

GFZ

Helmholtz-Zentrum
P O T S D A M

HELMHOLTZ-ZENTRUM POTSDAM

**DEUTSCHES
GEOFORSCHUNGSZENTRUM**

G. Grünthal, Ch. Bosse, D. Stromeyer

Die neue Generation der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung der Bundesrepublik Deutschland

Version 2007 mit Anwendung für die
Erdbeben-Lastfälle der DIN 19700:2004-07
„Stauanlagen“

Scientific Technical Report STR09/07

IMPRESSUM

HELMHOLTZ-ZENTRUM POTSDAM

**DEUTSCHES
GEOFORSCHUNGSZENTRUM**

Telegrafenberg
D-14473 Potsdam

Gedruckt in Potsdam
September 2009

ISSN 1610-0956

Die vorliegende Arbeit
in der Schriftenreihe
Scientific Technical Report (STR) des GFZ
ist in elektronischer Form erhältlich unter
www.gfz-potsdam.de
Neuestes - Neue Publikationen des GFZ

G. Grünthal, Ch. Bosse, D. Stromeyer

Die neue Generation der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung der Bundesrepublik Deutschland

Version 2007 mit Anwendung für die
Erdbeben-Lastfälle der DIN 19700:2004-07
„Stauanlagen“

Scientific Technical Report STR09/07

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	6
1. Vorbemerkung und Aufgabenstellung	7
2. Seismizitätsdaten	9
3. Vorverarbeitung der Seismizitätsdaten	11
3.1 Identifizierung statistisch abhängiger Ereignisse und Declustering	11
3.2 Analyse der Vollständigkeit der katalogisierten Seismizitätsdaten	13
4. Angewandte Methodik und methodische Weiterentwicklungen zur probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse PSHA	16
4.1 Verwendete PSHA-Methodik	16
4.2 Der Parameter ε bei Gefährdungsberechnungen	17
5. Seismotektonischer Rahmen und seismische Quellregionen	19
5.1 Großräumige tektonische Architektur und seismische Großregionen	19
5.2 Tektonisches Regime in den Großregionen	23
5.3 Kleinräumiges seismisches Quellregionenmodell	25
6. Bestimmung der Parameter in den Quellregionen	32
6.1 Magnituden-Häufigkeiten, ihre Unsicherheiten und die Maximalmagnitude	32
6.2 Einfluss von Magnitudenfehlern im Erdbebenkatalog auf die Schätzung der Magnituden-Häufigkeitsparameter a und b	35
6.3 Verteilungsfunktionen maximal erwarteter Magnituden	36
6.4 Herdtiefenverteilungen	41
7. Modelle der Starkbodenbewegung	44
7.1 Modellauswahl	44
7.2 Magnitudenkonversion	45
7.3 Komponenten-Konversion	46
7.4 Anpassung an den Einfluss des tektonischen Regimes	46
7.5 Konversion von Distanz-Metriken	47

8.	Berechnung der seismischen Gefährdung	49
8.1	Logischer Baum pro Quellregion und Berechnungsprozedur	49
8.2	Die berechneten Gefährdungskarten.....	52
8.3	Die berechneten Beschleunigungsantwortspektren.....	63
9.	Interaktive internetbasierte Abfrage der Resultate	67
10.	Danksagung	70
Literatur	71
Anhang A1	79
Anhang A2	80
Anhang A3	81

Zusammenfassung

In diesem Bericht werden die Ergebnisse der neuen Generation probabilistischer seismischer Gefährdungseinschätzungen (PSHA) in der Version von 2007 vorgestellt. Die Parametrisierung der Berechnungsergebnisse erfolgt in Form spektraler Antwort-Beschleunigungen und der Spitzenbodenbeschleunigungen (PGA). Bezüglich ersterer stellen sie eine Neuheit für die Bundesrepublik Deutschland dar, während letztere die PGA-Karten von 1997 ersetzen.

Die Analyse ist die erste, die aleatorische Variabilitäten und epistemische Unsicherheiten in der PSHA für eine deutschlandweite Untersuchung berücksichtigt. Um die epistemischen Unsicherheiten in den seismischen Quellzonen auszuweisen, wurden sieben Modelle entwickelt. Zwei von diesen Modellen beruhen einzig auf der großräumigen tektonischen Architektur und dem tektonischen Regime. Die anderen Modelle, d. h. die der kleinräumigen Quellregionen, berücksichtigen zusätzlich die beobachtete seismische Aktivität und die Einbeziehung neotektonisch aktiver Bruchstörungen.

Für jede Quellregion (eines jeden Modells) werden ihre spezifischen Parameter eingeführt. Ihre epistemischen Unsicherheiten werden wiederum in einem Logischen Baum behandelt. Die erste Verzweigungsebene beschreibt einen Satz von Dämpfungsrelationen der Bodenbeschleunigung unter Berücksichtigung des tektonischen Regimes in jeder Quelle. Auf der Grundlage eines Momentmagnituden-basierten Bebenkatalogs für Mitteleuropa für den Zeitraum 1000 AD-2004 werden die Magnitudenhäufigkeitsparameter (ν - β -Paare und m_{max}) bestimmt. Zur Behandlung der Unsicherheiten in ν und β wurde eine neuartige Vorgehensweise entwickelt, welche drei ν - β -Paare mit ihren Gewichten vorsieht. Zur Quantifizierung der maximal erwarteten Magnituden in jeder Quelle wurde das EPRI-Verfahren (eine Bayes'sche Schätzung) angewandt, welches in einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion von m_{max} mündet.

Die PSHA-Resultate werden in Form von Karten der Spektralbodenbeschleunigungen für die mittleren Wiederholungsperioden von 100, 500, 1000 und 2500 Jahren dargestellt, welche in der DIN 19700:2004-07 gefordert werden. Die Berechnungen erfolgten für den Frequenzbereich 0,5-50 Hz. Dies ermöglicht die Darstellung gefährdungskonsistenter Antwortspektren (UHS) für jeden Punkt im Untersuchungsgebiet. PGA-Karten wurden berechnet, um Normspektren für einen direkten Vergleich mit den UHS „einzuhängen“.

In einer interaktiven internetbasierten Abfragefunktion können nicht nur Gefährdungskarten in verschiedener Parametrisierung visualisiert werden, sondern auch die UHS für beliebige Punkte sowie für alle Ortschaften innerhalb Deutschlands. Die Spezifizierung des geologischen Untergrundtyps erfolgt entweder automatisch seitens des Systems bzw. kann gewählt werden. Entsprechend der Kenntnis seitens der Autoren stellt eine solche Funktionalität zur Bereitstellung der UHS eine weltweite Neuheit dar.

Abstract

The results of a new generation of probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) for Germany are presented in this report. It summarizes the 2007 PSHA version. The parameterization of the PSHA in this study is in terms of spectral response accelerations and peak ground accelerations (PGA). With respect to the former it presents a novelty for Germany, while the latter replaces PGA maps of the 1997 PSHA version.

This study is the first to systematically consider aleatoric variability and epistemic uncertainty in the PSHA for a countrywide approach. To account for the epistemic uncertainty in the seismic source zone model a set of seven models was developed. Two of these source zone models rely basically on the large scale tectonic architecture and the tectonic regime. The other models, representing small scale seismic source zones, consider additionally the observed seismic activity and implications on neotectonic active faults.

For each source zone of each model its specific parameters were introduced. The epistemic uncertainties in these parameters are handled in a source specific logic tree. Its first level of branches contains a set of ground motion prediction equations considering the tectonic regime in each source zone. Based on an updated earthquake catalogue for Central Europe in terms of moment-magnitudes, covering the period 1000 AD-2004, sets of magnitude recurrence parameters (ν - β pairs and m_{max}) were developed. To consider the uncertainties in ν and β we introduce a novel approach resulting in three ν - β pairs with their relative weights. For quantifying the maximum expected magnitudes in each source zone we apply the Bayesian based EPRI-approach resulting in a probability density function of m_{max} .

We present the PSHA results in terms of maps of spectral accelerations for mean return periods of 100, 500, 1000, and 2500 years, required in the DIN 19700:2004-07. The hazard calculations were performed for the frequency range of 0.5-50 Hz. This enables the construction of uniform hazard spectra (UHS) for each point within the study area. PGA maps were computed to perform the anchoring of design spectra for a direct comparison with the UHS.

We developed an interactive internet based feature where not only the hazard maps in different parameterization and hazard levels can be visualized, but also the UHS for each point within Germany (according to inserted geographical coordinates), or for each locality as well for the mentioned four hazard levels. The specification of the type of geological soil conditions is either automatically provided by the system or can be chosen. According to the knowledge of the authors such a functionality for providing UHS is a worldwide novelty.

1. Vorbemerkung und Aufgabenstellung

Probabilistische Methoden zur Einschätzung der Erdbebengefährdung bilden die seit Jahrzehnten dominierende Berechnungsgrundlage zur Bereitstellung der seismischen Lastannahmen für den erdbebengerechten Konstruktionsentwurf von baulichen Anlagen. Auslegungsrelevant sind die berechneten Bodenbewegungsparameter für ein gegebenes Gefährdungsniveau. Flächenmäßige seismische Zonierungen wurden in der Vergangenheit i. d. R. in Form von effektiven oder Spitzenbeschleunigungswerten (PGA – Peak Ground Acceleration) bereitgestellt. Eine den praktischen Bedürfnissen besser angepasste Darstellungsform erfolgt heutzutage eher als gefährdungskonsistente Beschleunigungsantwortspektren (UHS – Uniform Hazard Spectra) für beliebige Orte im Untersuchungsgebiet oder aber als Karten für ausgewählte Spektralampplituden (z. B für 5 Hz).

Die Berechnung der seismischen Gefährdung gründet sich in erster Linie auf die beobachtete Beben­tätigkeit anhand instrumenteller Registrierungen sowie parametrisierter Informationen zu Beben­effekten aus der frühen instrumentellen und vorinstrumentellen Ära. Prähistorische paläoseismologische Daten können darüber hinaus für die Abschätzung maximaler erwarteter Magnituden Verwendung finden. Weitere wichtige Eingangsgrößen bilden empirische Modelle zur Amplitudenabnahme der spektralen Starkbebenbewegungsparameter, wie die spektrale Bodenbeschleunigung (SA – Spectral Acceleration), tektonische Modelle zum Generierungspotential von Beben an tektonischen Strukturen sowie statistische Modelle zum Auftreten von Beben verschiedener Magnituden. Die vorliegenden Untersuchungen beschränken sich auf stationäre, zeitunabhängige Prozesse. Es besteht Konsens darüber, dass probabilistische seismische Gefährdungsanalysen (PSHA – Probabilistic Seismic Hazard Assessment) Aktualisierungen erfordern, wenn neue Daten, neue Modelle sowie verbesserte wissenschaftliche Sichtweisen zur Methodologie der PSHA zur Verfügung stehen.

Eine Aktualisierung der PSHA ist für die Bundesrepublik Deutschland in der Tat überfällig. Die einzige bisher vorliegende Berechnung der Erdbebengefährdung für instrumentelle Bodenbewegungsparameter auf nationaler Basis erfolgte vor mehr als 10 Jahren (Grünthal 1997), welche später im Rahmen von GSHAP, dem Global Seismic Hazard Assessment Program, veröffentlicht wurde (Grünthal et al. 1999). Die bisher einzigen probabilistischen Einschätzungen der Erdbebengefährdung mit Relevanz für eine seismische Zonierung sind die intensitätsbasierten Berechnungen von Grünthal & Bosse (1996) und Grünthal et al. (1998). Sie bilden die seismologische Grundlage für die DIN 4149:2005-04 (Grünthal 2005). Letztere verwendet im Vergleich zur Arbeit von 1996 ein verbessertes Quellregionenmodell, welches jedoch zu

keiner visuell sichtbaren Änderung des Verlaufs der kartenmäßigen Intensitätskonturen führte.

Seit der Veröffentlichung dieser früheren Erdbebengefährdungseinschätzungen erfolgten zahlreiche Innovationen bezüglich der Daten, der Modelle und der Methodik der PSHA. So wurden die Seismizitätsdaten als grenzüberschreitend harmonisierter Bebenkatalog zusammengestellt, welcher in Form der physikalisch begründeten Momentmagnitude M_w parametrisiert ist (Grünthal & Wahlström 2003). Dieser Katalog erfuhr jüngst eine Überarbeitung, Aktualisierung und zeitliche Erweiterung (Grünthal et al. 2009a). Für diesen neuen Datensatz konnte eine beträchtliche Zahl von Beben als nicht stattgefundenen tektonische Ereignisse identifiziert werden. In einigen Teilen erreicht der Anteil dieser Scheinbeben 50-60% gegenüber dem deutschen Bebenkatalog (Leydecker 1986, 1996). Diese nicht stattgefundenen Beben wurden in den genannten Katalogen i. d. R. als Schadenbeben geführt. Ein derart hoher Anteil an Falschbeben hat selbstverständlich Konsequenzen für die Ergebnisse der PSHA.

Zahlreiche Innovationen in der Methodologie der PSHA sind seit den letzten Berechnungen von vor ca. 12 Jahren eingeführt worden. Darüber hinaus hat ein PSHA-Projekt für Kernkraftwerksstandorte in der Schweiz (PEGASOS – Abrahamson et al. 2002) neue Standards für gesetzt. Ein Schlüsselement von seismischen Gefährdungsanalysen, sowohl probabilistischer als auch deterministischer Art, besteht in der direkten Einbeziehung der Daten- und Modellunsicherheiten (Bommer et al. 2005a). Moderne PSHA berücksichtigen die Unsicherheiten aller Eingabegrößen und weisen die Resultate konsequenterweise in Form der Fehlerfraktile für die Wahrscheinlichkeiten des Überschreitens verschiedener Bodenbewegungsparameter aus. Bei der Behandlung von Unsicherheiten ist eine Unterscheidung von aleatorischen Variabilitäten und epistemischen Modellunsicherheiten vorzunehmen (vgl. Budnitz et al. 1997, Toro et al. 1997, Wen et al. 2003). Die aleatorische Variabilität beschreibt die intrinsische Zufälligkeit, z. B. von gemessenen Bodenbewegungsamplituden und kann nicht durch zusätzliche bzw. genauere Messungen verkleinert werden. Im Gegensatz hierzu ist die epistemische Unsicherheit des Resultat unvollständigen oder fehlenden Wissens und kann durch zusätzliche Beobachtungen, bessere Modelle oder wissenschaftliche Erkenntnisse reduziert werden. Während epistemische Unsicherheiten in PSHA durch verschiedene Zweige von logischen Bäumen zu behandeln sind, ist über aleatorische Variabilitäten zu integrieren.

