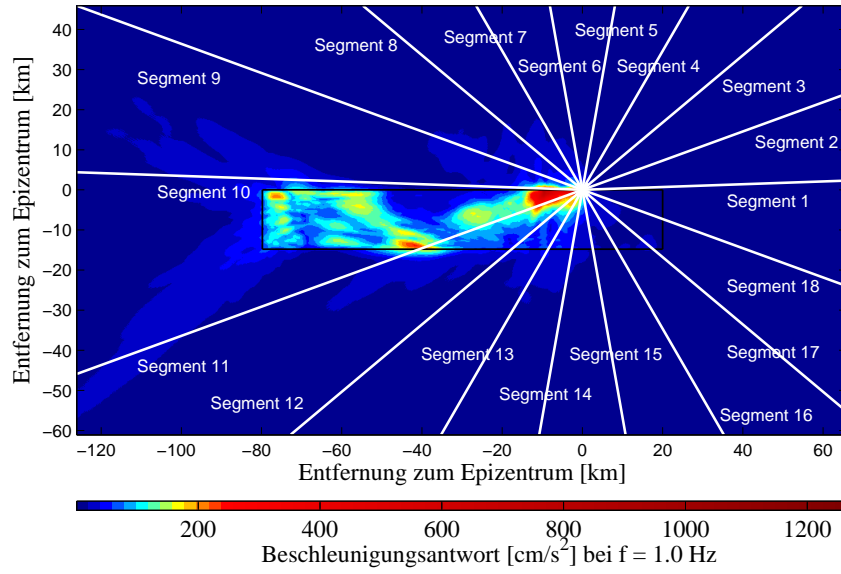


Abbildung C.1: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für das Beben der Magnitude 6,0 (Beispiel 1). Die betrachteten Segmente sind eingezeichnet. Norden befindet sich auf der rechten Seite des Bildes.

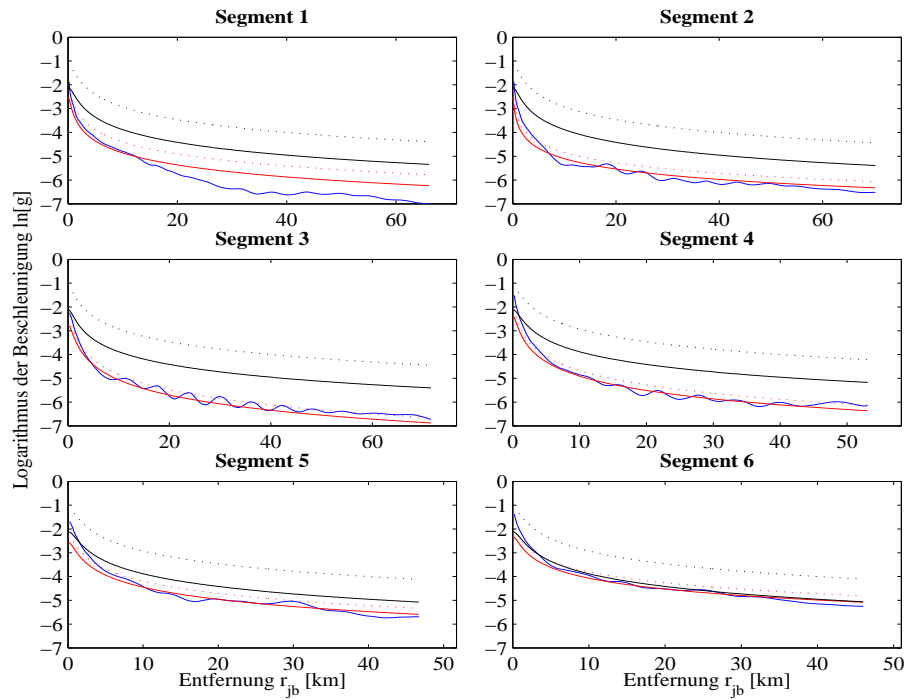


Abbildung C.2: Vergleich der mit FD modellierten Werte (blau) der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz mit den von den azimutabhängigen Abminderungsrelationen prognostizierten Werten (rot) für das Beben der Magnitude 6,0 (Abb. C.1). Die schwarze Linie zeigt die Prognose mit der azimutunabhängigen Relation. Die gepunkteten Linien ergeben sich durch Addieren von einem σ zur jeweiligen Relation.

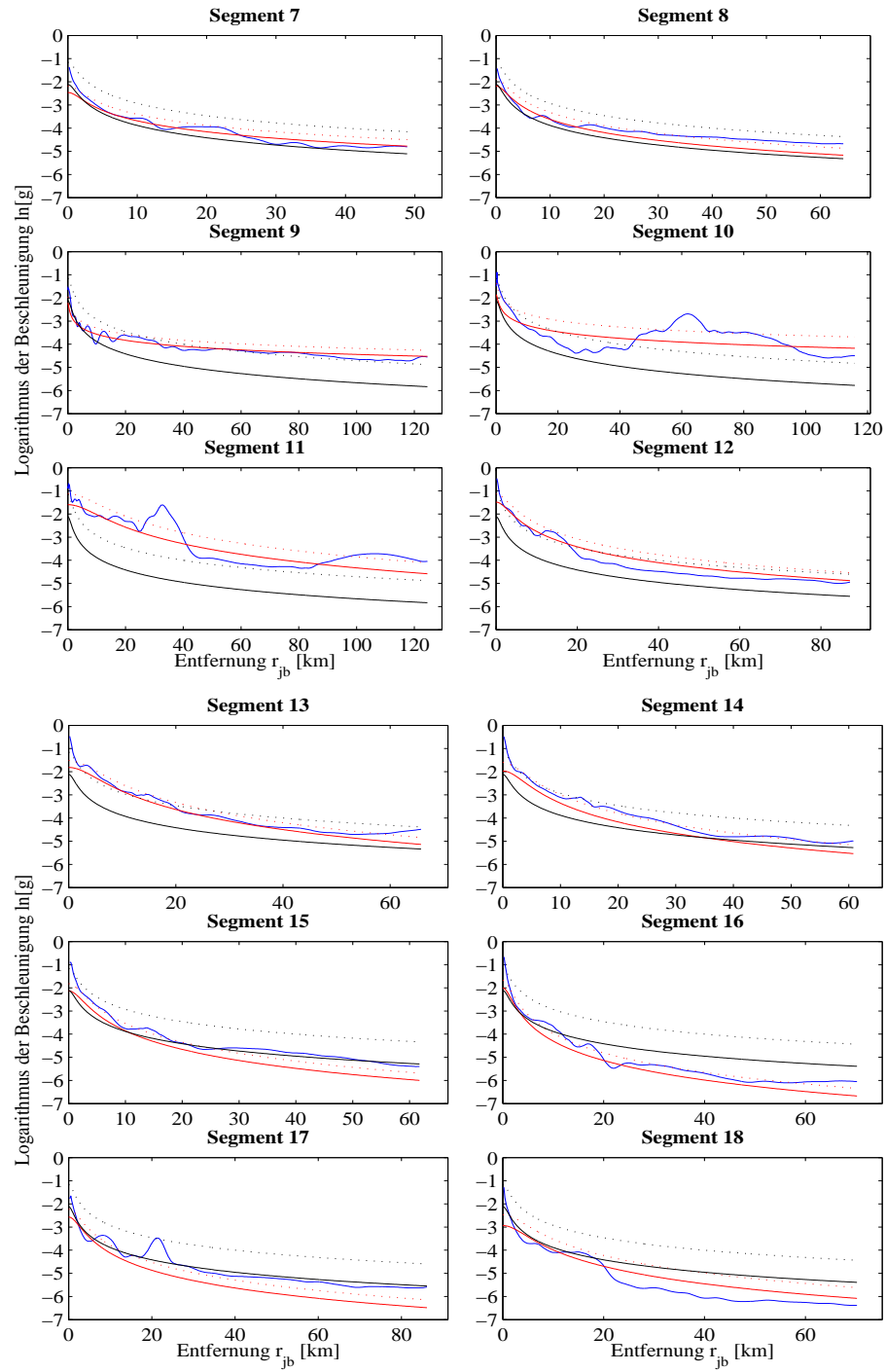


Abbildung C.3: Fortsetzung von Abb. C.2 (Segmente 7–18).

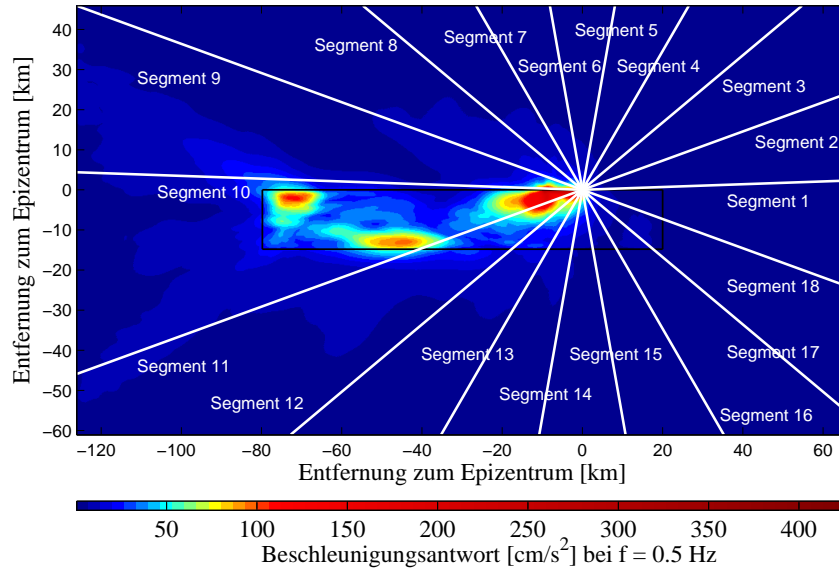


Abbildung C.4: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz für das Beben der Magnitude 6,0 (Beispiel 1). Die betrachteten Segmente sind eingezeichnet. Norden befindet sich auf der rechten Seite des Bildes.

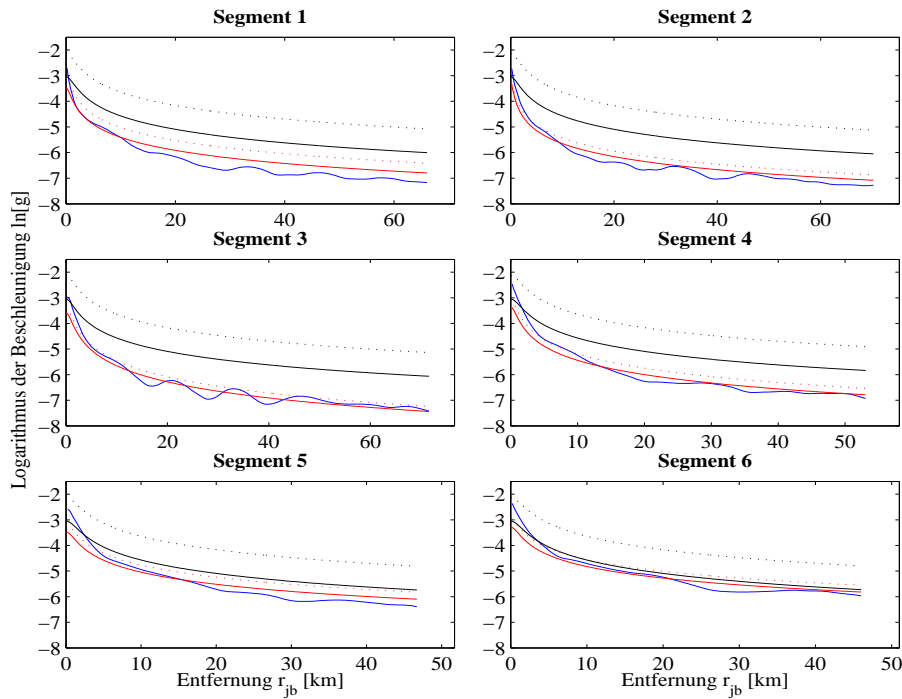


Abbildung C.5: Vergleich der mit FD modellierten Werte (blau) der Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz mit den von den azimuthabhängigen Abminderungsrelationen prognostizierten Werten (rot) für das Beben der Magnitude 6,0 (Abb. C.4). Die schwarze Linie zeigt die Prognose mit der azimuthunabhängigen Relation. Die gepunkteten Linien ergeben sich durch Addieren von einem σ zur jeweiligen Relation.

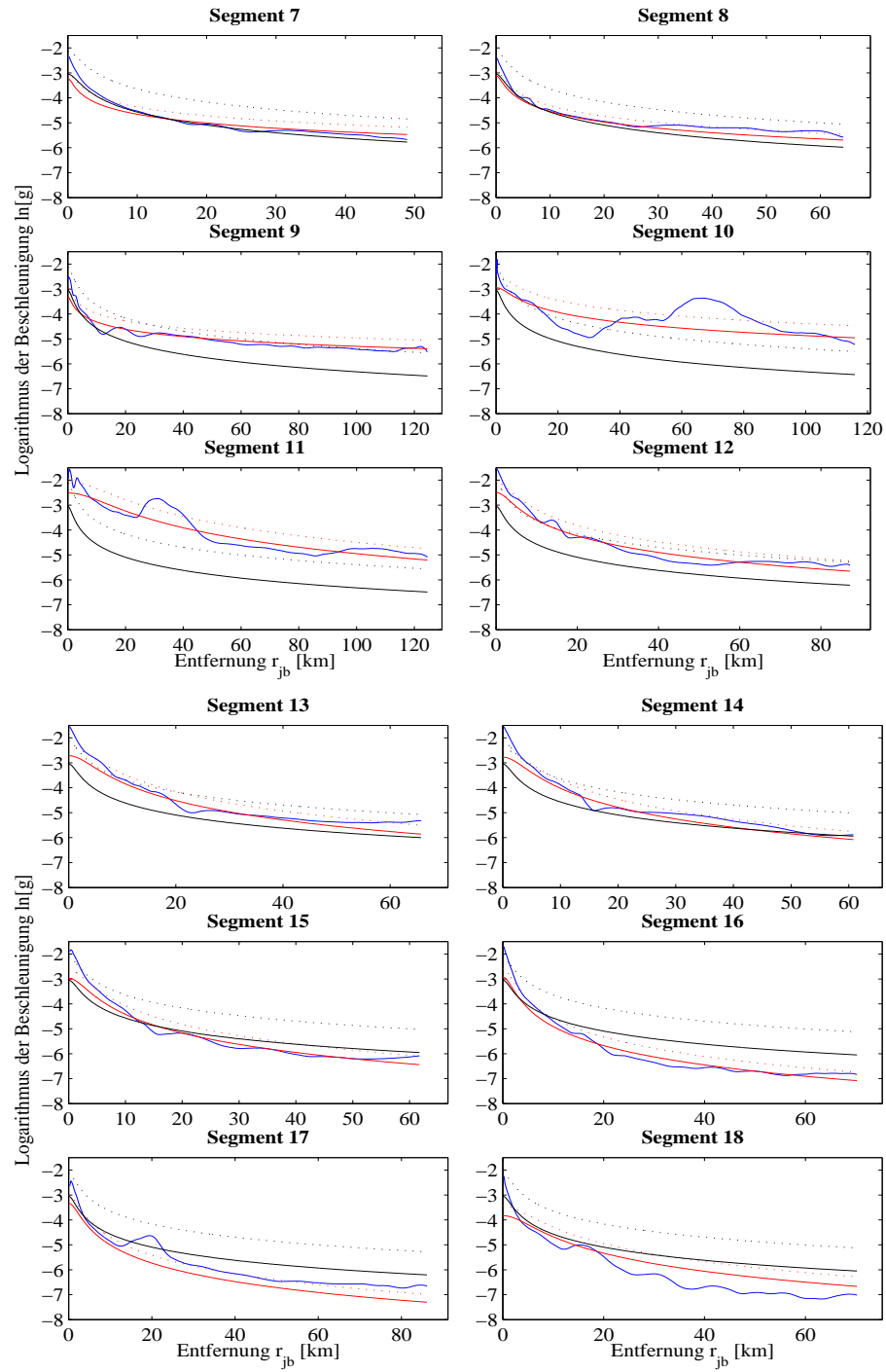


Abbildung C.6: Fortsetzung von Abb. C.5 (Segmente 7–18).

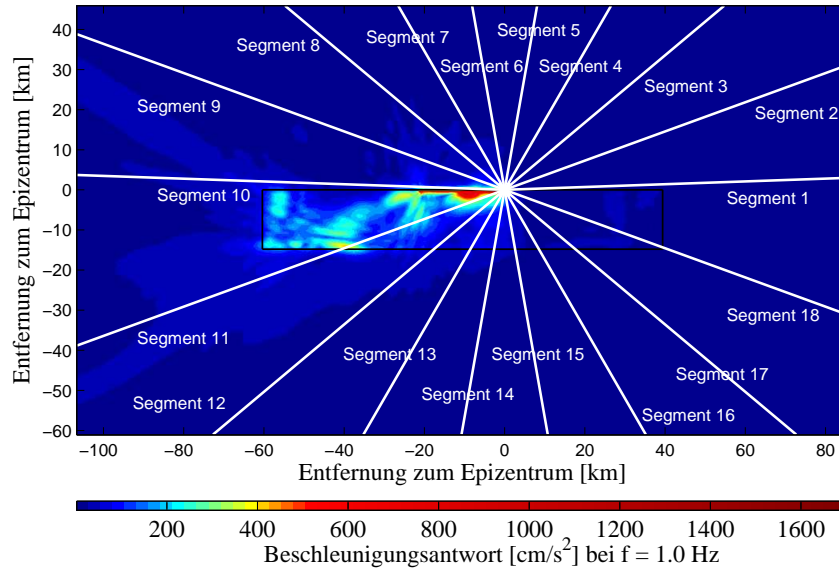


Abbildung C.7: Beschleunigungsantwort bei 1 Hz für das Beben der Magnitude 6,5 (Beispiel 2). Die betrachteten Segmente sind eingezeichnet. Norden befindet sich auf der rechten Seite des Bildes.

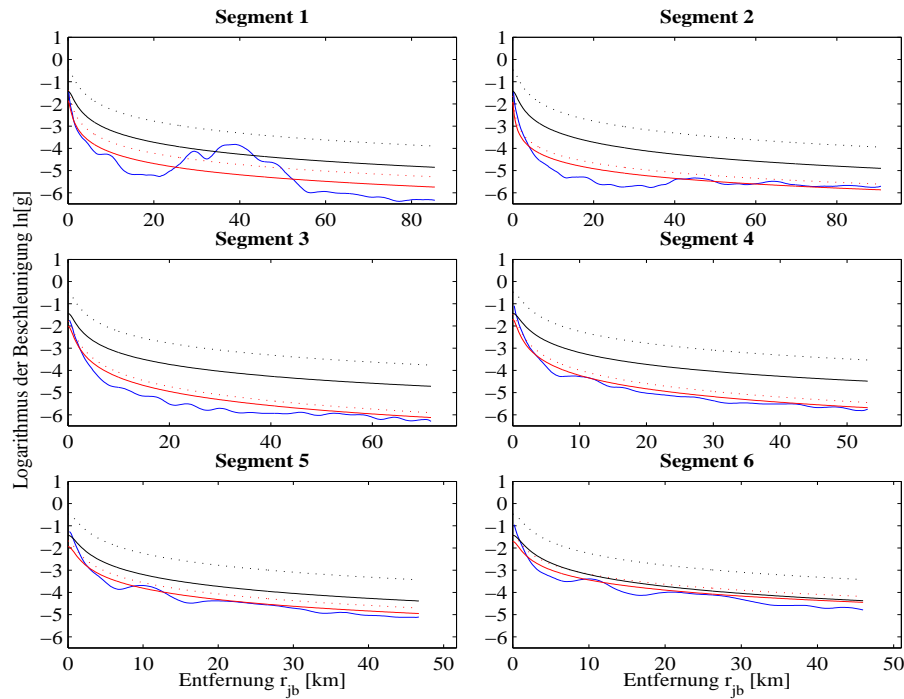


Abbildung C.8: Vergleich der mit FD modellierten Werte (blau) der Beschleunigungsantwort bei 1 Hz mit den von den azimuthabhängigen Abminderungsrelationen prognostizierten Werten (rot) für das Beben der Magnitude 6,5 (Abb. C.1). Die schwarze Linie zeigt die Prognose mit der azimuthunabhängigen Relation. Die gepunkteten Linien ergeben sich durch Addieren von einem σ zur jeweiligen Relation.

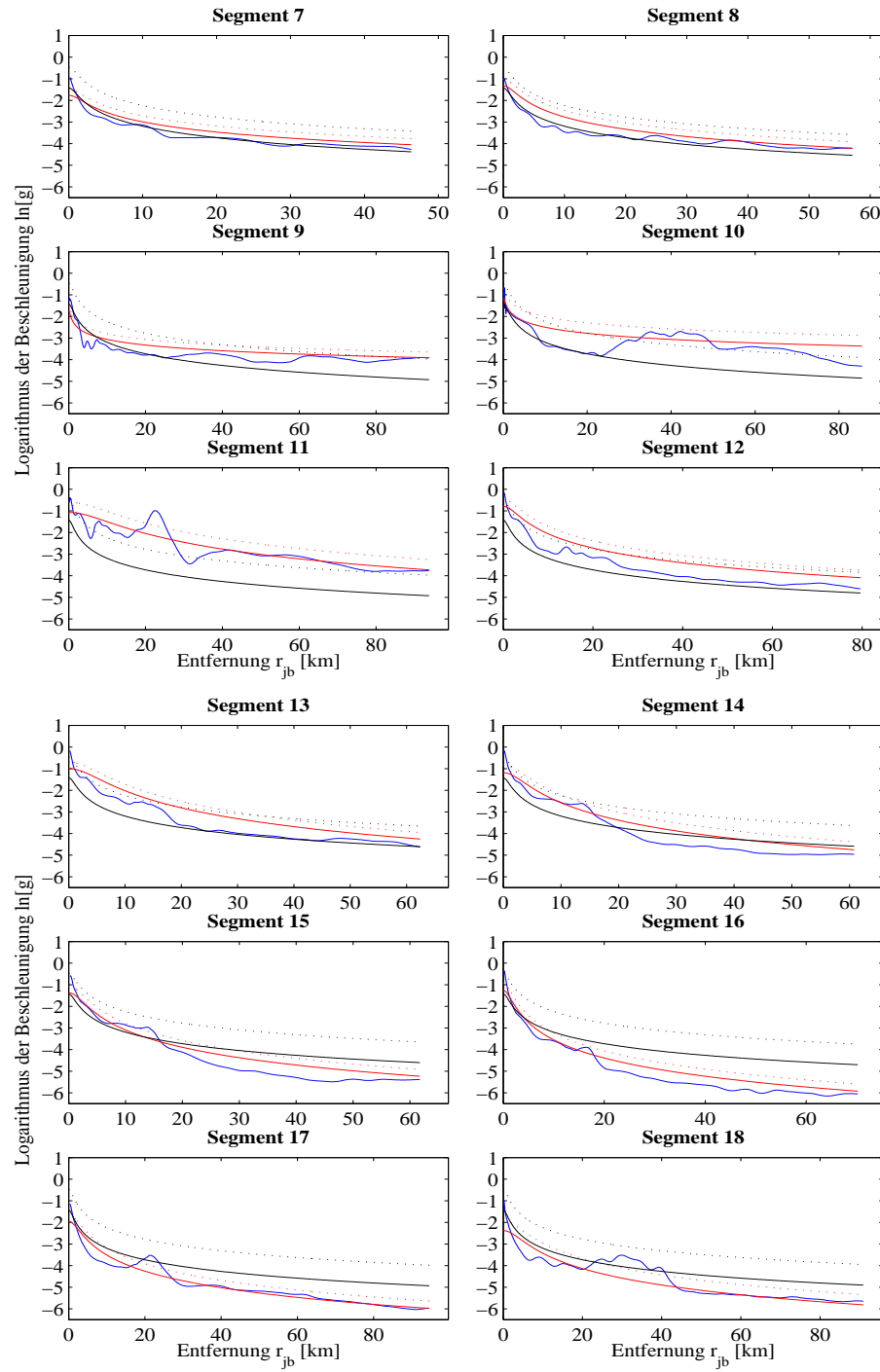


Abbildung C.9: Fortsetzung von Abb. C.2 (Segmente 7–18).

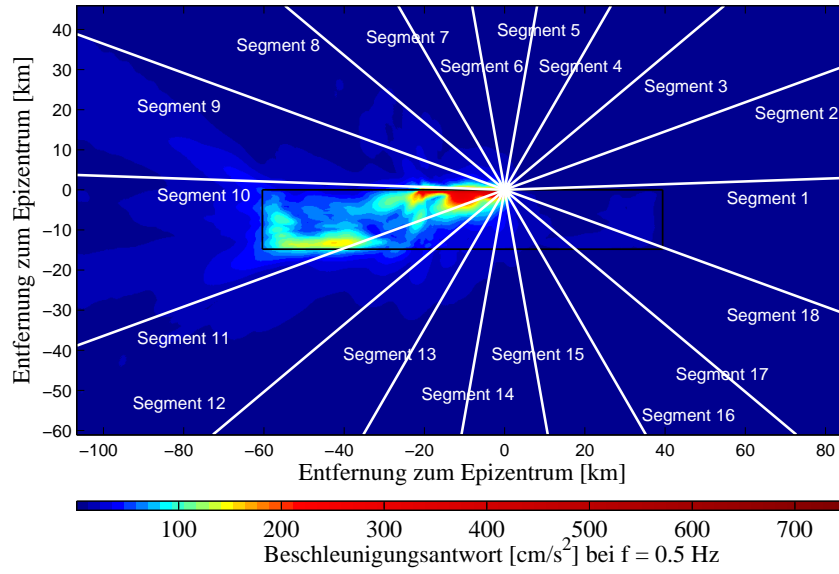


Abbildung C.10: Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz für das Beben der Magnitude 6,5 (Beispiel 2). Die betrachteten Segmente sind eingezeichnet. Norden befindet sich auf der rechten Seite des Bildes.

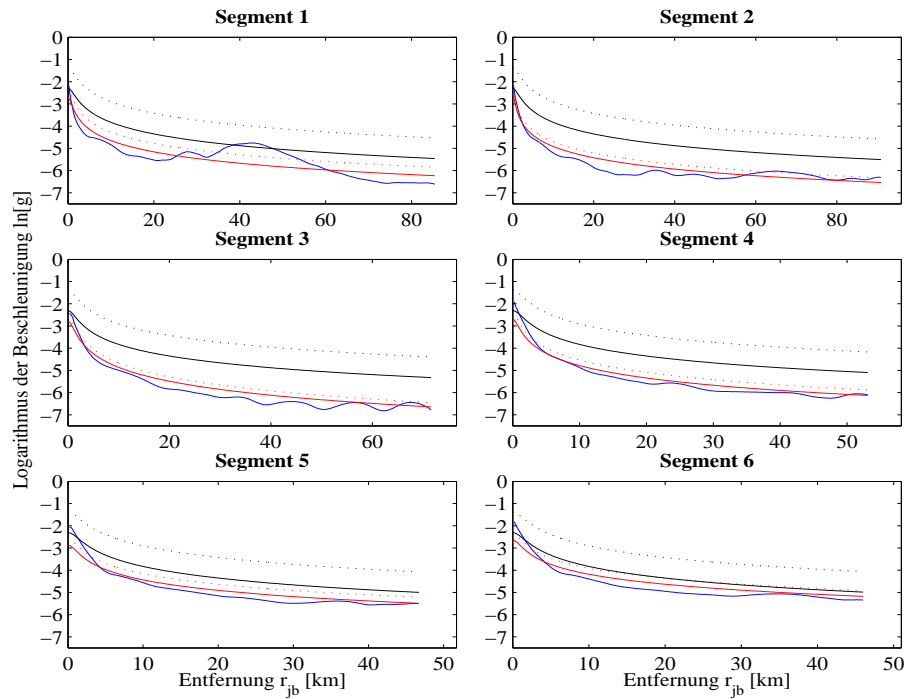


Abbildung C.11: Vergleich der mit FD modellierten Werte (blau) der Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz mit den von den azimutabhängigen Abminderungsrelationen prognostizierten Werten (rot) für das Beben der Magnitude 6,5 (Abb. C.4). Die schwarze Linie zeigt die Prognose mit der azimutunabhängigen Relation. Die gepunkteten Linien ergeben sich durch Addieren von einem σ zur jeweiligen Relation.