Während die Parametrisierung der PSHA für Normenwerke in früherer Zeit in Form von makroseismischen Intensitäten erfolgte, später mit der effektiven oder Spitzenbodenbeschleunigung PGA als dominierendem Parameter, werden inzwischen zunehmend und auch in dieser Arbeit spektrale Beschleunigungsamplituden dargestellt. Diese neuen Parametrisierungen gestatten es, für jeden Punkt im Unter-

suchungsgebiet die gefährdungskonsistenten Antwortspektren für verschiedene Gefährdungsniveaus anzugeben. Nachdem Grünthal et al. (2006) die Neueinschätzung der Erdbebengefährdung der Bundesrepublik Deutschland vorstellten, wurde im selben Jahr angeregt, diese Ergebnisse für das Regelwerk der DIN 19700:2004-07¹ zur Sicherheit von Stauanlagen und Rückhaltebecken zu nutzen. Die hier wiedergegebenen Gefährdungskarten und Antwortspektren repräsentieren den Stand der Arbeiten von November 2007 und sind gemäß der geforderten Erdbeben-Lastfälle in der DIN 19700:2004 für die mittleren Wiederholungsperioden von 100, 500, 1000 und 2500 Jahren bereitgestellt worden (Grünthal 2008). Seit November 2007 sind diese Daten online verfügbar (<http://www.gfz-potsdam.de/DIN19700>).

2. Seismizitätsdaten

Die wichtigste Eingangsgröße für PSHA verkörpern die Seismizitätsdaten. Die Seismizität ist Ausdruck andauernder tektonischer Prozesse. Das Untersuchungsgebiet ist Teil der stabilen NW-europäischen kontinentalen Lithosphärenplatte. Diese weist eine moderate seismische Aktivität auf, die bestimmten tektonischen Elementen zugeordnet werden kann. In Europa nördlich des alpidischen Gürtels ist die Seismizität innerhalb Deutschlands am größten (Abb. 1). Die Region, die durch die Abb. 1 abgedeckt ist, bezeichnet das Untersuchungsgebiet, welches zum Verständnis der tektonischen Prozesse in Bezug auf die Seismizität sowie zur Berechnung der seismischen Gefährdung für Deutschland (unserem Zielgebiet) zu berücksichtigen ist.

Nationale Bebenkataloge decken i. d. R. ein zu eng begrenztes Gebiet ab, um nationale Bebengefährdungsanalysen vornehmen zu können. Dies trifft insbesondere dann zu, wenn, wie im Falle von Deutschland, das Zielgebiet der PSHA von relativ starken aber entfernten Bebenherdzone beeinflusst wird. Daher gründet sich die vorliegende Analyse auf den harmonisierten Momentmagnituden-basierten Bebenkatalog von Grünthal & Wahlström (2003) für Mittel-, NW- und N-Europa, welcher um die Zeiträume von 1994 bis 2004 und von 1000 AD bis 1300 erweitert wurde. Desweiteren wurden methodische Innovationen bezüglich der Erstellung grenzüberschreitend harmonisierter M_w und aktualisierte Versionen nationaler Kataloge eingeführt. Diese Bearbeitungsschritte sind im Detail von Grünthal et al. (2009a) für den Bebenkatalog CENEC beschrieben.

¹ DIN 19700:2004-07 als Zitat umfasst hier die DIN 19700-10:2004-7, DIN 19700-11:2004-07 und DIN 19700-12:2004-07.

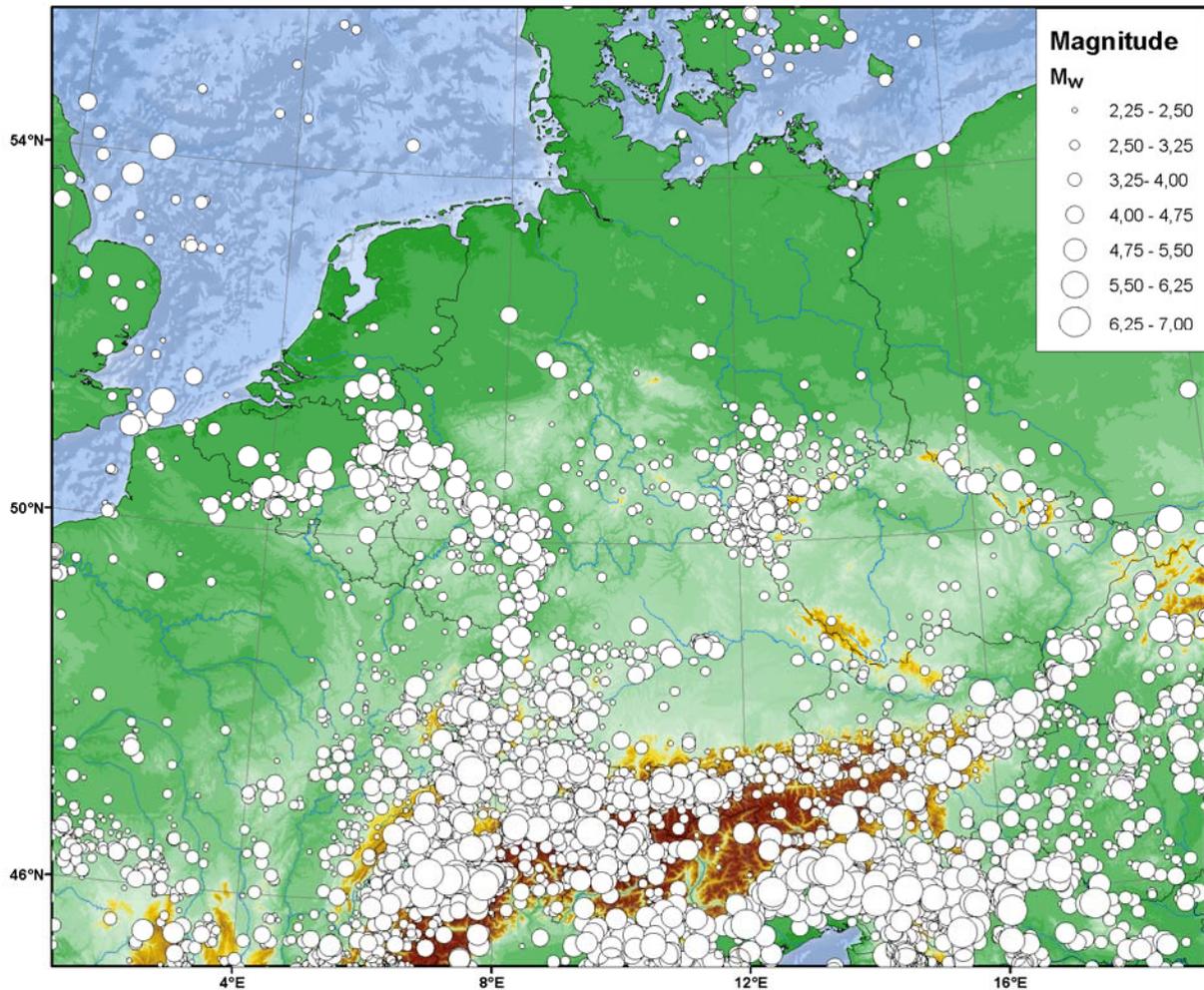


Abbildung 1. Beobachtete Seismizität im Untersuchungsgebiet.

Die Grundlage des harmonisierten Bebenkatalogs sind die jeweils letzten Versionen nationaler Datenquellen inklusive spezielle Untersuchungen zu einzelnen Beben oder Serien von Beben. In einzelnen Fällen konnten völlig neue nationale Kataloge bzw. Datenfiles im Vergleich zum Katalog von 2003 genutzt werden. Dies betraf u. a. den neuen schweizerischen Bebenkatalog ECOS (Fäh *et al.* 2003) sowie die französischen Kataloge SisFrance in der Version von 2007 (BRGM-EDF-IRSN 2007) ergänzt ab 1962 durch den LDG-Datensatz (LDG 2005).

In einer Analyse zum erreichten Grad der Harmonisierung der M_w -Daten in unserem Katalog (Grünthal *et al.* 2009b) konnte gezeigt werden, dass diese zwischen den nationalen Katalogteilen in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle als sehr gut zu bezeichnen ist. Problematischer sind einzig nationale Kataloge, deren Daten bereits in M_w überführt und damit von uns übernommen wurden. So weist z. B. der neue Schweizer Katalog ECOS02 (Fäh *et al.* 2003) systematisch zu hohe M_w auf. Hierdurch kann es zu einer gewissen Überschätzung der Bebengefährdung kommen.

Ein wichtiger Punkt bei der Überarbeitung der Seismizitätsdaten betraf die systematische Reinterpretation historischer Beben. Diese Untersuchungen hatten signifikante Änderungen in der Seismizität einzelner Teile unseres Untersuchungsgebietes bezogen auf die bis dato verwendeten Kataloge von *Leydecker* (1986, 1996) zur Folge. Zwei Beispiele machen dies deutlich. So erwiesen sich für die Seismizitätszone zwischen Altmühl und der Donau im Gebiet von Nördlingen bis Regensburg sieben der bisher katalogisierten Schadenbeben ($I_0 \geq 6$) seit 1050 AD als Scheinbeben (*Grünthal & Fischer* 2001, *Grünthal* 2004). Dies ergibt eine Scheinbebenrate von 58%. Auch das Gebiet von Basel wies 43% vermeintliche Schadenbeben ($I_0 \geq 6 - 7$) auf – mit sogar 57% Falschbeben für Ereignisse mit $I_0 \geq 6$. Diese Änderungen bezüglich Basel beziehen sich auf den Vergleich des neuen schweizerischen Bebenkatalogs ECOS (*Fäh et al.* 2003) mit *Leydecker* (1986). Es ist offensichtlich, dass solche drastischen Änderungen in der Seismizität ihren Niederschlag in PSHA finden.

Die flächenmäßige Verteilung der Epizentren der Beben in Deutschland samt Umgebung (Abb. 1) zeigt eine deutlich ausgeprägte seismische Aktivität des känozoischen Riftsystems des Oberrhein-Grabens mit der Niederrheinischen Bucht. Die höchste Seismizitätsrate innerhalb Deutschlands weist während der letzten 100 Jahre das Gebiet der Hohenzollernalb auf, wo die Seismizität mit dem sogenannten Mittel-europäischen Beben am 16. November 1911 (Lokalmagnitude $M_L = 6,1$; $M_w = 5,7$) einsetzte. Ein separates Seismizitätscluster stellt die saxothuringische seismische Provinz dar. Der Alpenraum mit der östlichen Fortsetzung in den westlichen Karpaten und in südöstlicher Richtung in den Dinariden weist eine deutlich höhere Aktivität auf als das nördliche Vorland. Auch das Gebiet nördlich der Donau und südlich der Altmühl zeigt innerhalb der süddeutschen Großscholle eine erhöhte Beben-tätigkeit. Das Norddeutsch-Polnische Becken besitzt im Untersuchungsgebiet die geringste Seismizität. Dennoch darf keine Region als aseismisch angesehen werden. Die Beben in den Jahren 2000 nahe Schwerin und 2001 südwestlich von Rostock mit $M_w = 3,1$ und $M_w = 3,4$ (*Grünthal et al.* 2007) haben dies eindrucksvoll bestätigt.

3. Vorverarbeitung der Seismizitätsdaten

3.1 Identifizierung statistisch abhängiger Ereignisse und Declustering

Die in dieser Arbeit verwendete zeitunabhängige probabilistische Gefährdungsabschätzung nach *Cornell* (1968, 1971) und *McGuire* (1976) geht von einer stationären zeitlich Poisson-verteilten Erdbebenaktivität aus. Dabei werden die einzelnen Erdbeben als statistisch unabhängig voneinander betrachtet. Für die korrekte

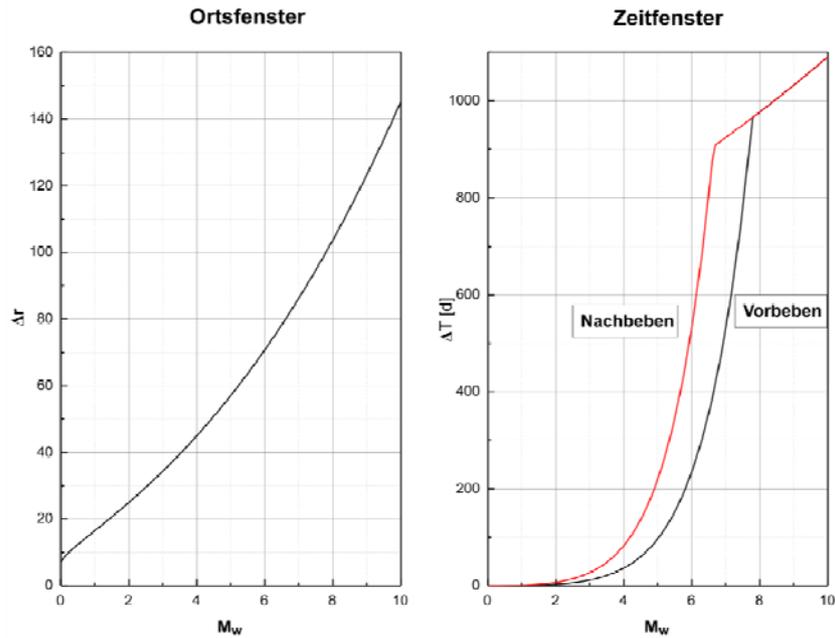


Abbildung 2. Orts- und Zeitfenster zur Erkennung der statistisch abhängigen Ereignisse modifiziert nach Grünthal (1985) sowie bezüglich des Zeitfensters für $M_w > 6,5$ nach Gardener & Knopoff (1974).

Berechnung der Eingangsparameter der PSHA dürfen daher nur statistisch unabhängige Beben verwendet werden. Die abhängigen Ereignisse sind die Vor- sowie Nachbeben zu ihren jeweiligen Hauptstößen.

Die Identifizierung der statistisch abhängigen Beben (Declustering) erfolgt durch Anwendung magnitudenabhängiger Orts- und Zeitfenster nach Grünthal (1985), die für mitteleuropäische Daten ermittelt wurden. Für Magnituden ab $M_w \approx 7,8$ für Vorbeben und $M_w \approx 6,6$ für Nachbeben folgen die Fensterfunktionen einer Relation nach Gardener & Knopoff (1974). Abb. 2 zeigt die verwendeten Orts- und Zeitfenster in Abhängigkeit von der Momentmagnitude M_w .

Neben dem hier genutzten Verfahren existieren weitere Decluster-Algorithmen von Gardener & Knopoff (1974), Reasenber (1985), Uhrhammer (1986) und Youngs et al. (1987). Diese Methoden einschließlich der von Grünthal (1985) wurden im Rahmen des PEGASOS-Projektes (Abrahamson et al. 2002) und für die Neuberechnung der Erdbebengefährdung der Schweiz (Giardini et al. 2004) getestet. Die Entscheidung fiel bei beiden Projekten auf die Anwendung des Verfahrens nach Grünthal (1985), weil einzig bei diesem die Beben, die manuell als Vor- und Nachbeben in Bebenserien aus jüngerer Zeit identifiziert wurden, sämtliche als solche erkannt und herausgefiltert wurden (Deichmann 2002; pers. Mitteilung).

Nach Anwendung der Fenster-Routinen wurden die Daten einem χ^2 -Test (Taubenheim 1969) auf Gültigkeit der Poisson-Verteilung für das Signifikanzniveau von 0,1% unterzogen. Diese Tests erfolgten für verschiedene Zeitintervalle. Der Effekt der Declusterungsprozedur ist in Abb. 3 für die Beben innerhalb Deutschlands

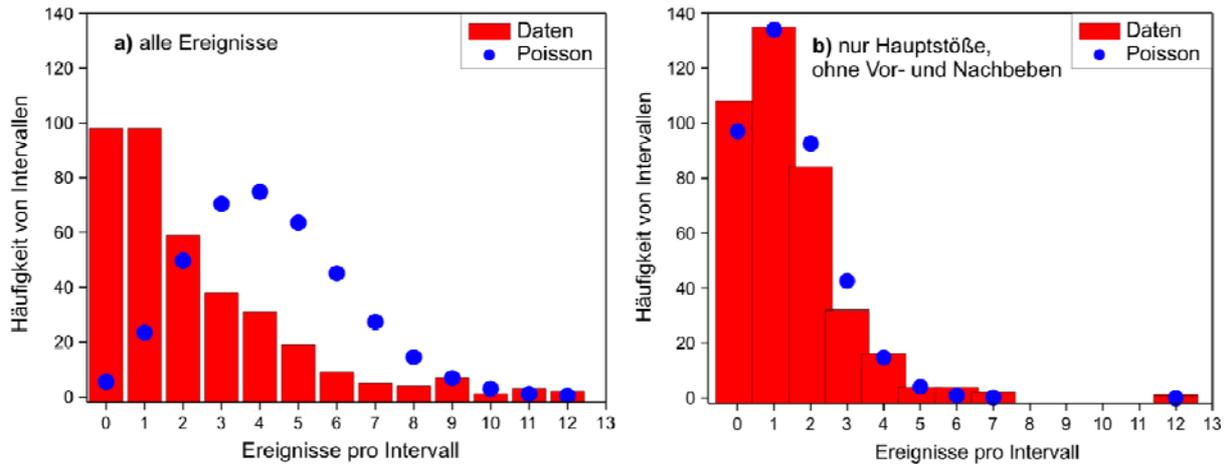


Abbildung 3. Test der Poisson-Verteiltheit von Beben in Deutschlands mit $M_w \geq 2,5$ innerhalb von 100-Tage-Intervallen. Säulen – beobachtete Häufigkeiten. Punkte – berechnete kalibrierte Werte gemäß Poisson-Verteilung. a) vor dem Declustern. b) nach dem Declustern.

für die jeweils zeitlich vollständigen Katalogteile dargestellt. Die Darstellung bezieht sich auf die Häufigkeit von Ereignissen innerhalb von 100-Tage-Intervallen. Die Anzahl von Zeitintervallen, die eine bestimmte Anzahl von Ereignissen enthalten (Säulen), werden verglichen mit den kalibrierten Werten entsprechend der Poisson-Verteilung (Punkte). Die starke Abweichung von der Poisson-Verteiltheit vor dem Declustern und die nahezu perfekte Übereinstimmung mit der Poisson-Verteilung nach dem Declustern wird deutlich.

3.2 Analyse der Vollständigkeit der katalogisierten Seismizitätsdaten

Eine entscheidende Grundlage für zuverlässige statistische Aussagen zur Bebenhäufigkeit setzt eine hinreichende Vollständigkeit der katalogisierten Beben Daten innerhalb bestimmter Zeitintervalle voraus. Die Vollständigkeit der Daten ist nicht nur stark abhängig von der Magnitude, sondern kann beträchtlich von Gebiet zu Gebiet variieren. Hier kommt das Verfahren zur Bestimmung der zeitlichen Vollständigkeit zur Anwendung, das bereits in Grünthal et al. (1998) beschrieben und illustriert ist. Es basiert auf der Annahme, dass die mittlere Erdbebenaktivität innerhalb größerer Gebiete zeitlich konstant ist. Somit stellt sich das Fehlen von Erdbeben als scheinbare Verringerung der Aktivität, verglichen mit einem Zeitraum, in dem nahezu alle Ereignisse erfasst sind, dar. Es wird vorausgesetzt, dass jüngere Katalogteile mindestens so vollständig sind wie ältere, und dass größere Magnitudenklassen im gleichen Zeitraum mindestens so vollständig sind wie kleinere. Für den jüngsten Teil des Katalogs wird angenommen, dass er vollständig ist.

Um der regionenbezogenen Variation der Vollständigkeit Rechnung zu tragen, wurde das Untersuchungsgebiet in sich teilweise überlappende Teilgebiete (Polygonzüge) aufgeteilt (Abb. 4), für die separat die Vollständigkeitsanalyse vorgenommen wurde. Die unterschiedlichen Vollständigkeitsanalysen hängen einerseits stark von kulturhistorischen Aspekten ab, was sich i. d. R. in Form nationaler Spezifika der Verfügbarkeit bzw. der Katalogisierung von Quelldaten niederschlägt. Daher umfassen die Polygonzüge zum einen einzelne nationale Kataloggebiete oder aber Teile davon bzw. zusammengefasste Regionen (wie z. B. für S-Skandinavien), wenn entsprechende Kataloge dies präjudizieren oder bestimmte Nationalterritorien zu klein sind bzw. eine zu kleine Seismizität aufweisen (wie z. B. für die Benelux-Länder). Zum anderen können innerhalb von großflächigeren Ländern Gebiete ausgewiesen werden, die Spezifika in ihrer Datenvollständigkeit aufweisen. Für Deutschland ist dies für die saxothuringische Provinz der Fall bzw. das von Grünthal (1988) bearbeitete Kataloggebiet (49,6°-54,8°N; 9,5°-15,5°E), wo günstigere Voraussetzungen für die Existenz frühdeutscher Quellen bestehen. Andererseits wurde in den später neuen Bundesländern die Katalogisierung nach anderen Gesichtspunkten vorgenommen (Grünthal 1988) als in den alten Bundesländern (Leydecker 1986). So reichte die Datenvollständigkeit für

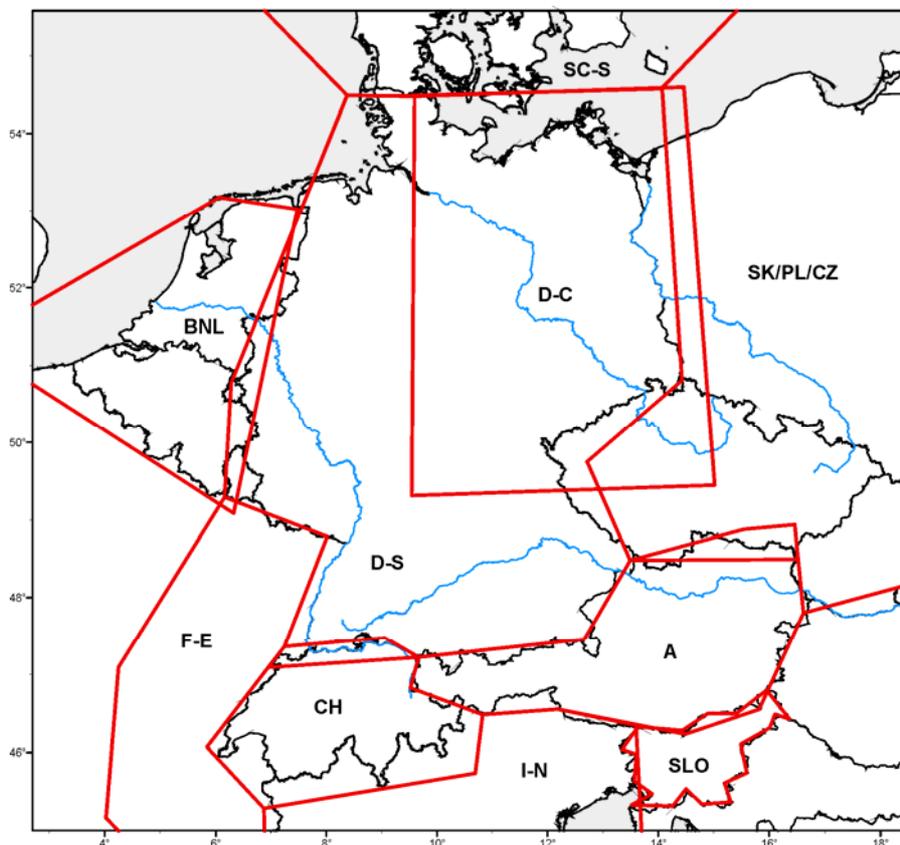


Abbildung 4. Teilgebiete für die Untersuchung der Vollständigkeit der katalogisierten Seismizitätsdaten. Bezüglich der Benennung der Teilgebiete, die hier mit ihren Abkürzungen dargestellt sind, vgl. Text bzw. Tabelle 1. Die Gebiet SC-S und SK/PL/CZ setzen sich weiter nach Norden bzw. Osten fort.

den mitteldeutschen Raum weiter in die Historie zurück. In dem 1991 vereinigten Bebenkatalog Deutschlands stammen bis dato mehr als 80% der Einträge aus den neuen Ländern, d. h. es wurden dort in stärkerem Maße auch kleinere Beben erfasst.

Insgesamt sind für die PSHA dieser Untersuchung zehn Vollständigkeitsgebiete heranzuziehen. Diese umfassen, alphabetisch nach ihren Kürzeln gelistet, A – Österreich, BNL – Benelux-Staaten, D-C – Mitteldeutschland, D-S – Deutschland (West- und Südteil), CH – Schweiz, F-E – Teile NE-Frankreichs, I – Norditalien, SC-S – Südschweden, SK/PL/CZ – Slowakei, Polen, Tschechien und SLO – Slowenien. Innerhalb jedes der genannten Teilgebiete lässt sich durch Auftragen der kumulativen Bebenzahl über der Zeit die Aktivität (Beben pro Zeiteinheit) als Anstieg darstellen. Somit ergibt sich der ungefähre Beginn des Vollständigkeitszeitraumes einer Magnitudenklasse als der Zeitpunkt, ab dem der mittlere Anstieg der Treppenkurve bis zum Ende des Katalogs - unter Berücksichtigung des zufälligen Charakters des Auftretens von Erdbeben - konstant bleibt. In Tabelle 1 sind die ermittelten ungefähren Vollständigkeitszeiten für die einzelnen Magnitudenklassen für jedes Teilgebiet angegeben.

Tabelle 1. Zeiträume, für die eine hinreichende Vollständigkeit für einzelne Magnitudenklassen in den Teilregionen des Untersuchungsgebietes anzunehmen ist.

Gebiet	Momentmagnitude M_w									
	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0
A	1895	1895	1895	1825	1800	1800	1550	1200		
BNL	1980	1975	1925	1870	1450	1350	1300	1300		
D-C	1880	1875	1780	1675	1500	1300				
D-S	1965	1870	1825	1770	1725	1625	1600	1250		
CH	1970	1880	1880	1860	1825	1770	1650	1575	1250	1250
F-E	1962	1960	1925	1925	1875	1800	1600			
I-N						1870	1860	1450	1100	
SC-S	1970	1970	1970	1880	1870	1550	1500			
SK/PL/CZ	1850	1850	1850	1850	1800	1780	1400	1400		
SLO	1900	1900	1900	1810	1810	1810	560			

4. Angewandte Methodik und methodische Weiterentwicklungen zur probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse PSHA

4.1 Verwendete PSHA-Methodik

Die probabilistische seismische Gefährdungsabschätzung, die in dieser Arbeit verwendet wird, fußt auf der Methodik nach *Cornell* (1968, 1971) und *McGuire* (1976). Hierzu wird das Untersuchungsgebiet in Quellregionen aufgeteilt. Für jede Quelle wird eine Gleichverteilung der Seismizität in Fläche und Zeit (jedoch nicht in der Tiefe) angenommen. Die Wahrscheinlichkeit, dass der Bodenbewegungsparameter A (z. B. PGA) aufgrund eines in der Quelle Q stattfindenden Bebens am Untersuchungsort den Wert a erreicht oder überschreitet, kann wie folgt berechnet werden:

$$P[A \geq a] = \int_V \int_{m_{min}}^{m_{max}} P[A \geq a | m, \vec{r}] f_M(m) f_{\vec{R}}(\vec{r}) dm d\vec{r} \quad (1)$$

$P[A \geq a | m, \vec{r}]$ ist die Wahrscheinlichkeit des Erreichens oder Überschreitens von a unter der Bedingung, dass das Beben die Magnitude m hat und \vec{r} der Vektor zwischen Beben und Untersuchungsort ist. $f_M(m)$ ist die Wahrscheinlichkeitsdichte der Magnitudenverteilung und $f_{\vec{R}}(\vec{r})$ die des Abstandsvektors zwischen Beben und Untersuchungsort. Hier wird vorausgesetzt, dass m und \vec{r} innerhalb der Quelle Q voneinander unabhängig sind. Anderenfalls wäre $f_M(m)$ durch $f_M(m | \vec{r})$ zu ersetzen.

Für die isotrope Dämpfung wird mit der Herdtiefe h der Ausdruck $P[A \geq a | m, \vec{r}]$ zu $P[A \geq a | m, h, r]$ und mit der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichte $f_H(r|h)$ der Herdtiefe $f_{\vec{R}}(\vec{r})d\vec{r}$ zu $f_R(r|h) f_H(h) dr dh$:

$$\int_{h_{min}}^{h_{max}} \int_0^{r_{max}} \int_{m_{min}}^{m_{max}} P[A \geq a | m, r, h] f_\mu(m) f_R(r|h) f_H(h) dm dr dh \quad (2)$$

Abschließend wird das tektonische Regime (tr) sowie dessen Verteilung $F_{TR}(tr)$ eingeführt. Es ergibt sich:

$$\begin{aligned} P[A \geq a | m, \vec{r}] &= \int_{TR} P[A \geq a | m, \vec{r}, tr] dF_{TR}(tr) \\ &= \sum_{tr \in \{N,S,T\}} P[A \geq a | m, \vec{r}, tr] P(tr) \end{aligned} \quad (3)$$

wobei tr die Werte N (Abschiebungsbewegungen: **n**ormal **f**aulting), S (Seitenverschiebungen: **s**trike-slip **f**aulting) und T (Aufschiebungen: **t**hrust **f**aulting) mit der Wahrscheinlichkeit $P(tr)$ annimmt.

4.2 Der Parameter ε bei Gefährdungsberechnungen

Es ist heutzutage üblich geworden, die Unsicherheit ε in der Dämpfungsrelation als separates Integral in Gleichung (1) anzugeben. Mit dieser Darstellungsform wird zweifelsohne der herausragenden Bedeutung von ε bei Gefährdungsaussagen zu sehr kleinen Eintreffenswahrscheinlichkeiten Rechnung getragen. Eine Notwendigkeit für die Form der Darstellung existiert allerdings nicht.

In Gleichung (1) ist in der bedingten Wahrscheinlichkeit

$$P[A \geq a | m, \vec{r}] = \int_a^{\infty} f_A(\tilde{a} | m, \vec{r}) d\tilde{a} \quad (4)$$

die Unsicherheit (Variabilität) ε der Dämpfungsrelation naturgemäß berücksichtigt. Hierbei bezeichnet $f_A(\tilde{a} | m, \vec{r})$ die Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung von $P[a \geq a | m, \vec{r}]$. Diese Funktion ist häufig eine (abgeschnittene) Lognormalverteilung.