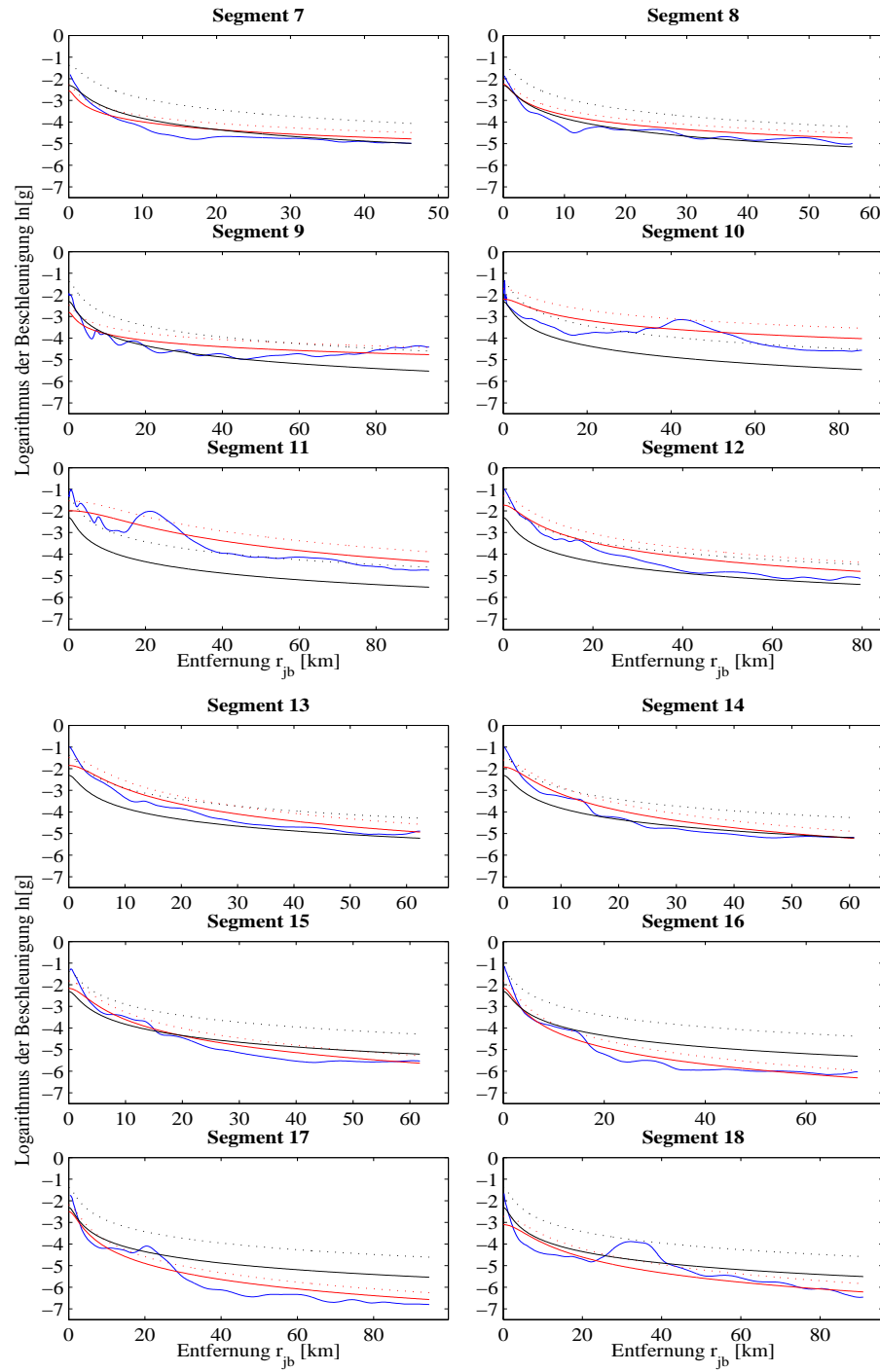


Abbildung C.12: Fortsetzung von Abb. C.5 (Segmente 7–18).

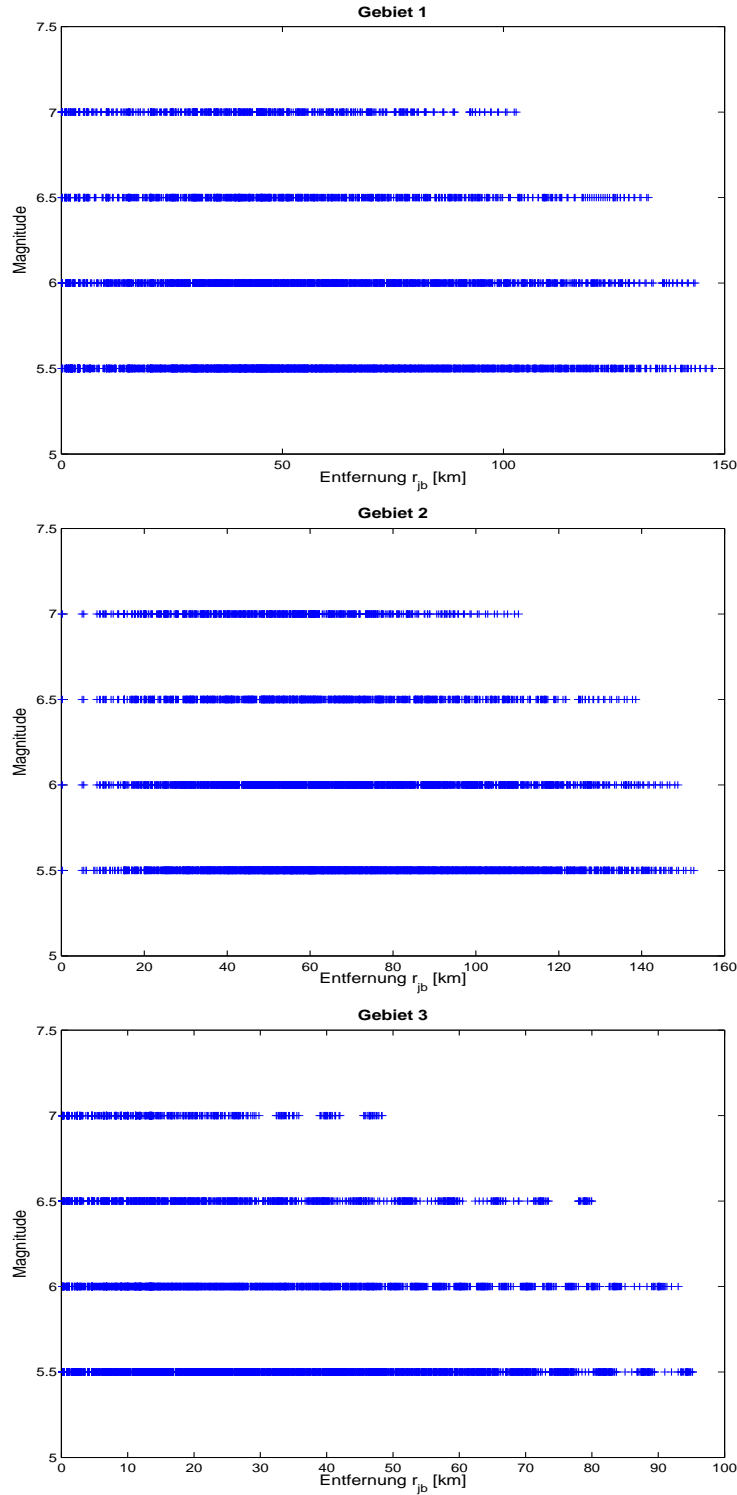


Abbildung C.13: Verteilung der zur Bestimmung der gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen verwendeten synthetischen Daten in Magnitude und Joyner–Boore–Entfernung. Je stärker das Beben wird, desto geringer wird der abgedeckte Entfernungsbereich, da immer die kürzeste Entfernung zur Bruchfläche ermittelt wird. In Gebiet 2 sind unterhalb von circa 10 km fast keine Daten vorhanden.

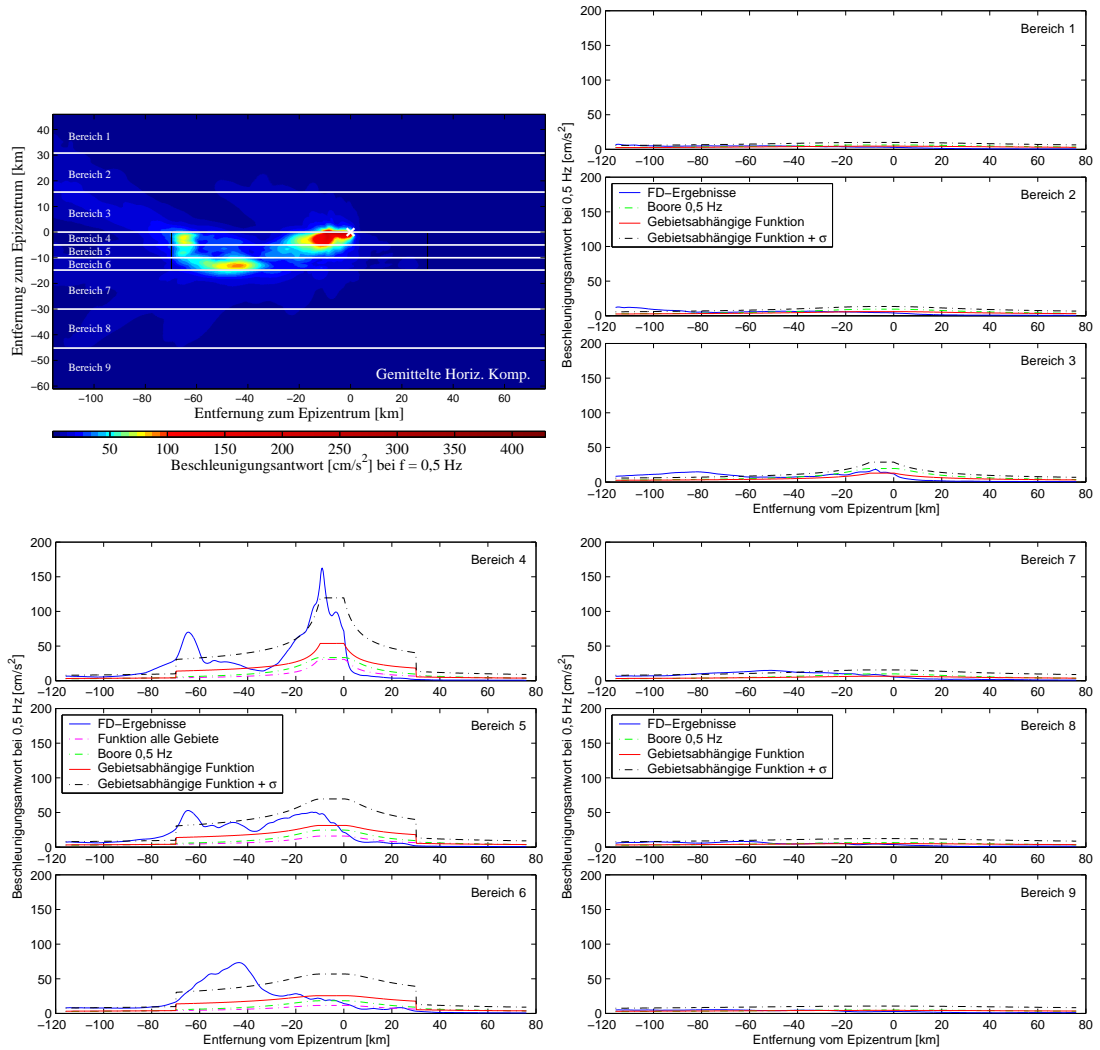


Abbildung C.14: Vergleich der mit FD modellierten spektralen Beschleunigungsantwort bei 0,5 Hz mit den durch die gebietsabhängigen Abminderungsfunktionen prognostizierten Werten für ein Beben der Magnitude 6,0. Links oben ist die räumliche Verteilung der Ergebnisse der FD-Rechnung dargestellt. Dort sind auch die in den weiteren Bildern betrachteten Bereiche eingezeichnet. Weitere Erläuterungen zu diesen Graphen befinden sich im Text im Abschnitt 6.3.

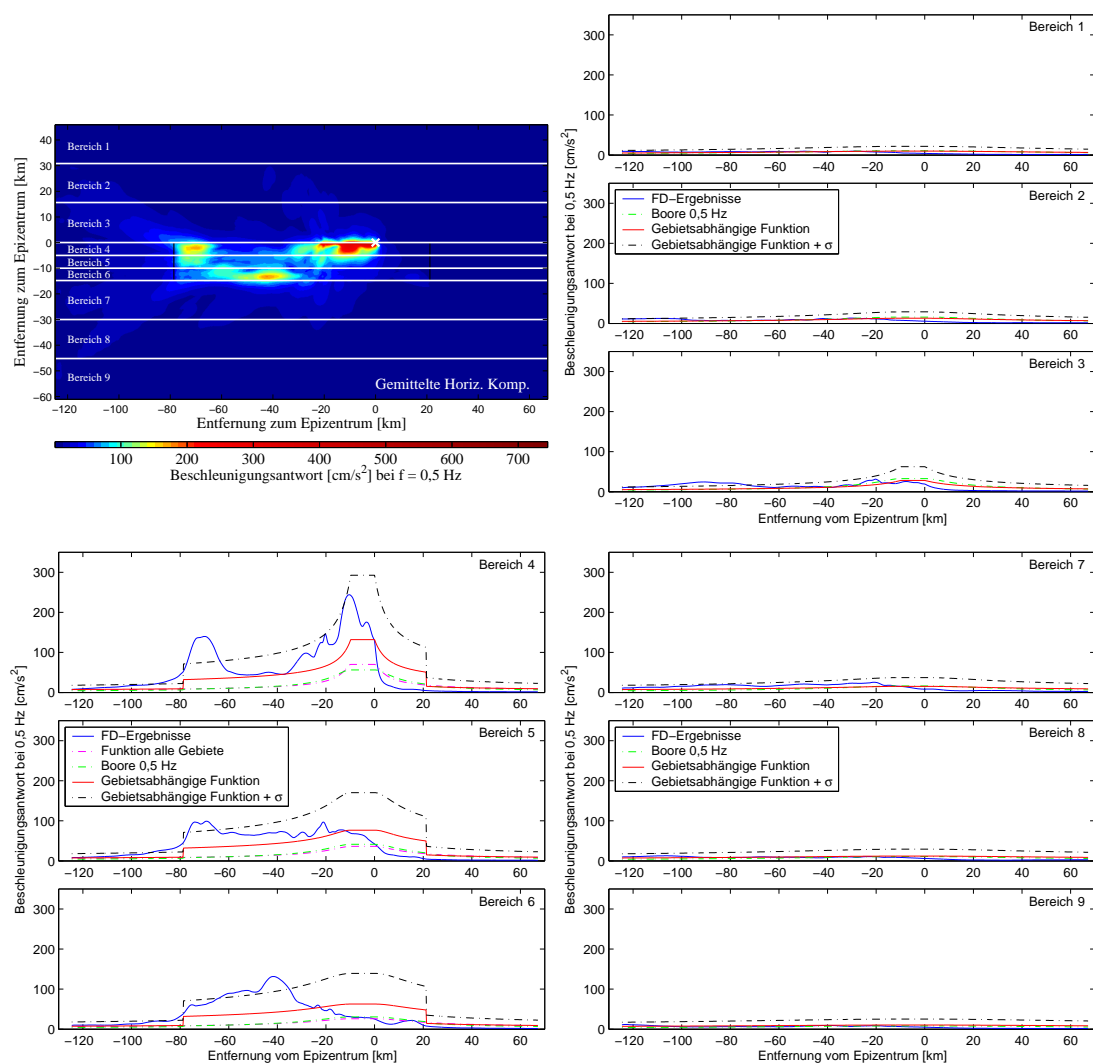


Abbildung C.15: Gleiche Darstellung wie in Abb. C.14 für ein Beben der Magnitude 6,5.

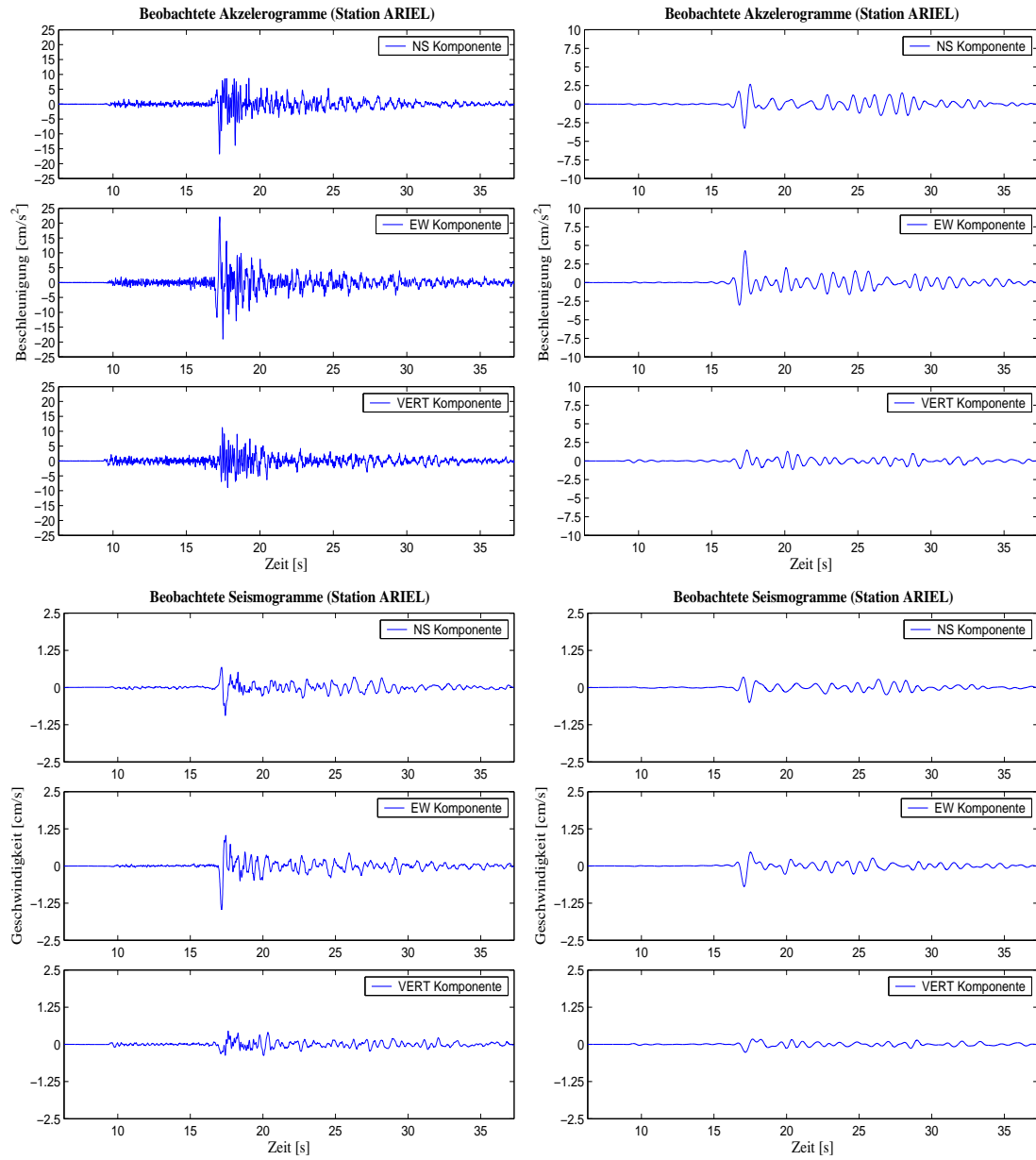


Abbildung C.16: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Ariel. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

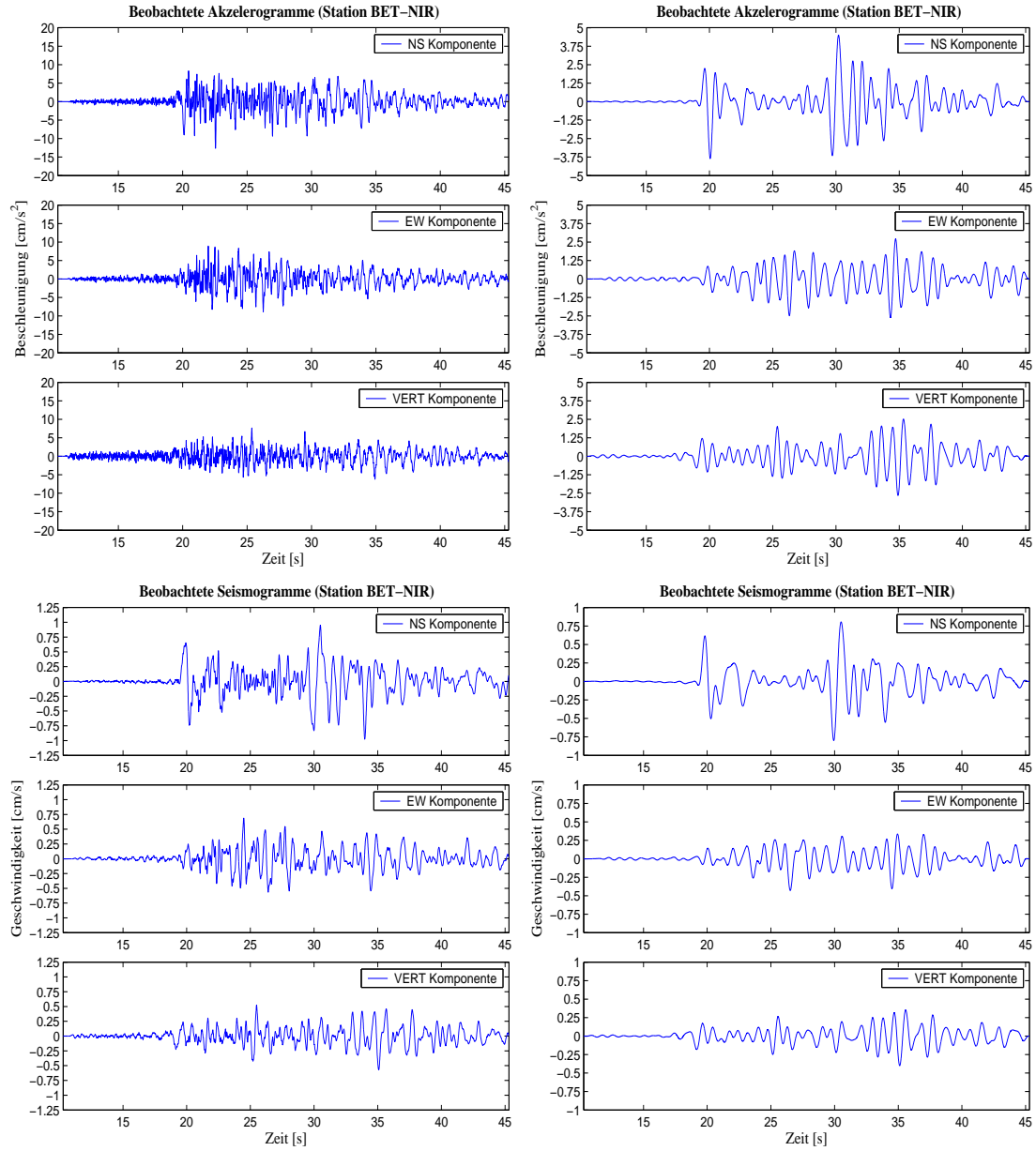


Abbildung C.17: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Bet-Nir. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

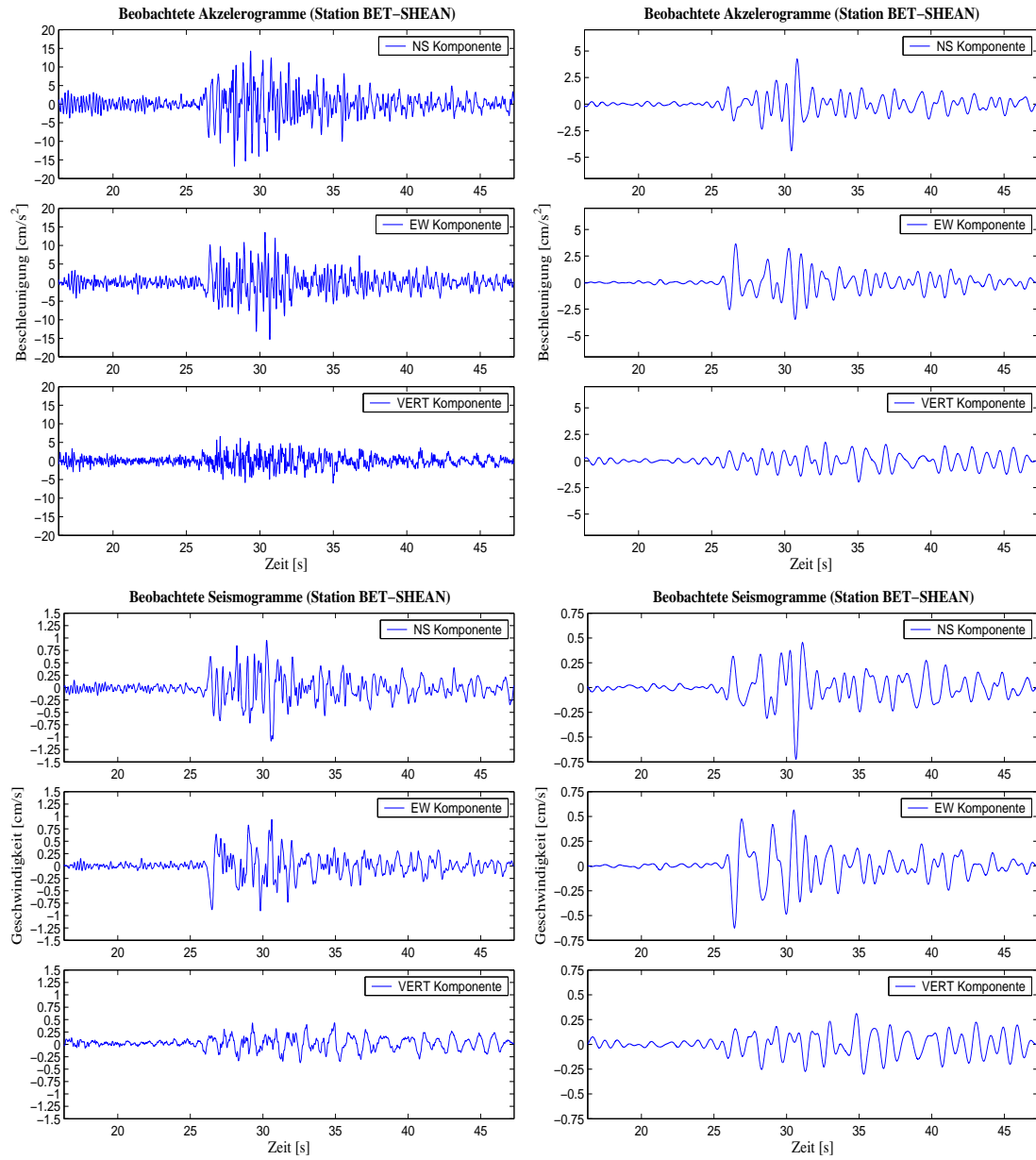


Abbildung C.18: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Bet-Shean. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