Modelliert man ein Dämpfungsmodell (z. B. für PGA) in der Form

$$\ln(A(m, \vec{r})) = \ln(\bar{a}(m, \vec{r})) + \varepsilon(m, \vec{r}) \quad (5)$$

mit der Wahrscheinlichkeitsvariablen A , dem Median oder irgend einem mittleren Modell \bar{a} und einem Residuum ε , dann ist es seit McGuire (1995) und Abrahamson (2000) üblich geworden, dieses f_A in (4) nicht als Funktion der Bodenbeschleunigung a , sondern als Funktion von ε auszudrücken.

Der formale Hintergrund für die sich eingebürgerte Schreibweise sei hier kurz erläutert. Sei $f_E(\varepsilon | m, \vec{r})$ die entsprechende Wahrscheinlichkeitsdichte für ε , dann wird aus (4)

$$P[A > a | m, \vec{r}] = \int_{-\ln(\bar{a}) - \ln(a)}^{\infty} f_E(\varepsilon | m, \vec{r}) d\varepsilon \quad (6)$$

Abb. 5 macht dies noch einmal deutlich. Der Parameter ε kann als normalverteilt, unabhängig von m und \vec{r} , angenommen werden. Die Verteilung wäre dann

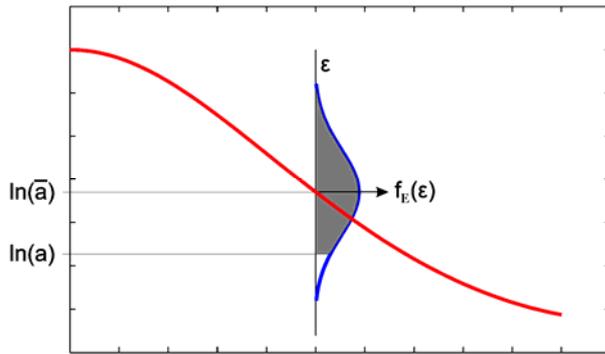


Abbildung 5. $P[A > a | m, \vec{r}]$ ist die graue Fläche unter $f_E(\varepsilon)$. $f_E(\varepsilon)$ kann eine beliebige (auch abgeschnittene) Wahrscheinlichkeitsdichte sein (Gesamtmasse = 1).

$$f_E(\varepsilon) = \phi(0, \sigma^2, \varepsilon) \quad (7)$$

mit dem Mittelwert 0 und der Varianz σ^2 . Bei Normalverteilungen wird gemäß (McGuire 1995) ε auf die Standardabweichung σ normiert. Dann kann mit der Standardnormalverteilung $\phi(0,1, \varepsilon)$ gearbeitet werden. Diese Konvention gilt auch für alle weiteren Ausführungen bezüglich ε in dieser Arbeit. Bei Intensitäten ist $\ln(A)$ durch I und $\ln(a)$ durch i zu ersetzen.

Setzt man nun Gleichung (6) in Gleichung (1) ein, ergibt sich eine Darstellung mit den expliziten Verteilungen:

$$P(A > a) = \int_V \int_{m_{min}}^{m_{max}} \int_{-(\ln(\bar{a}) - \ln(a))}^{\infty} f_E(\varepsilon) f_M(m) f_{\vec{R}}(\vec{r}) d\varepsilon dm d\vec{r} \quad (8)$$

Das gilt natürlich auch, wenn bei einer abgeschnittenen Wahrscheinlichkeitsdichte (Gesamtgewicht = 1) für ε die obere Schranke ∞ durch ε_{max} ersetzt wird. Damit nun aber doch die variable untere Integrationsgrenze durch den „Anfang“ ε_{min} oder etwa auch durch $-\infty$ ersetzt werden kann, bedient man sich der Heaviside-Funktion, $\mathbf{H}(x) = 0$ für $x < 0$, sonst $\mathbf{H}(x) = 1$, und wählt ihr Argument gerade so, dass sie genau an der Integrationsgrenze $-(\ln(\bar{a}) - \ln(a))$ von 0 auf 1 springt. Anstatt diese Funktion in das Integral zu schreiben, wurde folgender Ausdruck eingeführt:

$$P[A > a | m, \vec{r}, \varepsilon] = \mathbf{H}(\ln(\bar{a}(m, \vec{r})) + \varepsilon - \ln(a)) \quad (9)$$

Das ist in der Tat formal eine Wahrscheinlichkeitsfunktion (Werte zwischen 0 und 1), obwohl man unwillkürlich eine Bedeutung ähnlich wie bei $P[A > a | m, \vec{r}]$ vermuten würde. Damit stellt sich Gleichung (8) wie folgt dar:

$$P(A > a) = \int_V \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \int_{\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} P[A > a | m, \vec{r}, \varepsilon] f_E(\varepsilon) f_M(m) f_{\vec{R}}(\vec{r}) d\varepsilon dm d\vec{r} \quad (10)$$

Da es jedoch klar sein sollte, dass in Gleichung (1) mit $P[A > a | m, \vec{r}]$ eine Wahrscheinlichkeit gemeint ist und zu seiner Berechnung auch eine Verteilungsfunktion notwendig ist, trägt eine Schreibweise wie in Gleichung (10) nur bedingt zum besseren Verständnis bei. Für einen Programmierer ist die Darstellung in Gleichung (9) am handlichsten. Gleichung (1) ist zudem mathematisch allgemeiner als die anderen Formeln.

5. Seismotektonischer Rahmen und seismische Quellregionen

5.1 Großräumige tektonische Architektur und seismische Großregionen

Die wesentlichen Elemente, die die Neotektonik und hiermit verbunden die Seismizität steuern, sind die großräumige geologisch/tektonische Architektur der Erdkruste in Verbindung mit dem rezenten krustalen Spannungsfeld. Die grundlegenden globaltektonischen Prozesse, die letztendlich die Seismizität im Untersuchungsgebiet generieren, sind die auf die nordwesteuropäische Krustenplatte wirkende alpidische Kollision sowie die Kräfte, die vom Auseinanderdriften des mittelozeanischen Rückens ausgehen. Die kleinmaßstäblichen rheologischen und Struktureigenschaften des Krustenmaterials bestimmen, ob es zu Beben kommt oder zu aseismischem Fließen.

Die neotektonisch dominierenden Elemente innerhalb der nordwesteuropäischen Platte sind die känozoischen Riftsysteme, deren Entwicklung während des späten Eozän begann. Innerhalb des Untersuchungsgebietes erstreckt sich das känozoische Riftsystem vom Bresse-Graben (BG) im Süden, über die Bresse-Rhein-Übergangzone (BRTZ) (Illies 1981, Price & Cosgrove 1990, Ustaszewski et al. 2005) weiter nach Norden als Oberrhein-Graben (URG). Dieser gabelt sich an seinem nördlichen Ende in die sich NW-SE-wärts erstreckenden Mittelrhein-Zone (MRZ) und die sich rheinisch fortsetzende Hessische Senke (HD). Das Riftsystem setzt sich sodann über die Niederrheinische Bucht (LRE) fort und lässt sich in der Nordsee als Zentral-

sich bis zum Ärmelkanal. Ein weiteres, aber weitaus kleineres Rift ist der Eger-Graben (EG), welcher die NW-Flanke des Böhmisches Massivs (BM) darstellt.

Tabelle 2. Die seismischen Großregionen nach der großräumigen tektonischen Architektur – aufgeschlüsselt nach ihrem Kürzel in der englischen Bezeichnung. Die Kürzel leiten sich aus den jeweiligen englischen Bezeichnungen ab, welche in Klammern ergänzt sind.

AC	Zentrale Alpen	(Alps Central)
AE	Externe Alpen	(Alps, extern)
AI	Interne Alpen	(Alps, intern)
BBS	Baltik-Belarus-Synklise	(Baltic-Belarus Synclise)
BF	Bayrischer Wald	(Bavarian Forest)
BG	Bresse-Graben	(Bresse Graben)
BM	Böhmisches Massiv	(Bohemian Massif)
BRTZ	Bresse-Rhein-Übergangszone	(Bresse-Rhine Transition Zone)
CESZ	Mitteuropäische Senkungszone	(Central European Subsidence Zone)
CG	Zentral-Graben	(Central Graben)
DB	Dogger Bank	(Dogger Bank)
DE	Dänische Bucht	(Danish Embayment)
EA	Östliche Alpen	(Estern Alps)
EEP	Osteuropäische Platte	(East European plate)
EG	Eger-Graben	(Eger Graben)
LBM	London-Brabant-Massiv	(London-Brabant-Massif)
LG	Leine-Graben	(Leine Graben; Hessian Depression)
LRE	Niederrheinische Bucht	(Lower Rhine Embayment)
LST	Niedersächsisches Tektogen	(Lower Saxonian Tectogene)
Lu	Lugikum	(Lugicum)
MMZ	Mur-Mürz-Zone	(Mur-Mürz Zone)
MRZ	Mittelrhein-Zone	(Middle Rhine Zone)
NGPB	Norddeutsch-polnisches Becken	(North German Polish Basin)
PanB	Pannonisches Becken	(Pannonian Bassin)
PB	Pariser Becken	(Paris Basin)
PPAP	Po-Ebene & Apulischer Sporn	(Po Plain & Apulian Promontory)
PT	Polnischer Trog	(Polish Trough)
RoG	Rønne-Graben	(Rønne Graben)
RM	Rheinisches Massiv	(Rhenish Massif)
RU	Rheinischer Schild	(Rhenish Uplift)
SB	Saxonischer Block	(Saxonian Block)
SGB	Süddeutscher Block	(South German Block)
TB	Thüringer Becken	(Thuringian Basin)
TF	Thüringer Wald	(Thuringian Forest)
TTZ	Tornquist-Teisseyre-Zone	(Tornquist-Teisseyre Zone)
URG	Oberrhein-Graben	(Upper Rhine Graben)
Vg	Vogesen	(Vosges)
VLZ	Vogtland-Leipzig-Zone	(Vogtland-Leipzig Zone)
WC	West-Karpaten	(West Carpathians)
ZBST	Zone mit "Buchrücken"-Tektonik	(Zone of Book Shelf Tectonics)

Neben dem känozoischen Riftsystem spielt innerhalb der NW-Europäischen Platte (NWEP) das sich südlich angrenzende alpidische neotektonische Architektur-system eine entscheidende Rolle. Die alpidische Subduktion sowie die anschließende Kollision führten zur strukturellen Entwicklung des alpidischen Systems. Wir differenzieren hier gemäß *Burkhard & Grünthal* (2009) zwischen internen Alpen (AI), zentralen Alpen (AC) und externen Alpen (AE) im westlichen und zentralen Teil der Alpen sowie den östlichen Alpen (EA) mit ihrer Fortsetzung in die westlichen Karpaten (WC). Der nordwärts gerichtete Schub der afrikanischen Platte wirkt hierbei über den apulischen Sporn und die Krustenplatte der Po-Ebene (PPAP) auf die NWEP. Bezüglich einer detaillierten Beschreibung der alpidischen Großregion in den westlichen und zentralen Alpen sei auf *Burkhard & Grünthal* (2009) verwiesen.

Einzelne ausgeprägte Blockstrukturen mit teils flankierenden Pultschollen und Horsten innerhalb der NWEP sind das Resultat der frühen alpidischen Kollision. Zu diesen Blöcken gehören das Böhmisches Massiv (BM) und die Süddeutsche Großscholle (SGB). Als kleinräumigere Pultschollen, Becken oder Horste wären der Bayerische Wald (BE), das Lugikum (LU), der Thüringer Wald (TF), das Thüringer Becken (TB) und das Niederrheinische Tektogen (LST) zu nennen. Die Pultscholle des Erzgebirges setzt sich nach NW als Saxonischer Block (SB) fort, welcher in westlicher Richtung in die Vogtland-Leipzig-Zone (VLZ) übergeht, die sich bezüglich ihrer neotektonischen Charakteristika durch ein Bündel überregionaler Fotolineationen auszeichnet (*Pohl et al.* 2006), welche als Hinweise auf ein in seinem früheren Entwicklungsstadium stehen gebliebenes Rift gedeutet werden können. Norddeutschpolnische sowie südschandinavisches Senkungsstrukturen sind die Mitteleuropäische Senkungszone (CESZ), das Dänische Becken (DE), der Rønne-Graben (RoG), die Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) sowie der Polnische Trog (PT).

Die aus unterschiedlichen geologischen Komplexen zusammengesetzten Großregionen erhielten aus Gründen der besseren Handhabbarkeit einheitliche Bezeichnungen, d. h. die Großregion mit den geologischen Einheiten RoG, TTZ und PT werden übergreifend mit TTZ (unterstrichen in Abb. 6) bezeichnet, die Großregion mit den Einheiten EA, Mur-Mürz-Zone (MMZ) und WC wird übergreifend als EAWC benannt, analog wird aus LST, Leine-Graben (LG), TB und TF die Bezeichnung LSTT und schließlich wird das östlichste Gebiet des Pariser Beckens (PB) und des Rheinischen Massivs inkl. der Ardennen (RM) als RMPB zusammengefasst.

5.2 Tektonisches Regime in den Großregionen

Ein wesentliches Charakteristikum, das die Art und Weise neotektonischer Aktivität genauer beschreibt, ist das tektonische Regime. Wir verwenden diesen Begriff im Sinne des Verhältnisses des Auftretens von den drei prinzipiellen Bruchtypen, d. h. Abschiebungsbewegungen (normal faulting), Seitenverschiebungen (strike-slip faulting) und Aufschiebungen (thrust faulting) an tektonischen Störungen in einem Gebiet. Damit werden zudem den einzelnen Bruchtypen bei bekannter Orientierung der maximalen horizontalen Kompression σ_H -Achse konkrete Streichrichtungen von seismogenen Bruchstörungen zugewiesen (Anderson 1951). So streichen Abschiebungsstörungen bevorzugt 90° zur σ_H -Achse und fallen mit 60° ein, Seitenverschiebungen streichen mit $+ \text{ oder } -45^\circ$ zur σ_H -Achse und fallen vertikal ein, Aufschiebungen mit 90° zur σ_H -Achse bei einem Einfallen von 30° . Das tektonische Regime ist zudem eine der Eigenschaften der Großregionen, die bei ihrer Abgrenzung zu berücksichtigen sind. Das bedeutet, dass sich jede der Großregionen durch ein charakteristisches tektonisches Regime auszeichnet.

Der Spannungsabfall beim Erdbebenbruchprozess unterscheidet sich in Abhängigkeit vom Bruchtyp. Dieses Charakteristikum beeinflusst die magnitudenabhängige Abnahme der Bodenbewegungen. Moderne Relationen zur Beschreibung der Amplitudenabnahme mit der Entfernung berücksichtigen die verschiedenen Bruchtypen in ihren Parametern.