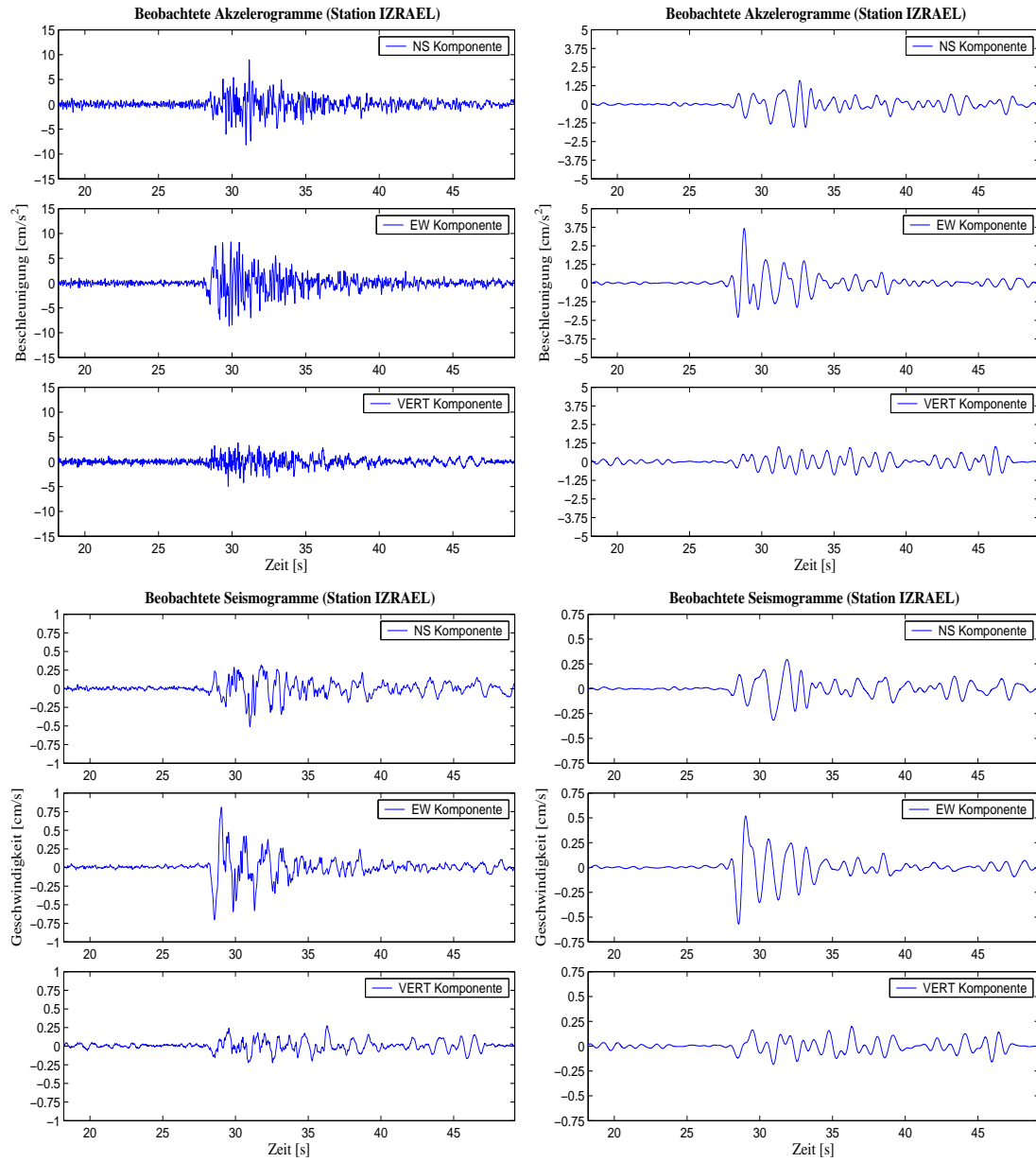


Abbildung C.19: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Izrael. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

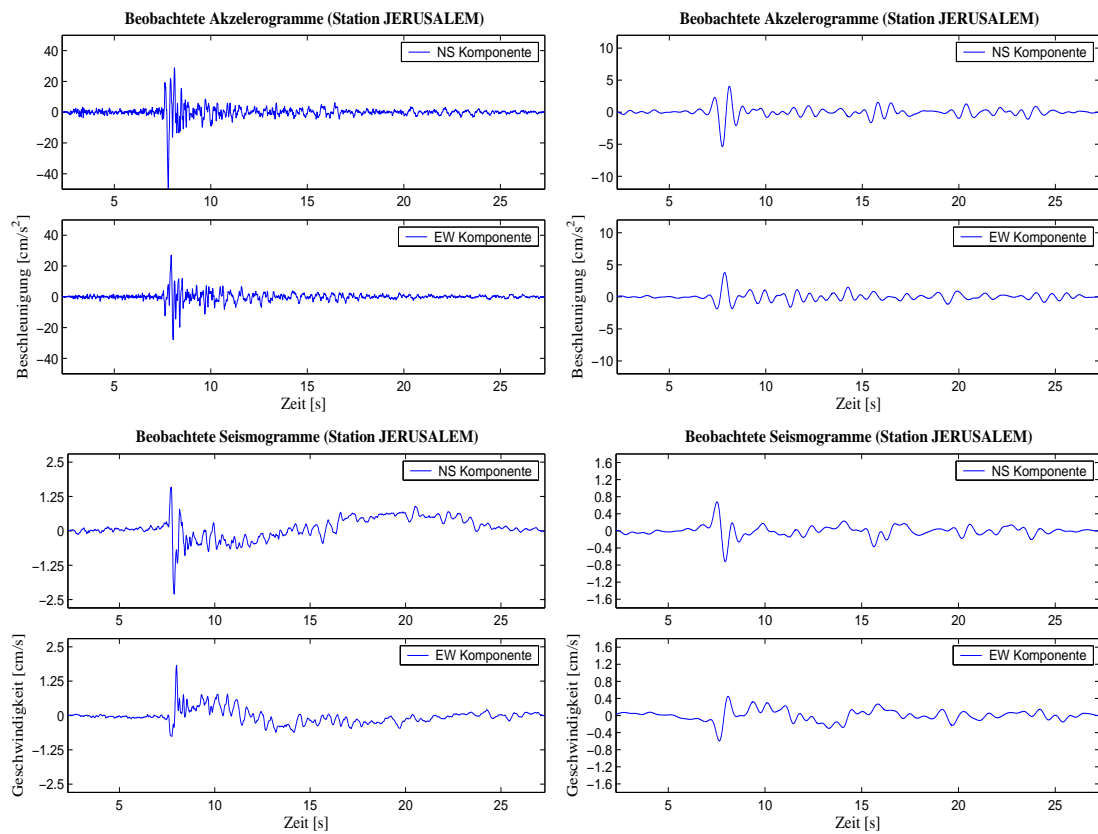


Abbildung C.20: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Jerusalem. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

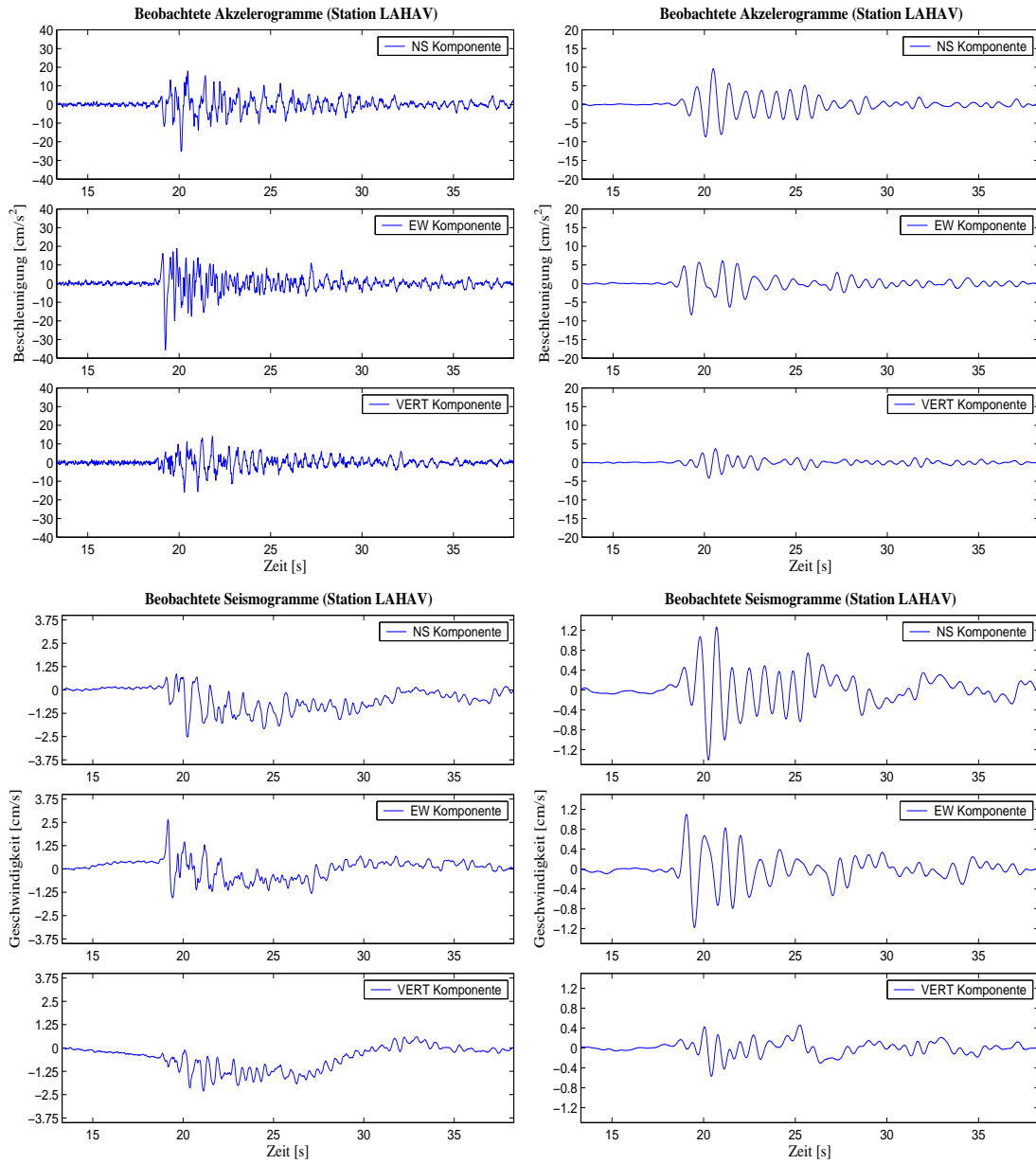


Abbildung C.21: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Lahav. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

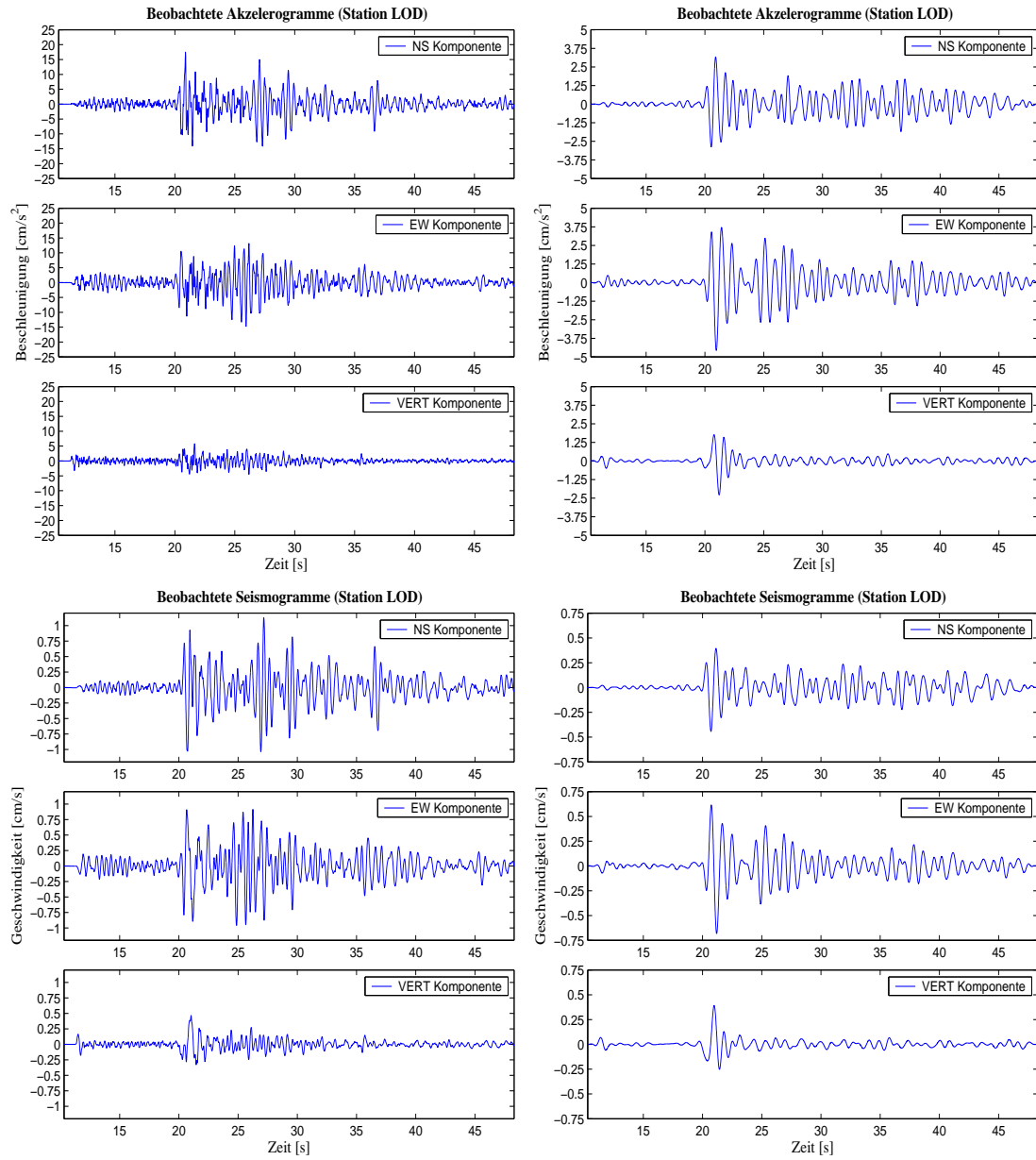


Abbildung C.22: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Lod. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

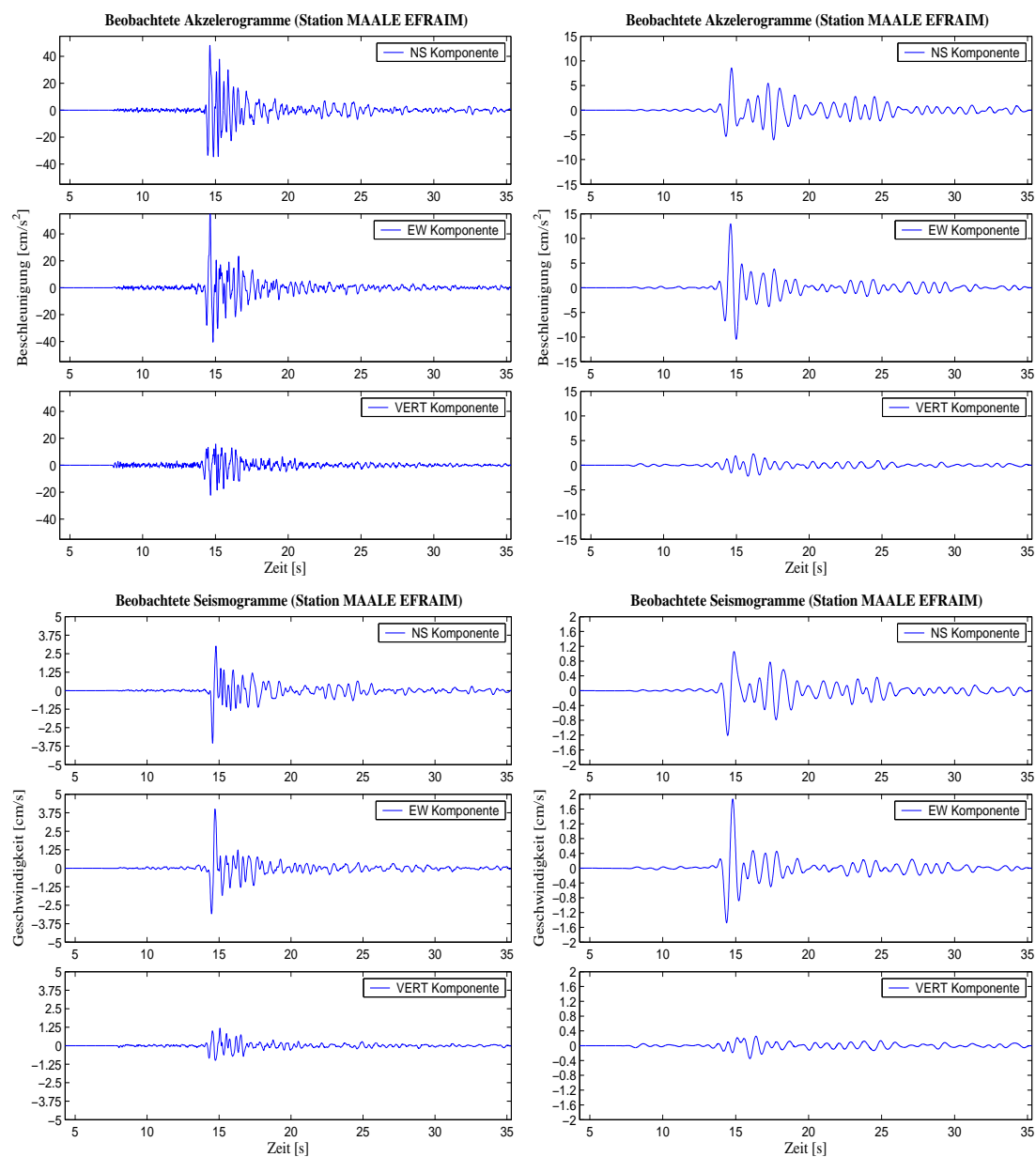


Abbildung C.23: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Ma'ale Efraim. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

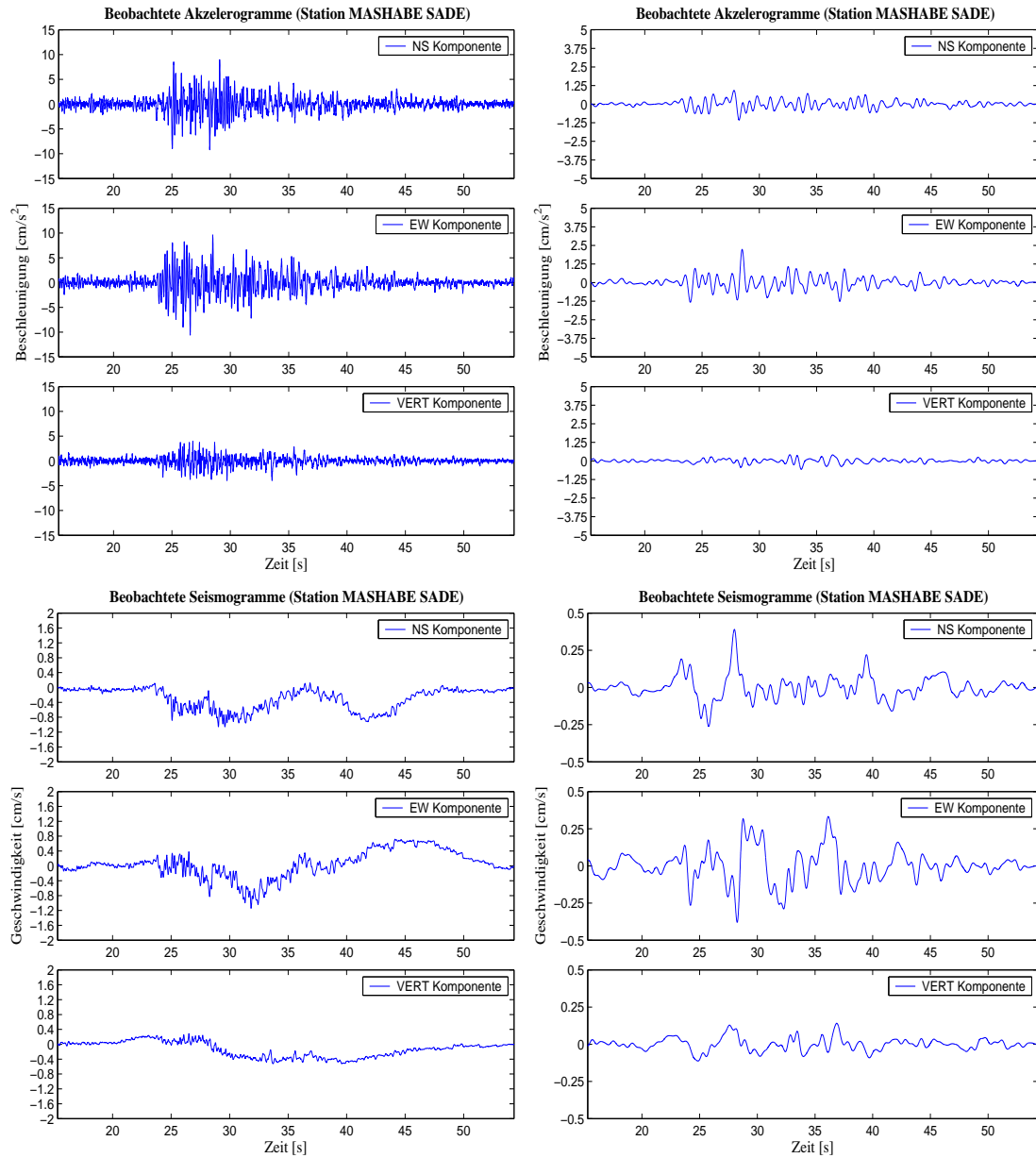


Abbildung C.24: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Mashabe Sade. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

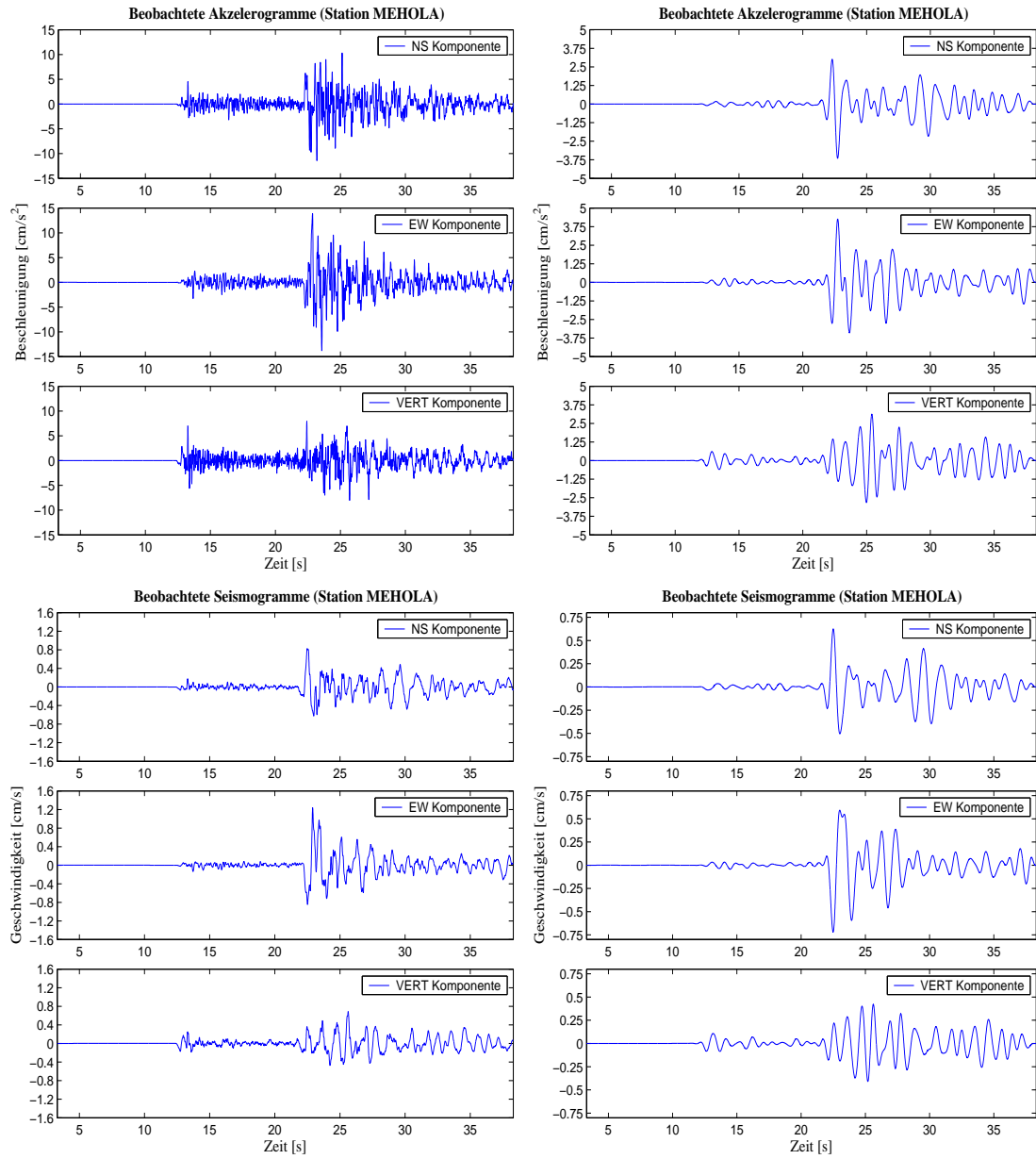


Abbildung C.25: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Mehola. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