Die Information zum tektonischen Regime, zusammengefasst in der vorliegenden Analyse, wird in folgender Weise für die PSHA genutzt:

- zur Ableitung der Großregionen,
- zur Bestimmung der kleinräumigen seismischen Quellregionen, indem bestimmten Störungsrichtungen Präferenz für die Definition der Quellregionen-Geometrie gegeben wird,
- für die Gefährdungsberechnungen selbst, d. h. dass bestimmte für die Bruchtypen typische Parameter in den unterschiedlichen Starkbodenbewegungsmodellen herangezogen werden.

Informationen zur flächenmäßigen Verteilung des vorherrschenden tektonischen Regimes für den SW-Teil des Untersuchungsgebietes wurden vor allem Kastrup (2002) und Delacou *et al.* (2004) entnommen. Für die übrigen Teile des Untersuchungsgebietes folgen die Daten zum relativen Verhalten der Bruchtypen den Spannungsdaten des Weltspannungskartenprojektes (World Stress Map Project, www.world-stress-map.org) ergänzt durch Daten nach Grünthal & Stromeyer (1994, 2001) sowie Grünthal *et al.* (2007) für den NE des Untersuchungsgebietes. Hierbei konnten für das Untersuchungsgebiet vereinfachend 12 Typen von Verteilungen des

prozentualen Anteils von Beben mit unterschiedlichen Herdmechanismen (Abschiebung, Seitenverschiebung, Aufschiebung) in den einzelnen Großregionen abgeleitet werden (Tabelle 3). Die angegebenen prozentualen Anteile der drei Bruchtypen finden, wie oben bereits angedeutet, direkt Eingang in die PSHA. In Gebieten mit begrenzter Datenbasis zum tektonischen Regime stellen die angegebenen Typen des tektonischen Regimes Schätzwerte dar. Weitere Untersuchungen sind nötig, um das tektonische Regime besser zu klassifizieren. Die Typen des tektonischen Regimes fanden folgende Aufteilung auf die Gebiete der Großregion: Typ 1 – LSTT; Typ 2 – URG, MRZ; Typ 3 – SGB, RMPB; Typ 4 – AE, BRTZ; Typ 5 – AC, EAWC; Typ 6 – LRE; Typ 7 – AI; Typ 9 – EG, CESZ, DE, TTZ, Lu, BM, SB, VLZ; Typ 10 – CG, PanB; Typ 11 – BG; Typ 12 – PPAP. Die Übertragung auf sämtliche Kleinregionen erfolgte sinngemäß.

Tabelle 3. Verteilung des prozentualen Anteils von Beben mit unterschiedlichen Herdmechanismen in den einzelnen Großregionen, wobei eine Vereinfachung in 12 Typen des tektonischen Regimes möglich war.

Typ	tekt. Regime	Abschiebung	Aufschiebung	Seitenverschiebung
1		17.5	7.5	75
2		30	0	70
3		15	5	80
4		12.5	12.5	75
5		50	20	30
6		70	0	30
7		0	20	80
8		77.5	10	12.5
9		27.5	12.5	60
10		50	5	45
11		40	0	60
12		25	50	25

Die Abb. 7 zeigt einen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes, in dem dargestellt ist, wie sich die prozentualen Anteile von Aufschiebungs-, Seitenverschiebungs- und Aufschiebungstektonik in den Großregionen verteilen. Zusätzlich sind in der Abbildung die vorherrschenden Streichrichtungen von bebengenerierenden Störungen für die drei Bruchtypen angegeben. Diese Information zur Streichrichtung fand ebenso für die Definition des kleinräumigen Quellregionenmodells Anwendung, d. h. indem bestimmte Störungsmuster in der Ausrichtung und Erstreckung der Quellregion nachgeahmt werden.

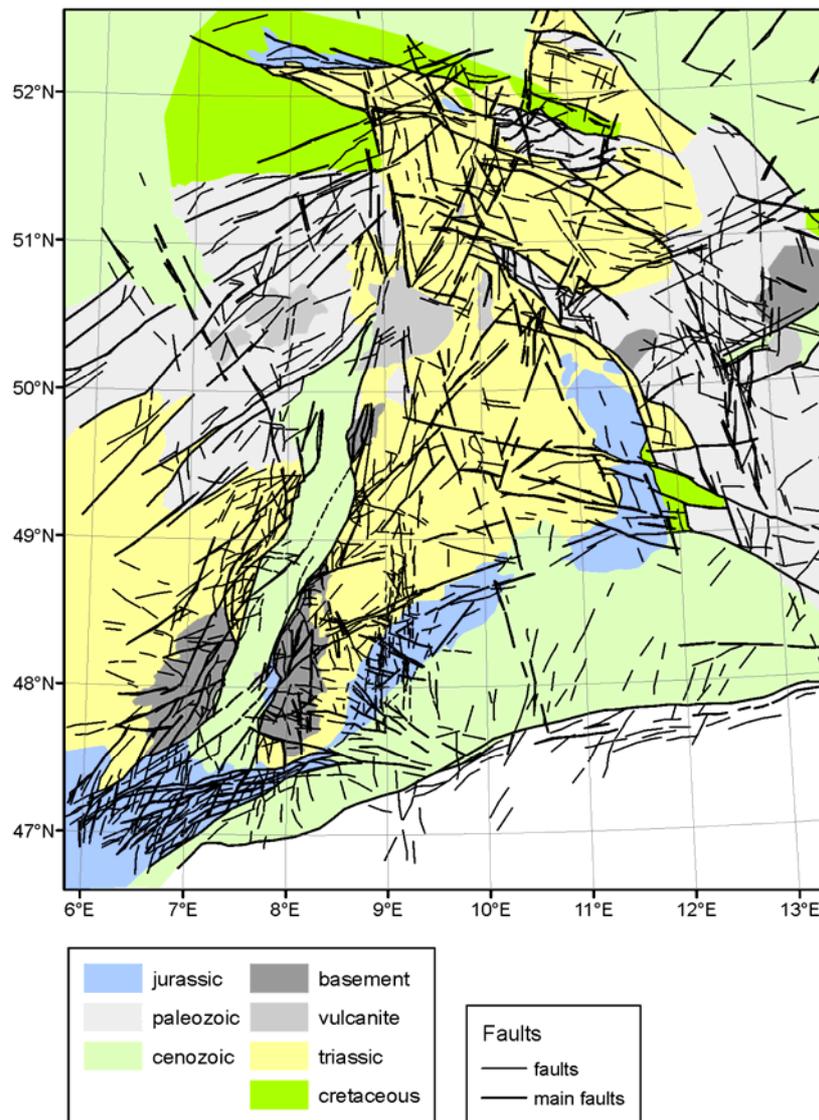


Abbildung 8. Bruchstrukturelemente bzw. tektonische Störungen (faults) im Untersuchungsgebiet, umgezeichnet und ergänzt als Komposition der Daten nach *Wetzel & Franzke (2001, 2003)* und *Pohl et al. (2006)*. Die Bruchstrukturelemente sind abgeleitet von hochauflösenden Daten von ERS-1/2 Radar-Mosaik, Landsat-TM, ASTER-DEM und X-SAR-SRTM.

et al. (2006) herangezogen, welche das Modell von *Wetzel & Franzke (2001, 2003)* untersetzen. Die beiden Arbeiten von *Wetzel & Franzke (2003)* sowie von *Pohl et al. (2006)* sind speziell für die Anwendung im hier beschriebenen Vorhaben angeregt bzw. initiiert worden, um eine unabhängige Datenquelle für die Ableitung der kleinräumigen Quellregionenmodelle nutzen zu können. Abb. 8 zeigt das zusammengesetzte Modell nach den drei genannten Arbeiten. Ein beträchtlicher Teil der dargestellten Bruchstrukturelemente auf der Grundlage der Interpretation von Satellitendaten dürfte aktuelle Tektonik widerspiegeln.

Wir verwenden Abb. 8 als eine der Hauptreferenzen für (1) die Wahl der wahrscheinlichsten Orientierung von Bruchstrukturelementen, welche zur Reaktivierung neigen, und (2) als zusätzliches Argument für die Wahl der Grenzen der Quell-

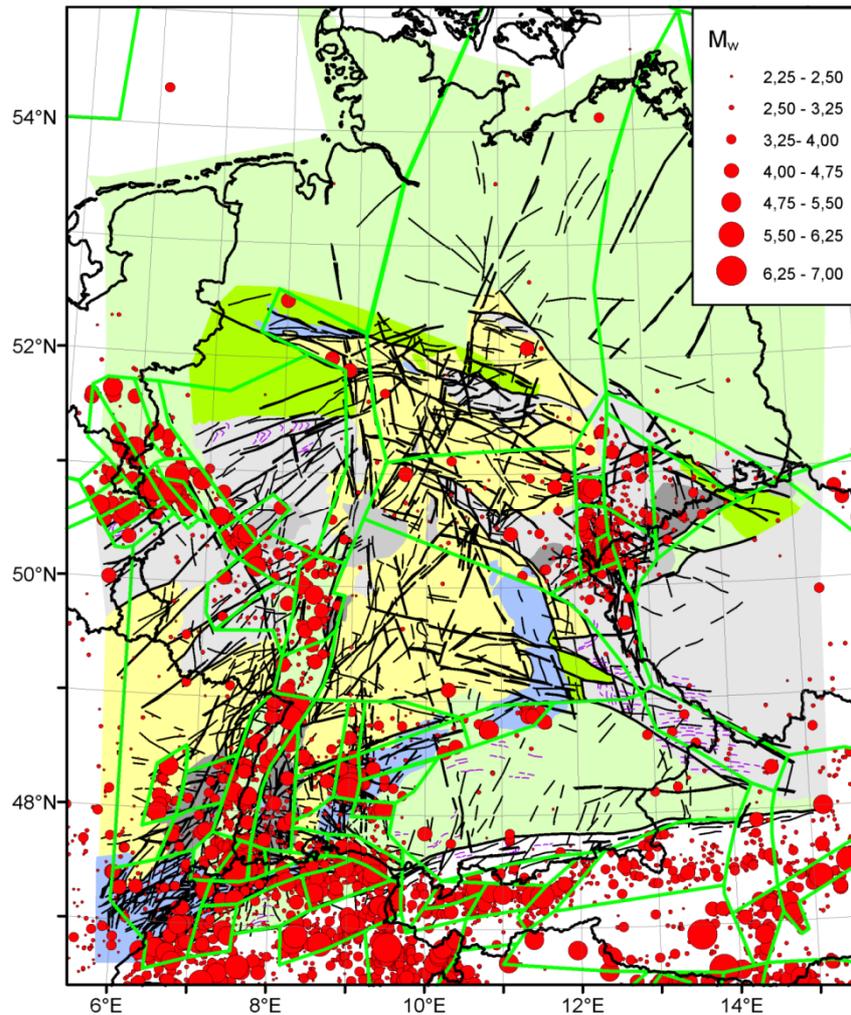


Abbildung 9. Quellregionenmodell 2006 unter Nutzung von Seismizität und ERS1-Mosaik Radar Daten (vgl. Abb. 8).

regionen sowohl für das großräumige als auch das kleinräumige Modell. Das kleinräumige Modell ist in Abb. 9 für das Zielgebiet dieser Untersuchung dargestellt, während das vollständige Modell, das weit über die Fläche des Zielgebietes hinaus reicht, Bestandteil der Anlage A1 ist. Insgesamt sind es 89 seismische Quellregionen, die so für das oben beschriebene „Rumpfmodell“ festgelegt wurden. Hinzu kommen, wie im nachfolgenden Abschnitt beschrieben, noch a) 6, b) 5 und c) 11 Quellen zu Varianten der Unterteilung der Großregion LRE (vgl. Abb. 14). Auf eine Beschreibung der Begründung ihrer jeweiligen Abgrenzung wird hier verzichtet und bezüglich des SW-Teils des Untersuchungsgebietes auf *Burkhard & Grünthal (2009)* verwiesen. Dort werden die geologischen bzw. seismotektonischen Hintergründe der kleinräumigen Quellen ausführlich diskutiert.

5.4 Logischer Baum zur Berücksichtigung der epistemischen Unsicherheiten von Quellregionenmodellen

Eine umfassende Behandlung der Unsicherheiten, sowohl in den Ausgangsgrößen und Ausgangsmodellen als auch den berechneten Bodenbewegungsparametern, ist unmittelbarer Bestandteil moderner und aussagekräftiger PSHA. Unsicherheiten in den Quellregionenmodellen sind epistemischer Art und verlangen, in Form des logischen Baumes Eingang in die PSHA zu finden. Dies bedeutet, alternative Modellvorstellungen der „informed scientific community“ (Budnitz et al. 1997) in die Berechnung einzubeziehen, wobei die Modellvielfalt die Unsicherheit in den Modellen ausdrückt.

Im logischen Baum werden verschiedene Knotenebenen unterschieden (Abb. 10). Die erste Knotenebene für die vorliegende Untersuchung beschreibt die prinzipielle Unterscheidung zwischen grundsätzlich angewendeten Methoden, d. h. die Nutzung groß- und kleinräumiger Modelle. Das großräumige Quellmodell wurde, wie oben beschrieben, in zwei Varianten ausgewiesen, welche die zweite Knotenebene beschreiben. In der dritten Knotenebene besteht die Möglichkeit, verschiedene kleinräumige Modelle zu nutzen. Als alternative, unabhängige kleinräumige Modelle

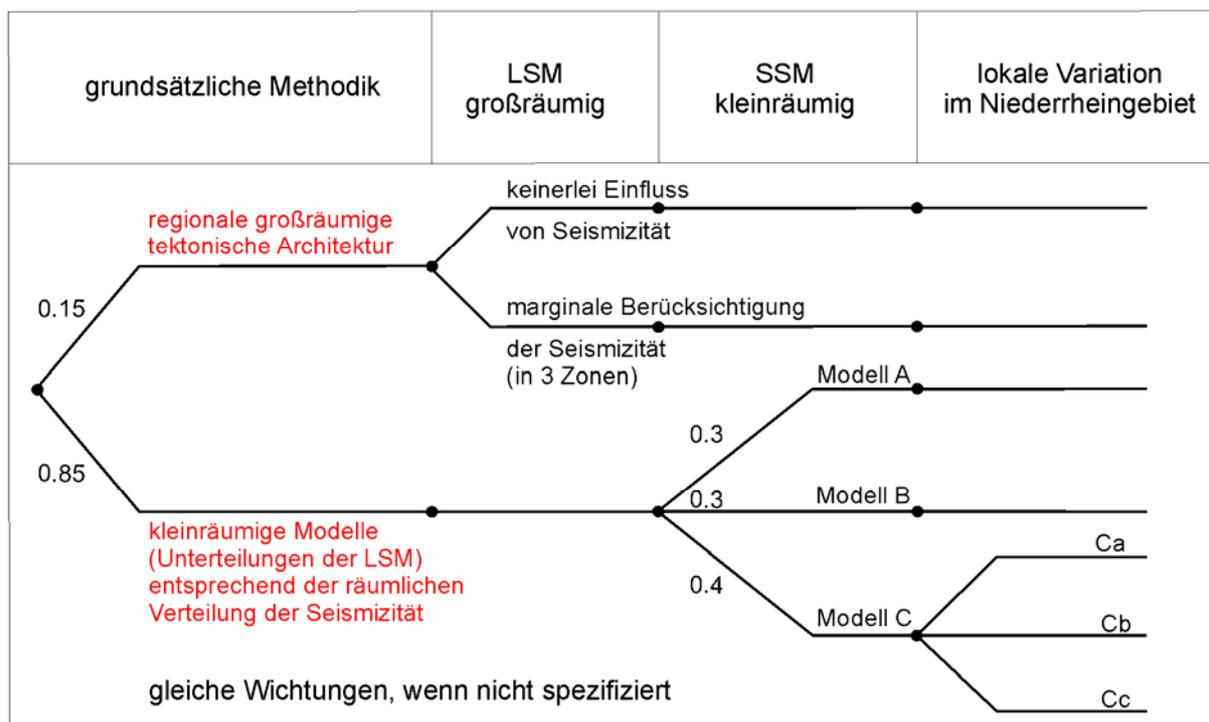


Abbildung 10. Logischer Baum für die Quellregionenmodelle zur Behandlung ihrer epistemischen Unsicherheiten.