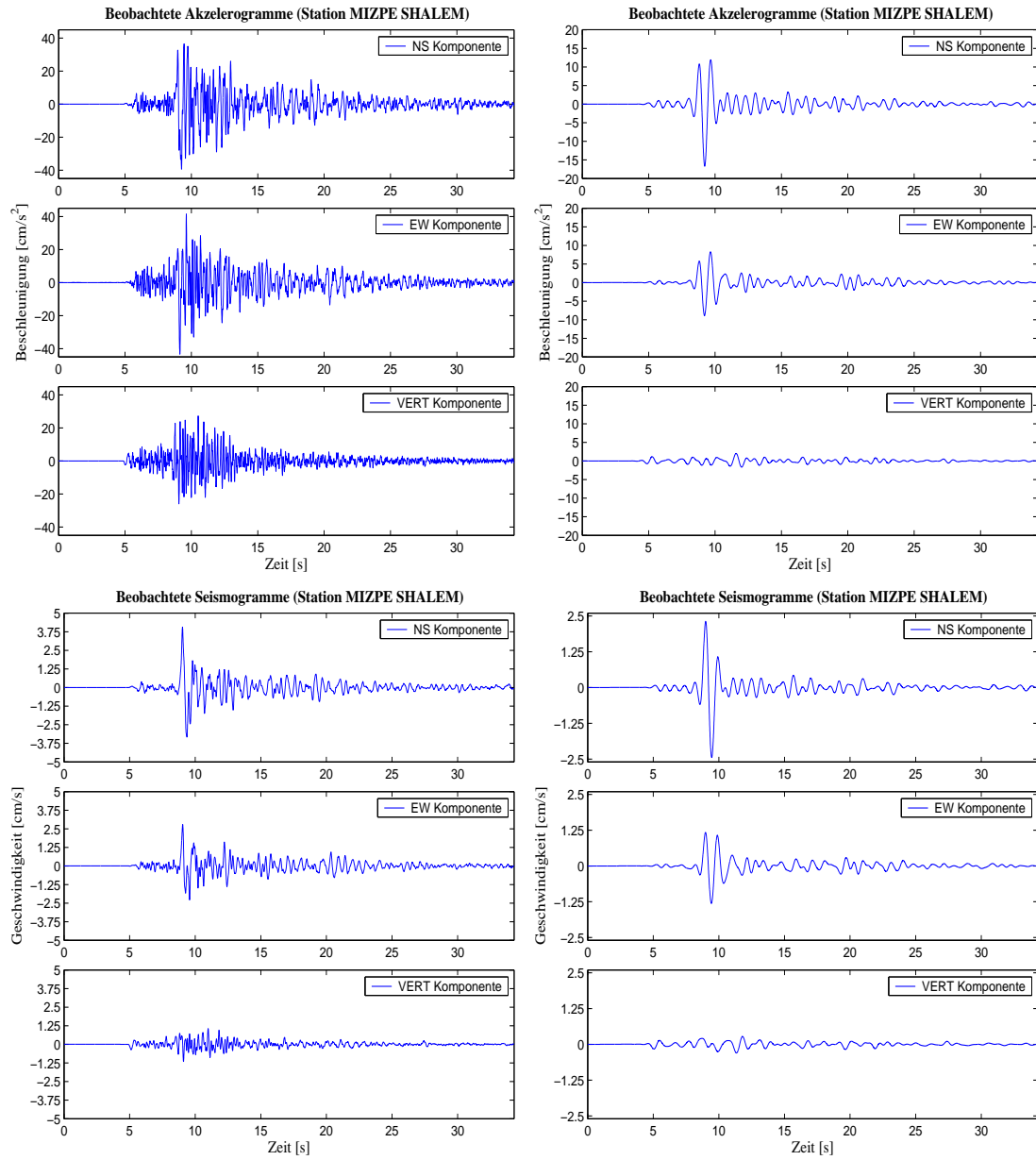


Abbildung C.26: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Mizpe Shalem. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

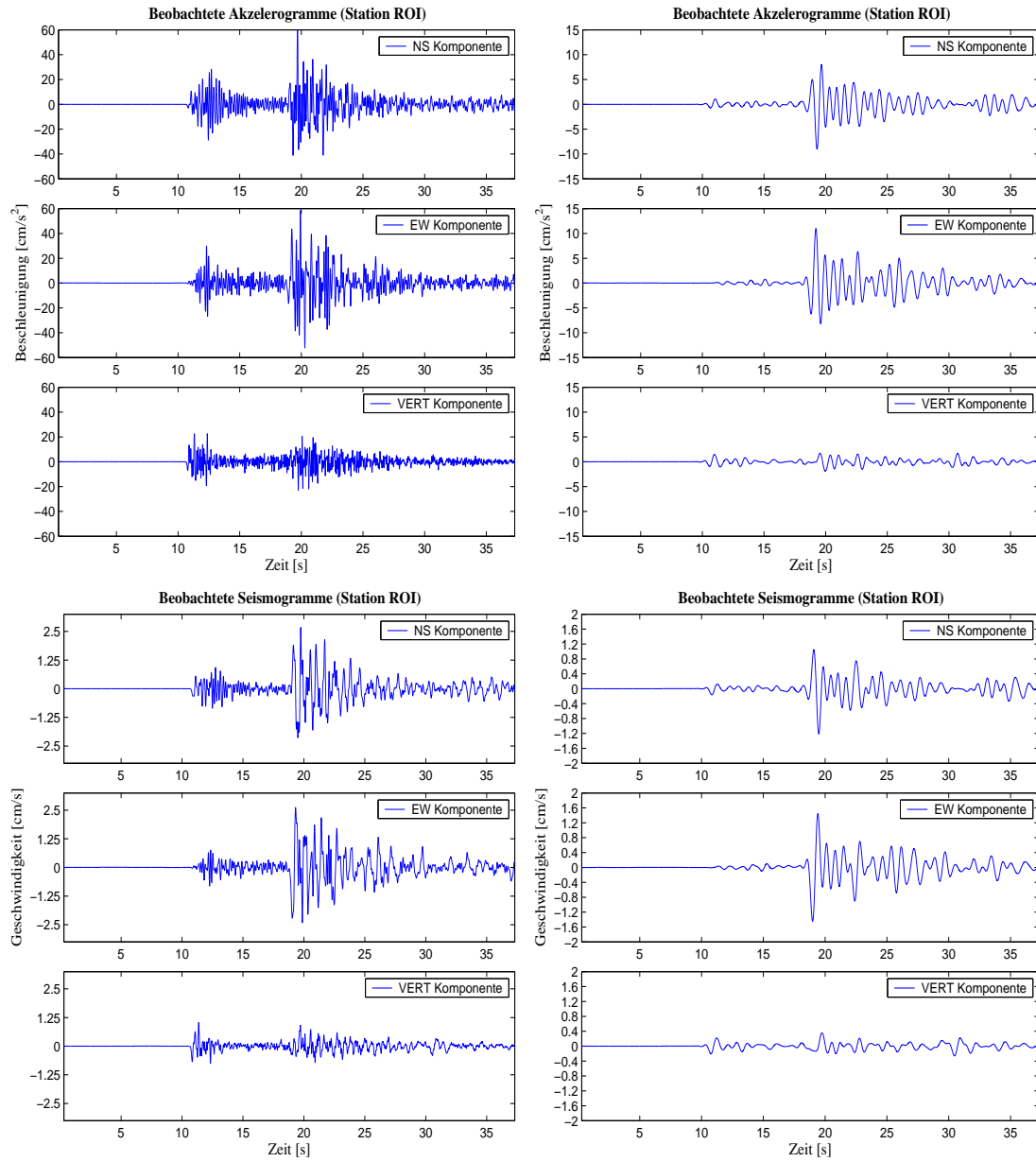


Abbildung C.27: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Roi. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

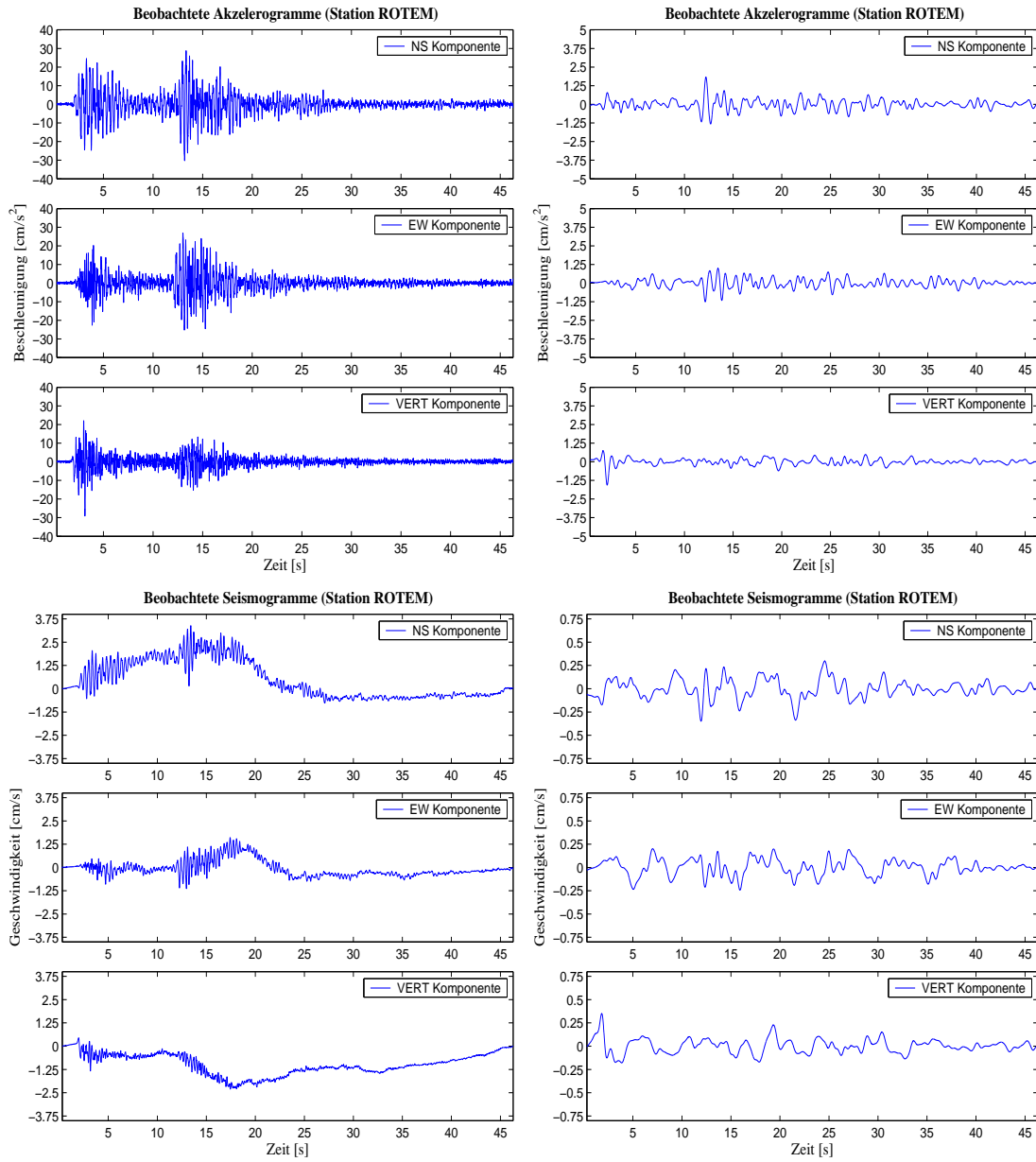


Abbildung C.28: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Rotem. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

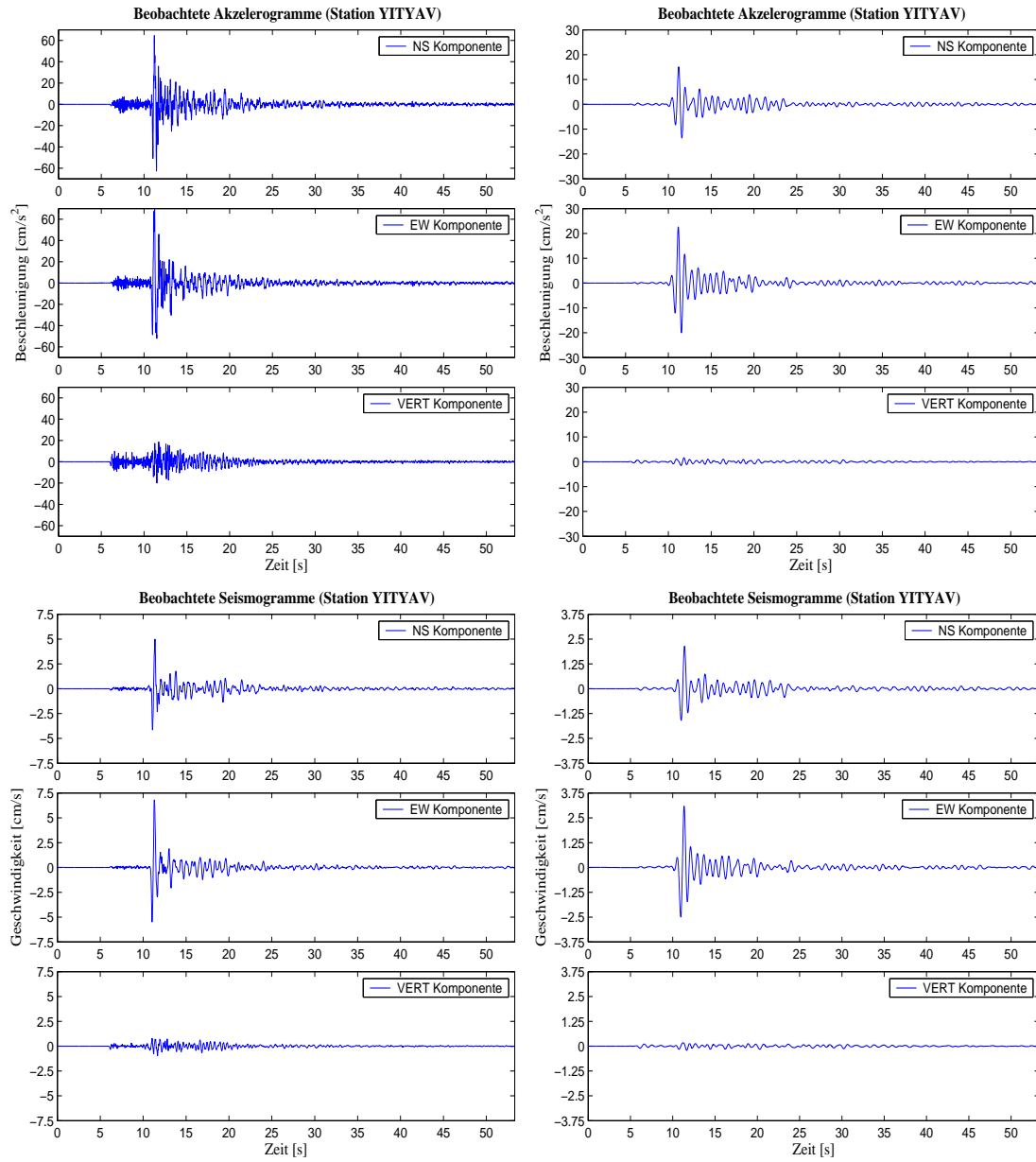


Abbildung C.29: Akzelerogramme (obere Reihe) und Seismogramme (untere Reihe) an der Station Yityav. Linke Spalte: Originaldaten (bandpassgefiltert zwischen 0,12 Hz und 43 Hz). Rechts: Daten nach der Filterung von 0,12 Hz bis 1,5 Hz.

Literaturverzeichnis

- [1] Abrahamson, N.A. and W.J. Silva. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismol. Res. Lett.*, 68, 94–128, 1997.
- [2] Al-Zoubi, A., H.Shulman, and Z. Ben-Avraham. Seismic Reflection Profiles Across the Southern Dead Sea Basin. *Tectonophysics*, 346, 61–69, 2002.
- [3] Ambraseys, N.N. The Earthquake of 1 January 1837 in Southern Lebanon and Northern Israel. *Annali di Geofisica*, 40, 923–936, 1997.
- [4] Ambraseys, N.N. Reassessment of Earthquakes 1900–1999 in the Eastern Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. Int.*, 145, 471–485, 2001.
- [5] Ambraseys, N.N., C.P. Melville, and R.D. Adams. *The Seismicity of Egypt, Arabia and the Dead Sea: A Historical Review*. Cambridge University Press, 1994.
- [6] Ambraseys, N.N. and J.A. Jackson. Faulting Associated with Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region. *Geophys. J. Int.*, 133, 390–406, 1998.
- [7] Ambraseys, N.N. and M. Barazangi. The 1759 Earthquake in the Bekaa Valley: Implications for Earthquake Hazard Assessment in the Eastern Mediterranean Region. *J. Geophys. Res.*, 94, 4007–4013, 1989.
- [8] Amiran, D.H.K., E. Ariei, and T. Turcotte. Earthquakes in Israel and Adjacent Areas: Macroseismic Observations since 100 B.C.E. *Isr. Exploration J.*, 44, 260–305, 1994.
- [9] Ben-Menahem, A. Earthquake Catalogue for the Middle East (92 BC–1980 AD). *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 21, 245–310, 1979.
- [10] Ben-Menahem, A. Four Thousand Years of Seismicity Along the Dead Sea Rift. *J. Geophys. Res.*, 96, 20195–20216, 1991.
- [11] Boore, D.M. and W.B. Joyner. Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-Ground Motion Recordings Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 71, 2011–2038, 1981.

- [12] Boore, D.M., W.B. Joyner, and T.E. Fumal. Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North America Earthquakes: An Interim Report. *USGS Open-File-Report 93-509*, 72 pp., 1993.
- [13] Boore, D.M., W.B. Joyner, and T.E. Fumal. Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work. *Seismol. Res. Lett.*, *68*, 128–153, 1997.
- [14] Campbell, K.W. Near Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration. *Bull. Seis. Soc. Am.*, *71*, 2039–2070, 1981.
- [15] Campbell, K.W. Empirical Near-Source Attenuation Relationships for Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Pseudo-absolute Acceleration Response Spectra. *Seismol. Res. Lett.*, *68*, 154–179, 1997.
- [16] Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshew. A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave-Equations. *Geophysics*, *50*, 705–708, 1985.
- [17] Clayton, R. and B. Enquist. Absorbing Boundary Conditions for Acoustic and Elastic Wave Equations. *Bull. Seis. Soc. Am.*, *67*, 1529–1540, 1977.
- [18] Cong, L. and B.J. Mitchell. Seismic Velocity and Q Structure of the Middle Eastern Crust and Upper Mantle from Surface-wave Dispersion and Attenuation. *Pure Appl. Geophys.*, *153*, 503–538, 1998.
- [19] Darawcheh, R., M.R. Sbeinati, C. Margottini, and S. Paolini. The 9 July 551 AD Beirut Earthquake, Eastern Mediterranean Region. *J. Earthquake Engineering*, *4*, 403–414, 2000.
- [20] DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein. Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimate of Current Plate Motions. *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 2191–2194, 1994.
- [21] Erdik, M. and E. Durukal. Strong ground motion. In Atilla Ansal, editor, *Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation*, chapter 3. Kluwer Academic Publishers, 2004.
- [22] Frankel, A. and R.W. Clayton. Finite Difference Simulations of Seismic Scattering: Implications for the Propagation of Short-Period Seismic Waves in the Crust and Models of Crustal Heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, *91*, 6465–6489, 1986.
- [23] Garfunkel, Z. and Z. Ben-Avraham. The Structure of the Dead Sea Basin. *Tectonophysics*, *266*, 155–176, 1996.

- [24] Geller, R.J. Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 66, 1501–1523, 1976.
- [25] Ginzburg, A. and Z. Ben–Avraham. A Seismic Refraction Study of the North Basin of the Dead Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2063–2066, 1997.
- [26] Gottschämmer, E. *Kinematic and Dynamic Simulation of Ground Motion: Implications for Seismic Hazard Assessment*. Cuvillier Verlag, Göttingen, 2002.
- [27] Gottschämmer, E. and K.B. Olsen. Accuracy of the Explicit Planar Free–Surface Boundary Condition Implemented in a Fourth–Order Staggered–Grid Velocity–Stress Finite–Difference Scheme. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 91, 617–623, 2001.
- [28] Gottschämmer, E. and K.B. Olsen. Ground Motion Synthetics for Spontaneous Rupture Versus Prescribed Rupture on a 45 Degree Thrust Fault. *Geophys. Res. Abs.*, 4, 530, 2002.
- [29] Graves, R.W. Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered Grid Finite Differences. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091–1106, 1996.
- [30] Hanks, T.C. and H. Kanamori. A Moment Magnitude Scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348–2350, 1979.
- [31] Heaton, T. Evidence for and Implications of Self–Healing Pulses of Slip in Earthquake Rupture. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, 1–20, 1990.
- [32] Joyner, W.B. and D.M. Boore. Methods for Regression Analysis of Strong Motion Data. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 83, 469–487, 1993.
- [33] Khair, K., G.F. Karakaisis, and E.E. Papadimitriou. Seismic Zonation of the Dead Sea Transform Fault Area. *Annali di Geofisica*, 43, 61–79, 2000.
- [34] Kramer, S.L. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ., 1996.
- [35] Lay, T. and T.C. Wallace, editors. *Modern Global Seismology*, volume 58 of *International Geophysics Series*. Academic Press, 1995.
- [36] Levander, A. Fourth–Order Finite–Difference P–SV Seismograms. *Geophysics*, 53, 1425–1436, 1988.
- [37] Marco, S., M. Hartal, N. Hazan, L. Lev, and M. Stein. Archaeology, History and Geology of the A.D. 749 Earthquake, Dead Sea Transform. *Geology*, 31, 8, 665–668, 2003.

- [38] Migowski, C. *Untersuchungen laminierter holozäner Sedimente aus dem Toten Meer: Rekonstruktion von Paläoklima und -seismizität*. PhD thesis, Geoforschungszentrum Potsdam, Potsdam, 2002.
- [39] Miksat, J. *3D-Finite-Differenzen-Modellierung des Marmarabebens*. Diplomarbeit, Universität Fridericiana, Karlsruhe, 2002.
- [40] Nielsen, S.B. and K.B. Olsen. Constraints on Stress and Friction from Dynamic Rupture Models of the 1994 Northridge, California, Earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2029–2046, 2000.
- [41] Oertel, H. *Strömungsmechanik*. Vieweg Studium und Technik, 1999.
- [42] Olsen, K.B. *Simulation of Three Dimensional Wave Propagation in the Salt Lake Basin*. PhD thesis, University of Utah, Salt Lake City, 1994.
- [43] Olsen, K.B. Site Amplification in the Los Angeles Basin from 3D Modeling of Ground Motion. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 90, S77–S94, 2000.
- [44] Olsen, K.B., R. Madariaga, and R.J. Archuleta. Three Dimensional Dynamic Simulation of the 1992 Landers Earthquake. *Science*, 278, 834–838, 1997.
- [45] Olsen, K.B., R.J. Archuleta, and J.R. Matarese. Three Dimensional Simulation of a Magnitude 7.75 Earthquake on the San Andreas Fault. *Science*, 270, 1628–1632, 1995.
- [46] Peyrat, S., K.B. Olsen, and R. Madariaga. Dynamic Modeling of the 1992 Landers Earthquake. *J. Geophys. Res.*, 106, 26467–26482, 2001.
- [47] Sadigh, K., C.Y. Chang, J.A. Egan, F. Makdisi, and R.R. Youngs. Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on Californian Strong Motion Data. *Seismol. Res. Lett.*, 68, 180–189, 1997.
- [48] Scherbaum, F., J. Schmedes, and F. Cotton. On the Conversion of Source-to-Site Distance Measures for Extended Earthquake Source Models. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 94, 1053–1069, 2004.
- [49] Schmidt-Aursch, M. *Zweidimensionale Modellierung von Wellenausbreitung bei Erdbeben mit Finiten Differenzen*. Diplomarbeit, Universität Fridericiana, Karlsruhe, 1998.
- [50] Searle, S.R. *Linear Models*. Wiley, New York, 1971.
- [51] Shearer, P.M. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, 1999.
- [52] Sieberg, A. *Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeer*. Verlag von Gustav Fischer, Jena, 1932.

- [53] Somerville, P.G., N.F. Smith, R.W. Graves, and N.A. Abrahamson. Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity. *Seismol. Res. Lett.*, 68, 199–222, 1997.
- [54] Virieux, J. SH-Wave-Propagation in Heterogenous Media: Velocity-Stress Finite-Difference Method. *Geophysics*, 49, 1933–1957, 1984.
- [55] Virieux, J. P-SV-Wave-Propagation in Heterogenous Media: Velocity-Stress Finite-Difference Method. *Geophysics*, 51, 889–901, 1986.
- [56] Wells, D.L. and K.J. Coppersmith. New Empirical Relations Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84, 974–1002, 1994.
- [57] Wust-Bloch, G.H. *The Active Dead Sea Rift Fault Zone: A Seismic Wave-Guide*. European Geophysical Society, Stephan Müller Special Publication Series 2, 11–20, 2002.
- [58] Youngs, R.R., S.M. Day, and J.L. Stevens. Near Field Ground Motions on Rock for Large Subduction Earthquakes. *Proceedings, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground Motion Evaluation*, pp.445–462. Geotechnical Special Publication 20, ASCE, New York, 1988.
- [59] Zaslavsky, Y., A. Shapira, N. Perelman, and M. Kalmanovic. Observed and Predicted Acceleration Response Spectra from the February 11, 2004, M=5.1 Dead Sea Earthquake. *ESC XXIX General Assembly Abstracts*, 158–159, 2004.
- [60] Zaslavsky, Y., A. Shapira, and Y. Leonov. Empirical Evaluation of Site Effects by Means of H/V Ratios at the Locations of Strong Motion Accelerometers in Israel. *J. Earthquake Engineering*, 7, 655–677, 2003.

Dank

Herrn Prof. Dr. F. Wenzel möchte ich für die Themenstellung dieser Arbeit und die Übernahme der Hauptreferats danken. Seine zahlreichen wissenschaftlichen Hinweise und Erklärungen haben grundlegend zu meinem Verständnis der Thematik beigetragen.

Herrn Prof. Dr. K. Fuchs sei für die Übernahme des Korreferats gedankt.

Dr. Ellen Gottschämmer und Joachim Miksat möchte ich herzlich für die gute Betreuung dieser Arbeit danken. Sie haben meine Fragen immer mit großer Hingabe beantwortet und mir bei zahlreichen mehr oder weniger großen Problemen entscheidend weitergeholfen. Ohne ihre Hilfe wäre diese Arbeit so nicht möglich gewesen.

Ganz herzlich möchte ich mich auch bei Herrn Dr. R. Hofstetter vom Geophysical Institute of Israel für die Bereitstellung der Strong-Motion Daten bedanken. Bei jeglichen Problemen mit den Daten konnte ich immer eine email an ihn schreiben und bin jedes Mal auf offene Ohren gestoßen. Vielen Dank auch an Dr. Y. Zaslavsky für die Zusammenstellung der geologischen Standorteigenschaften und die 1D-Geschwindigkeitsmodelle sowie an Prof. Dr. Z. Ben-Avraham für seine Anregungen bezüglich des Modells des Tote-Meer-Grabens. Herrn Dr. H.G. Wust-Bloch sei für seine zahlreichen hilfreichen Anregungen gedankt. Vielen Dank auch an Dr. K.-P. Bonjer und R. Plokarz für ihre freundliche Hilfe bei einigen Problemen mit den K2-Daten und an Dr. O. Heidbach für die Karte der historischen Seismizität in der Region des Toten Meeres. Maren Böse möchte ich für die zahlreichen konstruktiven Diskussionen danken.

Ein großer Dank gilt auch Anne Jüngert. Ihre Gesellschaft im Büro hat die Arbeit deutlich leichter von der Hand gehen lassen und unsere Diskussionen über unsere Diplomarbeiten haben stark zu meinem Verständnis der FD-Modellierung beigetragen. An dieser Stelle möchte ich mich auch bei all denjenigen am Institut bedanken, die auf direkte oder indirekte Weise zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen haben.

Ganz besonders möchte ich schließlich noch meinen Eltern und meiner Oma danken, dass sie mich während meiner gesamten Studienzeit immer bedingungslos unterstützt haben.

Die FD–Modellierungen wurden auf der institutseigenen SGI Origin 3200 durchgeführt. Die Verarbeitung der Daten erfolgte hauptsächlich mit dem Programm Matlab, eigenen Programmen (in Fortran 90 geschrieben) und dem Graphikpaket GMT. Diese Arbeit wurde mit dem Formatierungsprogramm L^AT_EX 2 ϵ verfasst.

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt habe.

Adrien Oth

Karlsruhe, den 29. November 2004