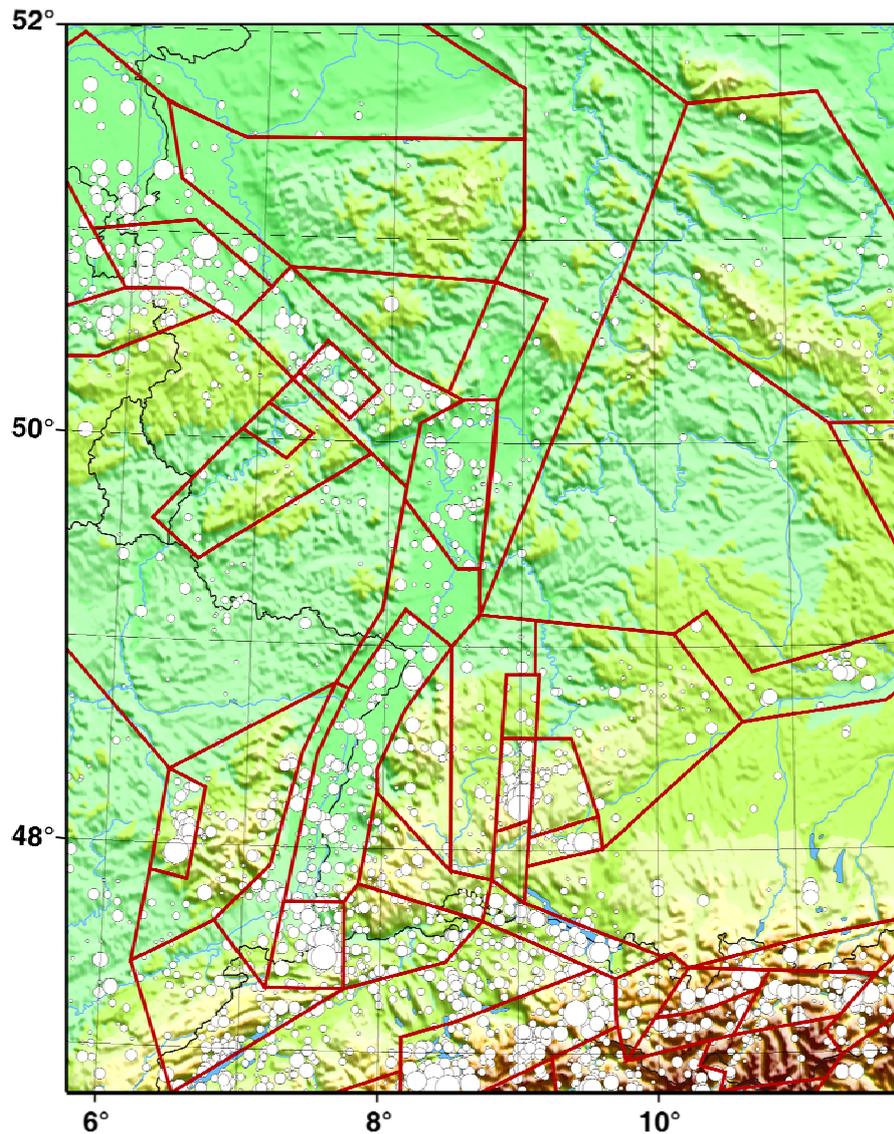


Abbildung 11. Quellregionenmodell nach Ahorner & Rosenhauer (1998); Ausschnitt. Das vollständige bzw. erweiterte Modell ist im Anhang A2 wiedergegeben.

werden hier die bewährten und viel genutzten Modelle von Ahorner & Rosenhauer (1986, 1993) sowie das von Grünthal et al. (1998) herangezogen. Letzteres umfasst 92 einzelne Quellen. Die Abb. 11 und 12 zeigen beide Modelle für Teile des Zielgebietes. In Anlage A2 und A3 sind diese alternativen Modelle in ihrer vollen geographischen Ausdehnung gezeigt. Das Modell von Ahorner & Rosenhauer (1986), dessen Zielgebiet die Rheinschiene i. w. S. repräsentiert, musste an seinem Rand modifiziert und erweitert werden, um den Ansprüchen dieser Untersuchung für die Bundesrepublik nach 1990 Rechnung zu tragen. Insgesamt enthält diese Modell 86 Quellen. Für den Logischen Baum ergeben sich somit 528 Endzweige bzw. separate Quellregionen, die in die Rechnung einfließen.

Die Abb. 13 zeigt die Überlagerung der drei kleinräumigen Modelle und illustriert hiermit die Unsicherheit in der Modellbildung. Diese Unsicherheit ist be-

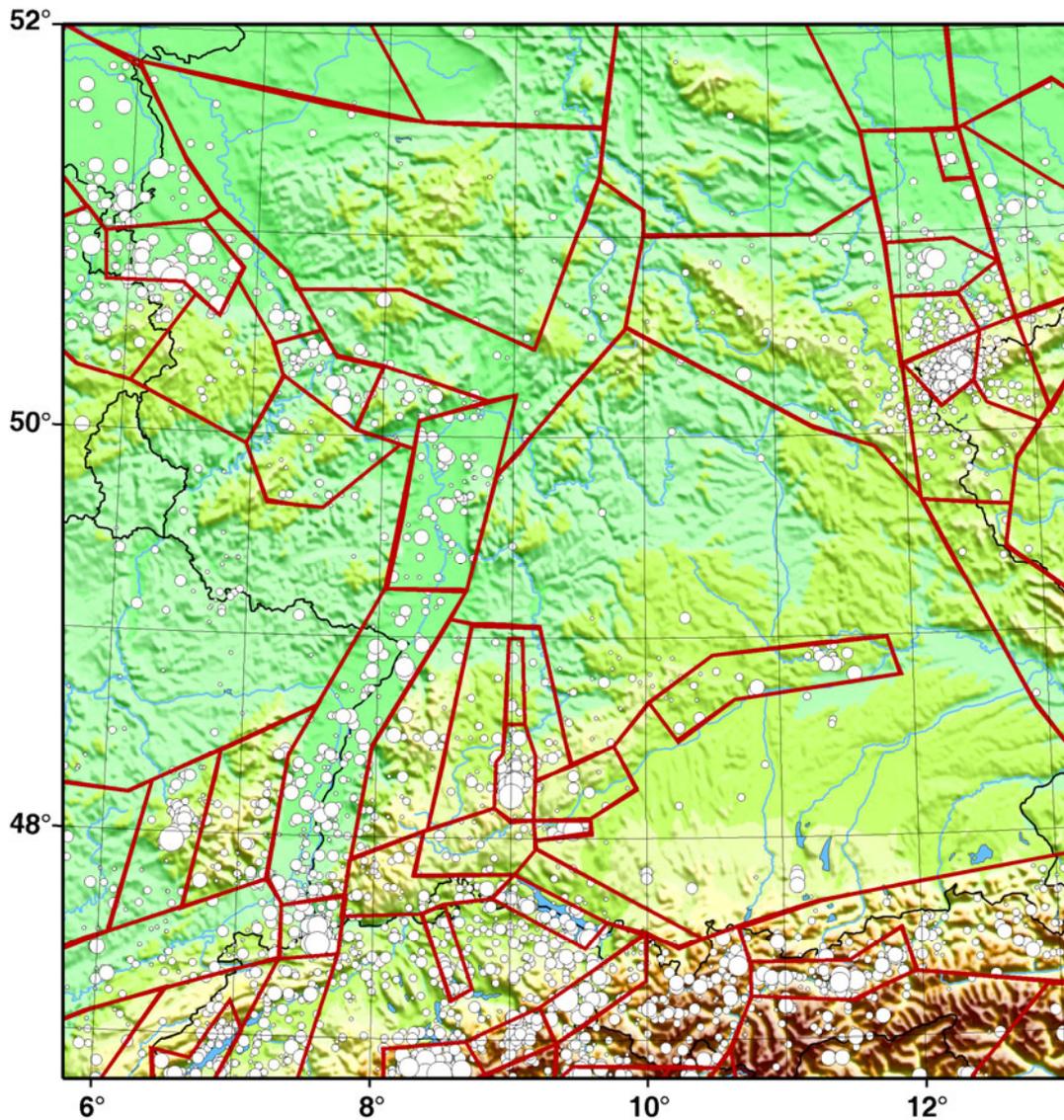


Abbildung 12. D-A-CH-Quellregionenmodell (Grünthal et al. 1998); Ausschnitt. Das vollständige Modell ist im Anhang A3 wiedergegeben.

sonders in Gebieten geringer Seismizität und unklaren Vorstellungen zur seismotektonischen Modellbildung groß. In Gebieten mit klarer umrissenen seismotektonischen Modellen, wie z. B. für den Oberrhein-Graben, variieren die Modelle kaum – lediglich hinsichtlich der Separierung des Grabens in einem nördlichen und südlichen Teil.

Die in der Hierarchie oberste Knotenebene beschreibt eine weitere lokale Variation möglicher Quellregionenabgrenzungen im Gebiet der Niederrheinischen Bucht nach Grünthal & Wahlström (2006). Für die vorliegende Analyse werden von den fünf Modellen bei Grünthal & Wahlström (2006) die drei als am wahrscheinlichsten angesehenen verwendet (Abb. 14).

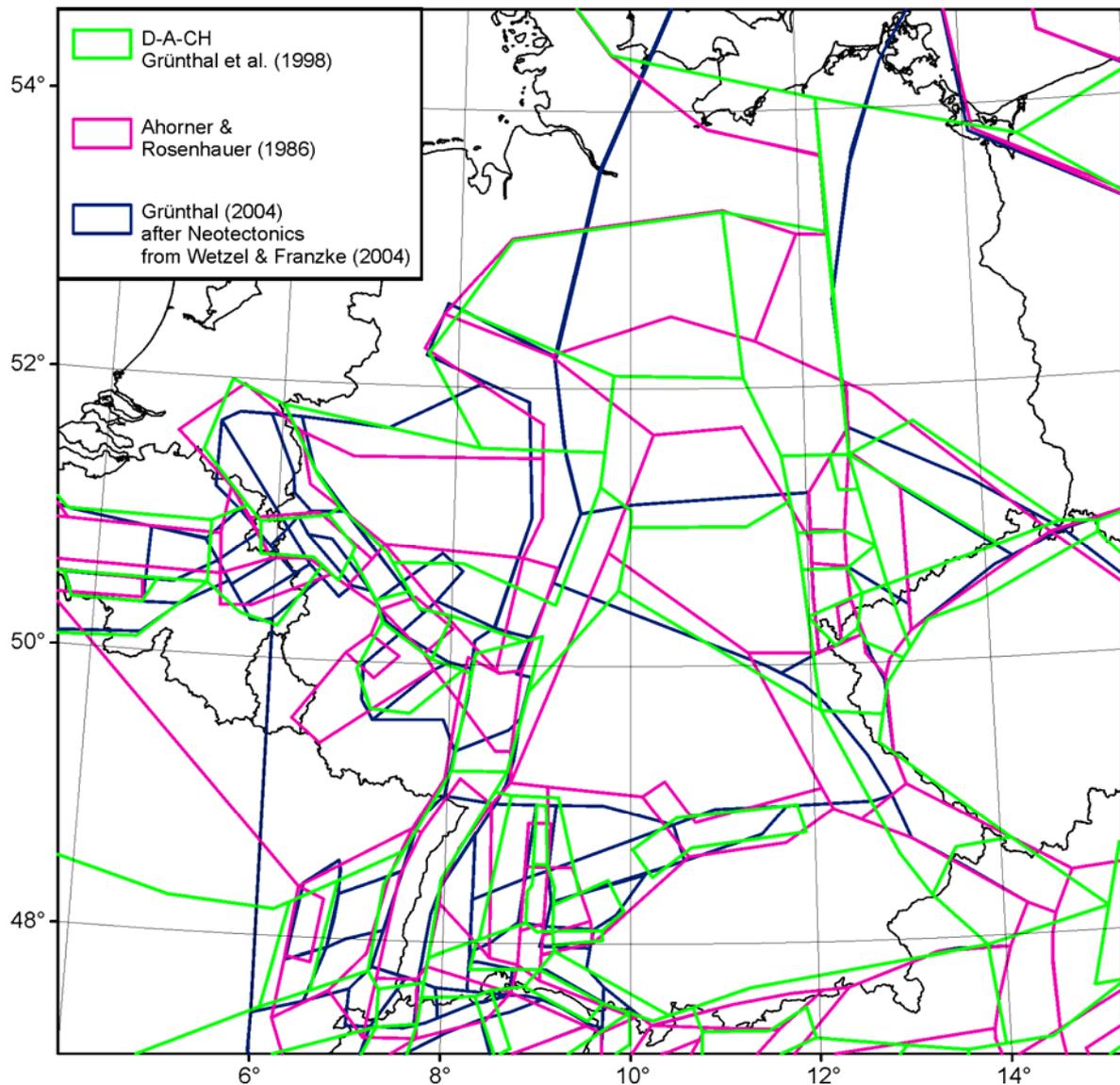


Abbildung 13. Überlagerung der drei kleinräumigen Quellregionenmodelle zur Illustration der Unsicherheiten in der Modellbildung, die in Abhängigkeit von der Kenntnis zur Seismotektonik beträchtlich variieren kann – von großen Unsicherheiten in Gebieten mit geringer Seismizität bis zu vernachlässigbaren Unsicherheiten für z. B. den Oberrhein-Graben.

Seismogeographische Gebietseinteilungen der globalen „third level regionalization“² zu dem Zweck der automatischen Zuordnung einer verbalen Ortsbezeichnung für aktuelle, automatisch geortete Erdbebenherde, wie die Einteilung nach *Leydecker & Aichele (1998)*, sind als seismische Quellregionenmodelle ungeeignet. Neben ihrer singulären Anwendung als seismische Quellregionen z. B. für intensitätsbasierte PSHA für die Bundesrepublik Deutschland (u. a. bei *Leydecker et al. 2008*) werden diese folgerichtig nirgendwo sonst in dieser Weise genutzt.

² Wobei die erste Generation die *Flinn & Engdahl (1965)* Regionen darstellen.

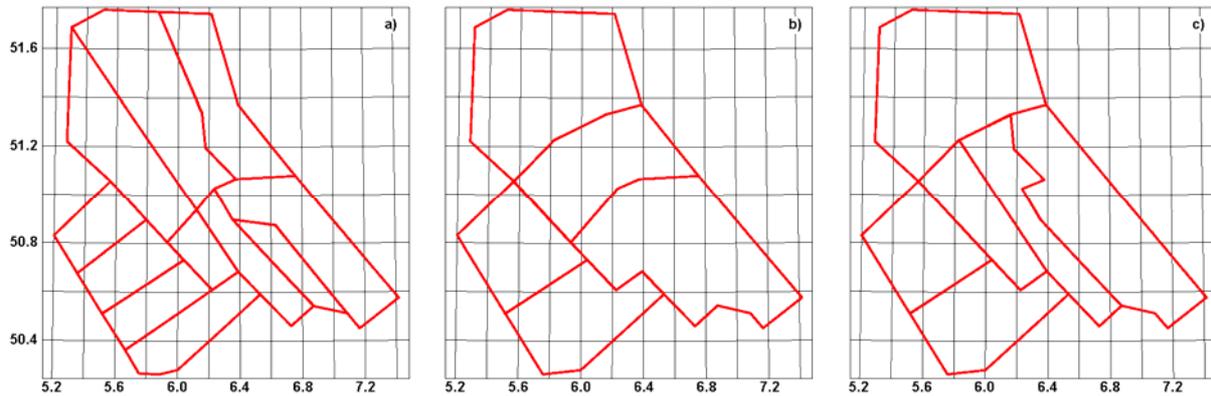


Abbildung 14. Varianten der Quellregionbegrenzungen in der Niederrheinischen Bucht als oberste Knotenebene im Logischen Baum zu den Quellregionen. Die Modelle a), b) und c) entstammen Grünthal & Wahlström (2006).

6. Bestimmung der Parameter in den Quellregionen

6.1 Magnituden-Häufigkeiten, ihre Unsicherheiten und die Maximalmagnitude

Eine seismische Quelle wird im Rahmen der PSHA neben ihrer Geometrie durch drei Aktivitätsparameter charakterisiert:

- ν_0 : jährliche Rate aller Ereignisse ab einer definierten Magnitude m_0 ,
- β : negativer Anstieg des Logarithmus' der jährlichen Rate in Abhängigkeit von der Magnitude,
- m_{max} : maximale Magnitude.

Die nicht-kumulative Magnituden-Häufigkeit $N(m)$ ist als klassische Gutenberg-Richter-Relation (Gutenberg & Richter 1954) definiert durch

$$\log N(m) = a - b m. \quad (11)$$

In exponentieller Schreibweise folgt für die Raten ν im nicht-kumulativen Fall $\nu_{nc}(m)$:

$$\nu_{nc}(m) = \exp(\alpha - \beta m) = 10^{a-bm}. \quad (12)$$

Diese Relation gilt im Magnitudenbereich $m < m_{max}$, α ist der Wert von ν_{nc} bei $m = 0$. Die kumulative jährliche Häufigkeit $\nu(m)$, also die jährliche Häufigkeit aller Beben, deren Magnitude m erreicht oder überschreitet, ergibt sich unter Berücksichtigung der Maximalmagnitude m_{max} zu:

$$v(m) = \frac{\exp[\beta * (m_{max} - m)] - 1}{\exp[\beta * (m_{max} - m_0)] - 1} \quad m < m_{max} \quad (13)$$

Die Bestimmung von β und v_0 erfolgt mittels Maximum-Likelihood-Schätzung nach Weichert (1980), wobei zusätzlich der Wert für die Standard-Abweichung σ von β ermittelt wird.

Eingang in die PSHA-Berechnung finden die v_0 - β -Paare (im folgenden kurz v - β -Paare genannt, entsprechend den Literaturgepflogenheiten) pro Quellregion. Zur Berücksichtigung der Unsicherheiten in diesen Parametern wurden zuerst Test-Rechnungen für neun v - β -Paare pro Quelle ausgeführt. Die Anzahl der v - β -Paare wurde sodann schrittweise auf drei Paare reduziert, womit in vertretbarer Weise der Fehlerrahmen abgebildet werden kann. Neben der besten Schätzung für v und β verwenden wir das v - β -Paar für $+\sigma$ (v_+ , β_+) und dasjenige für $-\sigma$ (v_- , β_-). Die Art und Weise ihrer Wichtung wird in 8.1 beschrieben.

In Abb. 15 werden am Beispiel der Magnituden-Häufigkeit für die Quellregion Niederrheinische Bucht (einschließlich der ihr zugrundeliegenden Daten) die beschriebenen drei v - β -Paare illustriert. Abb. 16 zeigt die entsprechenden Daten samt Relation für die Quellregion Hohenzollernalb, welche die größte Seismizitätsrate pro Flächeneinheit im Zielgebiet aufweist.

Es hält sich, sogar in Fach-Kreisen, hartnäckig die Meinung, dass für Orte in N-Deutschland, wo die Bebenaktivität in der Tat sehr schwach ist, probabilistische Einschätzungen nicht vorgenommen werden können. Wie auch McGuire (2001) betont, ist gerade für Gebiete mit geringer Bebenaktivität die probabilistische Methode gegenüber der deterministischen prädestiniert. Abb. 17 zeigt eine gut durch Daten

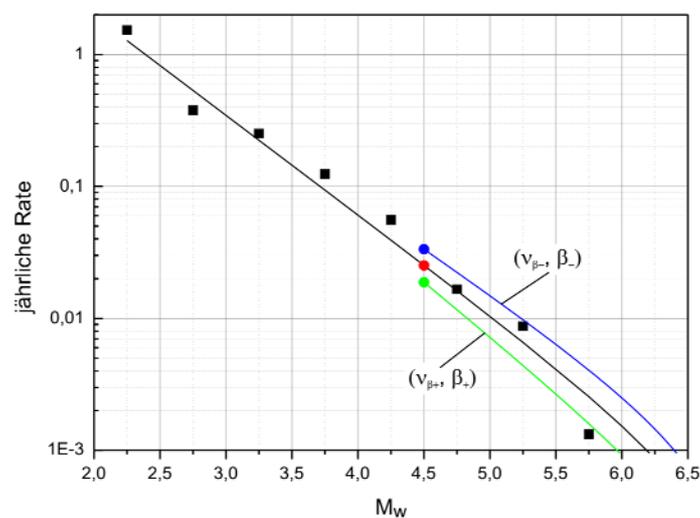


Abbildung 15. Maximum-Likelihood Magnituden-Häufigkeits-Relation für die Quellregion Niederrheinische Bucht ($b = 0,75 (\pm 0,049)$). Die Unsicherheit in β wird als Satz von v - β -Paaren in die PSHA eingeführt. Die β -Werte für $\pm\sigma_\beta$ ergeben sich aus $\beta_\pm = \beta \pm 1,4\sigma_\beta$.

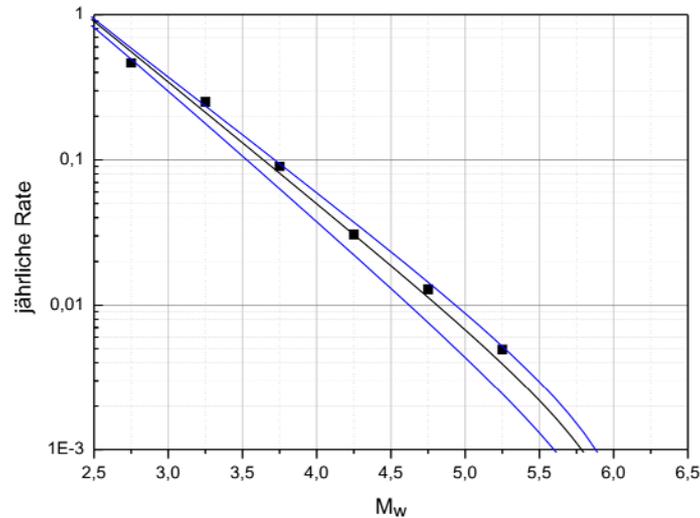


Abbildung 16. Maximum-Likelihood Magnituden-Häufigkeit für die Quellregion Hohenzollernalb ($b = 0,835 (\pm 0,055)$). Beispiel für eine seismische Quelle mit hoher Seismizität pro Flächeneinheit.

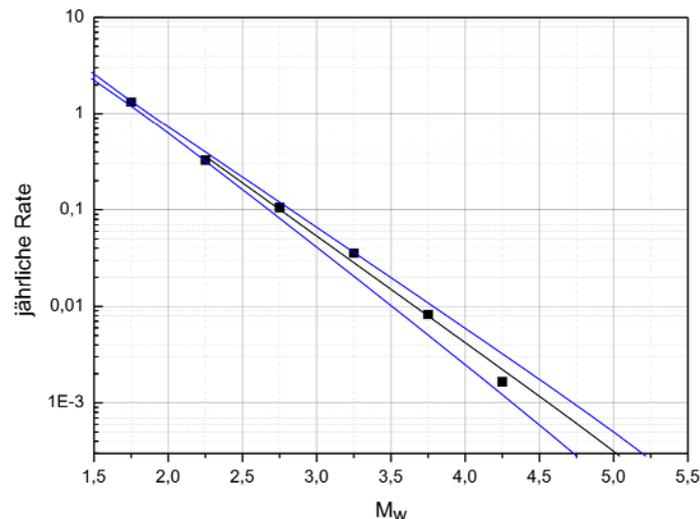


Abbildung 17. Maximum-Likelihood Magnituden-Häufigkeit für die kombinierte Quellregion Mitteleuropäische Senkungszone (CESZ) plus Dänische Bucht (DE) ($b = 1,102 (\pm 0,078)$). Beispiel für ein Gebiet sehr geringer Bebenaktivität pro Flächeneinheit.

belegte Magnituden-Häufigkeits-Relation für die Quellregion des Norddeutsch-Polnischen Beckens (d. h. für die Quellregion CESZ+DE) und führt damit die Zweifel ad absurdum.

Für die zuverlässige Bestimmung von ν_0 und β ist eine gewisse Mindestanzahl von Erdbeben sowie eine ausreichende Anzahl von Magnitudenklassen erforderlich. Für Quellen mit mindestens 50 für die Anpassung verwendbaren Ereignissen wurden ν_0 und β individuell bestimmt. Liegt die Anzahl darunter, wurden die β -Werte einer Gruppe von Quellen bestimmt, der Quelle zugeordnet und nur ν_0 individuell angepasst. In die Entscheidung darüber, ob β individuell anzupassen sei oder nicht, flossen außerdem die Qualität der Anpassung sowie die Möglichkeit zur

sinnvollen Gruppenbildung ein. Diese Gruppen orientieren sich an dem großräumigen geologie- und tektonikbasierten Modell der Quellregionen (Abb. 6); d. h. dass als Gruppen-Region i. d. R. auf die jeweiligen Großregionen zurückgegriffen wurde. Ausnahmen bildeten die Großregionen mit sehr geringer Seismizität, die ihrerseits zu einer Gruppe zusammengeschlossen wurden (wie CESZ+DE, TTZ+BBS, BM+Lu). Die erhaltenen b -Werte bewegen sich im Bereich von 0,5 bis 1,5, mit den Schwerpunkten bei 0,8 und 1,1.

6.2 Einfluss von Magnitudenfehlern im Erdbebenkatalog auf die Schätzung der Magnituden-Häufigkeitsparameter a und b

Der Einfluss von „fehlerbehafteten“ Magnituden m auf die Bestimmung der Parameter a und b der Gutenberg-Richter-Relation wurde schon 1985 von *Tinti & Mulargia* (1985) eingehend studiert. Sie fanden, dass normalverteilte Magnituden-Meßfehler den Anstieg b der Gutenberg-Richter-Relation nicht beeinflussen, der „Aktivitätsparameter“ a jedoch um den Wert $\frac{1}{2}\ln(10)b^2\sigma_m^2$ überschätzt wird. Hierbei ist σ_m der Meßfehler von m .

Eine für die Praxis ausreichende Korrekturformel veröffentlichten *Veneziano & Van Dyck* (1985). Sie zeigten, dass die Überschätzung von a durch eine Verschiebung der fehlerhaften Magnitudenwerte m in der Art

$$m^* = m - \frac{\ln(10)}{2} b \sigma_m^2 \quad (14)$$

hinreichend gut kompensiert werden kann. Hierbei ist zu beachten, dass die Korrektur in der Form (14) nur für Originalmagnituden und deren Meßfehler gilt.

In der Praxis werden die Parameter in Gleichung (11) jedoch vorwiegend aus Momentmagnituden M_w bestimmt, die häufig aus (linearen) Regressionsgleichungen mit anderen Magnituden (Intensitäten) stammen. Wegen der exponentiellen Magnituden-Häufigkeitsverteilung muss bei einer „least-squares“-Regression peinlich darauf geachtet werden, welche der Magnituden die unabhängige (fehlerfreie) und welche die abhängige Größe ist. Ist die Magnitude in Gleichung (11) die abhängige Regressionsgröße (der Standardfall), dann wird der Aktivitätsparameter a unterschätzt und die Magnitudenkorrektur muss lauten

$$m^* = m + \frac{\ln(10)}{2} b \sigma_m^2 \quad (15),$$

im umgekehrten Fall bleibt Gleichung (14) gültig (Veneziano & Van Dyck 1985).

Für die hier durchgeführten Gefährdungsrechnungen sind die Parameter a und b aus Momentmagnituden M_w abgeleitet worden, die in der Regel mittels Regressionsbeziehungen aus anderen Magnituden bzw. aus Intensitäten bestimmt wurden. Die hierbei verwendete Chi-Quadrat-Regression (Stromeyer et al. 2004) berücksichtigt mögliche Unsicherheiten in beiden in die Regression eingehenden Magnituden und ist für lineare Relationen identisch mit einer verallgemeinerten orthogonalen Regression (Castellaro et al. 2006). Die auf diesem Wege ermittelten Momentmagnituden können unverändert für die Parameterschätzung von a und b verwendet werden, da bei dieser Art der Regression in erster Näherung die unterschiedlichen Verschiebungen in den Gleichungen (14) und (15) kompensiert werden. Zur selben Aussage gelangen auch Castellaro et al. (2006) aufgrund numerischer Simulationen.

6.3 Verteilungsfunktionen maximal erwarteter Magnituden

Einer der Eingangsparameter für probabilistische seismische Gefährdungsabschätzungen ist die maximale erwartete Bebenmagnitude m_{max} in den einzelnen seismischen Quellregionen. Während der Einfluss dieses Parameters auf das Resultat probabilistischer Gefährdungsabschätzungen für jährliche Eintretenswahrscheinlichkeiten bis ca. 10^{-3} - 10^{-4} p.a. gering ist (Grünthal & Wahlström 2001), gewinnt dieser Parameter für kleinere Eintreffenswahrscheinlichkeiten an Bedeutung.

Der Parameter *maximal erwarteter Magnituden* wird auch als *oberes Grenzerdbeben* (upper bound earthquake) bezeichnet und beschreibt die obere Grenze einer Erdbebenstärke in einer Region, deren Eintreffen eine gegen Null gehende Eintreffenswahrscheinlichkeit besitzt ($P(M > m) \rightarrow 0$) und damit die obere Integrationsgrenze probabilistischer Erdbeben-Gefährdungsabschätzungen beschreibt.

Das *maximal denkbare Erdbeben* ist das maximale Erdbeben, das ein Gebiet oder eine tektonische Störung fähig ist hervorzubringen (keine Änderungen des tektonischen Regimes vorausgesetzt) - aber mit sehr kleiner Eintreffenswahrscheinlichkeit. Das maximal denkbare Erdbeben ist vornehmlich Bestandteil deterministischer Analysen.

Das *maximal wahrscheinliche Erdbeben* ist das maximale Erdbeben, das auf probabilistischer Grundlage in einem Gebiet oder an einer Störung in einer spezifischen Zeitspanne mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit in der Zukunft zu erwarten ist.

Das *maximale Entwurfserdbeben* ist das maximale Erdbeben, das nach Expertenbewertung angemessen ist für die Betrachtung einer Lokation und dem Konstruktionsentwurf einer Anlage.

Abschätzungen zum maximalen Beben stellen prinzipiell ein schwieriges und kritisches Unterfangen dar. Dies ist bedingt durch die Begrenztheit der Länge der Beobachtungsreihen in Gebieten mit moderater Seismizität. Die Erdbebenkataloge umfassen in aller Regel nicht den vollständigen seismischen Zyklus unter Einbeziehung des für die Region größten möglichen Bebens. Es ist einleuchtend, dass eindeutige Schätzungen des Parameters m_{max} für eine Quellregion daher nicht möglich sind. Methodisch folgerichtig ist demzufolge, nicht anstreben zu wollen, diesem Parameter einen einzigen Wert zuzuordnen, sondern ihn in Form einer Verteilungsfunktion zu beschreiben. Die Methodik, auf die hier zurückgegriffen wird, wurde von *Cornell* (1994) und *Coppersmith* (1994a, b) im Rahmen einer Untersuchung des Electric Power Research Institute (EPRI) entwickelt und wird u. a. als EPRI-Methode bezeichnet. Prinzip dieser Methodik ist es, die zeitliche Begrenztheit der Beobachtungsreihe durch Raum zu substituieren; d. h., Gebiete der kontinentalen Kruste mit vergleichbaren Eigenschaften werden in die Betrachtung einbezogen.

Seitens der Autoren wird diese Methodik seit 1998 genutzt (interne Forschungsberichte) bzw. veröffentlicht seit *Grünthal & Wahlström* (2001). Die EPRI-Methode – obwohl älter als 15 Jahre – repräsentiert noch immer den am weitesten fortgeschrittenen Stand zur Ermittlung der Verteilungsfunktionen zu m_{max} .

Die Bayes'sche Schätzung nach der EPRI-Methodik basiert auf der Annahme, dass ein Krustentyp ein Indikator für m_{max} ist. Die weltweite kontinentale Erdkruste wurde in zwei Typen tektonischer Domänen eingeteilt (*Kanter* 1994): Domänen mit Weitungstektonik und ohne Weitungstektonik. Die Abb. 18 zeigt die Gebiete kontinentaler Kruste vom Weitungstyp und vom Nicht-Weitungstyp im Untersuchungsgebiet, wobei die Zuordnung zu den Großregionen erfolgte bzw. andeutungsweise zu Kleinregionen. Die alpidischen Gebiete innerhalb des Untersuchungsgebietes, die also streng genommen keine stabile kontinentale Kruste aufweisen, können analog zum Weitungstyp behandelt werden (*Coppersmith* 2003, pers. Mitteilung). Obwohl streng genommen die EPRI-Methodik für die Großregion PPAP, die eine aktive Plattengrenze enthält, nicht angewendet werden soll, wurde aus Gründen der Vereinheitlichung dennoch von der Methode Gebrauch gemacht. Bei einer angenommenen Normalverteilung der maximal beobachteten Magnituden $m_{max\ obs}$ ergibt sich für die Kruste vom Weitungstyp ein mittleres M_w samt Standardabweichung von $M_w = 6,04 \pm 0,84$ und $M_w = 6,2 \pm 0,5$ für die Kruste vom Nicht-Weitungstyp. Sodann erfolgte eine Anpassung bzw. Normierung infolge der unterschiedlichen Vollständigkeits bzw. Beobachtungszeitspannen der Daten in den verschiedenen Teilen der

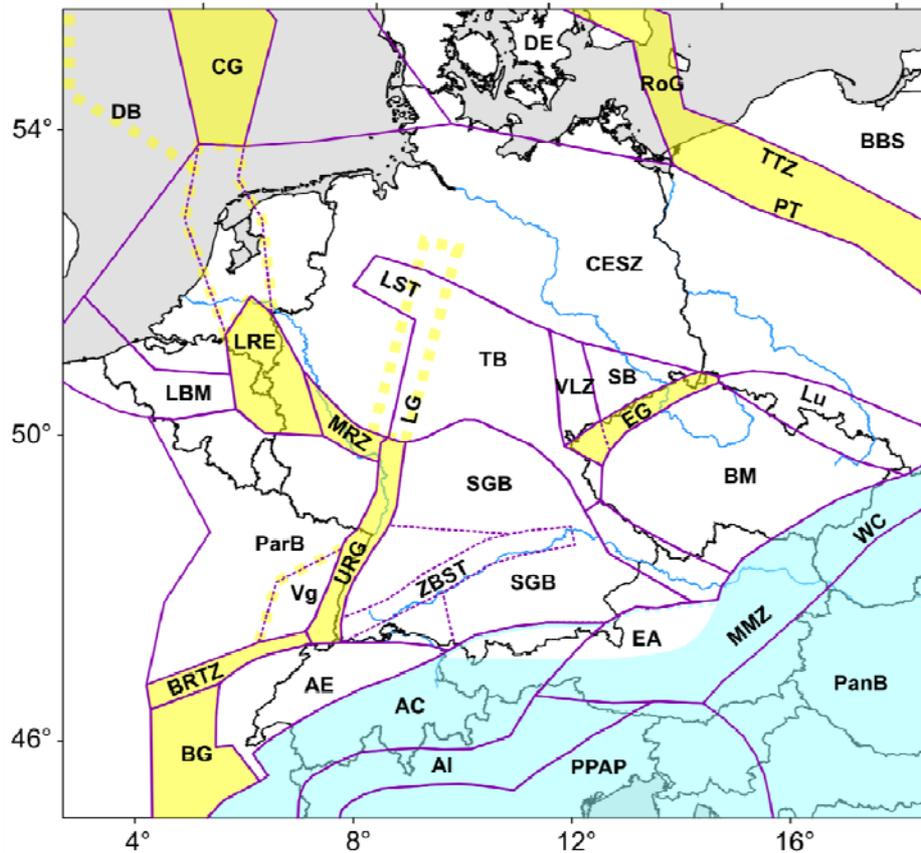


Abbildung 18. Unterscheidung der Krusten-Domänen nach dem Weitungstyp (gelb) und dem Nicht-Weitungstyp (weiß). Die Krusten-Domäne alpidischer Kruste (blau) wird analog zum Weitungstyp behandelt.

globalen kontinentalen Kruste. Diese globalen *a priori*-Verteilungsfunktionen maximal beobachteter Magnituden zeigt Abb. 19.

Zur konkreten Anwendung der EPRI-Methodik im Untersuchungsgebiet sind die *a priori*-Verteilungsfunktionen bezüglich der geologischerseits größtmöglichen m_{max} zu beschneiden. Für die Großregionen vom Nicht-Weitungstyp erfolgte das Abschneiden bei einer Bruchlänge von ca. 24 km, der nach Wells & Coppersmith (1994) für einen maximalen seismogenen Tiefenbereich von 25 km ein $m_{max} = 6,8$ zuzuordnen ist. Für die *a priori*-Verteilungsfunktion für die alpidische Kruste bzw. vom Weitungstyp wurde eine maximale Bruchlänge von 70 km bzw. ein $m_{max} = 7,25$ ermittelt (vgl. auch Burkhard & Grünthal 2009). Zu beachten ist bei diesen Überlegungen, dass zum Basel-Erdbeben von 1356 Fäh *et al.* (2003) im ECOS-Katalog $M_w = 6,9$ und Camelbeek *et al.* (2001) für paläoseismologische Bebenbefunde in LRE $M_w = 6,7$ angeben.

Als Bestandteil der Bayes'schen Schätzung werden die *a priori*-Verteilungsfunktionen sodann mit den Spezifika einer konkreten seismischen Quellregion über den Parameter β der Exponentialverteilung der Magnituden-Häufigkeit sowie der

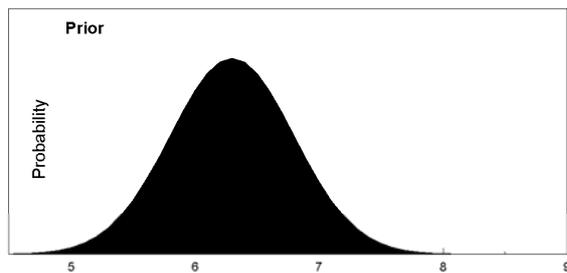
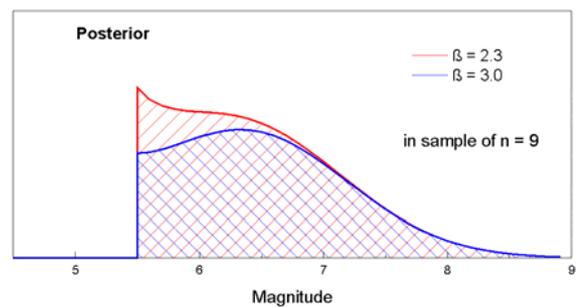
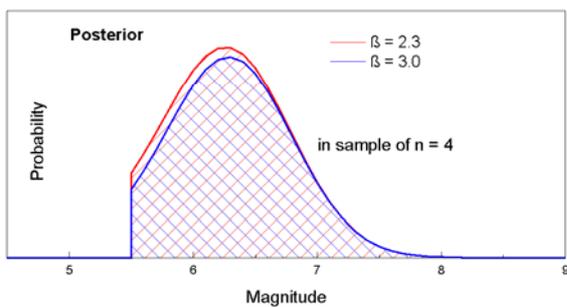
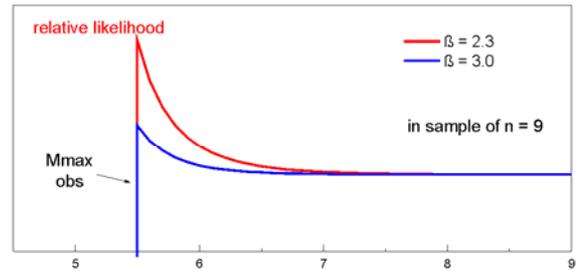
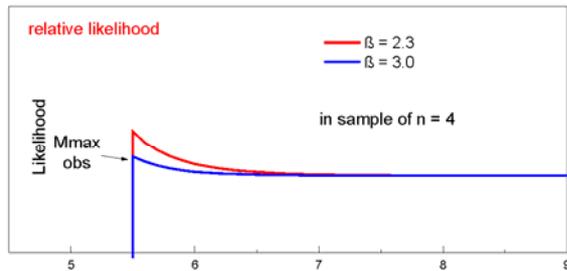
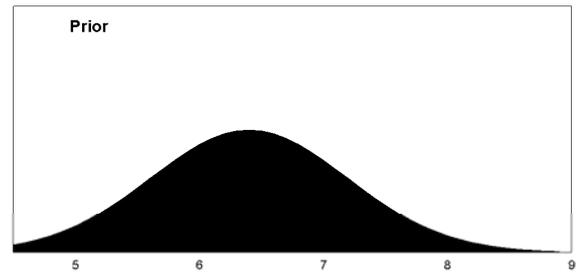
Non-extended crust ($M_{\max \text{ obs}} = 6.3 \pm 0.5$)**Extended crust** ($M_{\max \text{ obs}} = 6.4 \pm 0.8$) $M_{\max \text{ obs}} = 5.5$

Abbildung 19. Globale *a priori*-Verteilungsfunktion für maximal beobachtete Magnituden (oben) für die kontinentale Kruste mit und ohne Weitungstektonik; regionale Likelihood-Verteilungsfunktionen (Mitte) und *a posteriori*-Verteilungsfunktion als Produkt der *a priori*- und der Likelihood-Funktion. In den Beispielen sind 4 bzw. 9 beobachtete Beben angenommen. Die Likelihood-Verteilungsfunktionen und die *a posteriori*-Funktionen sind für unterschiedliche β ($\beta = 2,3$ und $3,0$) angegeben. Umgezeichnet nach Coppersmith (1994).

normierten Anzahl n von Beben oberhalb eines spezifischen minimalen Bebens in der betrachteten Quelle verknüpft.

Die regionale Likelihood-Verteilungsfunktion ergibt sich nach Cornell (1994) zu:

$$L(m) = \begin{cases} \left(1 - \exp(-\beta(m - m_{\min}))\right)^{-n} & \text{für } m \geq m_{\max \text{ obs}} \\ 0 & \text{für } m < m_{\max \text{ obs}} \end{cases} \quad (16)$$

Je größer n ist, umso kleiner ist die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines überraschenden Bebens in dieser Zone; d. h. umso kleiner wird m_{\max} . Der Einfluss von β ist invers: Je größer β , umso höher ist das Potential großer Beben in der Zone.

Die prinzipielle Gestalt der regionalen Likelihood-Verteilungsfunktion ebenso in Abhängigkeit von n und verschiedenen Werten von β zeigt Abb. 19.

Die *a posteriori*-Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion maximal erwarteter Magnituden für eine Quellregion wird durch Multiplikation der globalen *a priori*-Verteilungsfunktionen mit der regionalen Likelihood-Verteilungsfunktion sowie entsprechender Normierung erhalten:

$$f(m) = \begin{cases} A \cdot (1 - \exp(-\beta(m - m_{min})))^{-n} \cdot \exp\left\{-\frac{(m-\mu)^2}{2\sigma^2}\right\} & \text{für } m \geq m_{max\ obs} \\ 0 & \text{für } m < m_{max\ obs} \end{cases} \quad (17)$$

wobei μ der Mittelwert und σ die Standardabweichung der *a priori*-Funktion sind (vgl. weiter Abb. 19).

Für die Implementierung in die PSHA ist die *a posteriori*-Funktion zu diskretisieren. Hierzu wird die Fläche unter der *a posteriori*-Funktion in fünf gleich große Areale unterteilt und der jeweilige Schwerpunkt dieser Areale ermittelt. Diese Werte repräsentieren eine optimale Diskretisierung der *a posteriori*-Funktion und werden direkt als Eingabegrößen für probabilistische Gefährdungsberechnungen genutzt. Abb. 20 und 21 zeigen die *a posteriori*-Dichten zweier Quellen.

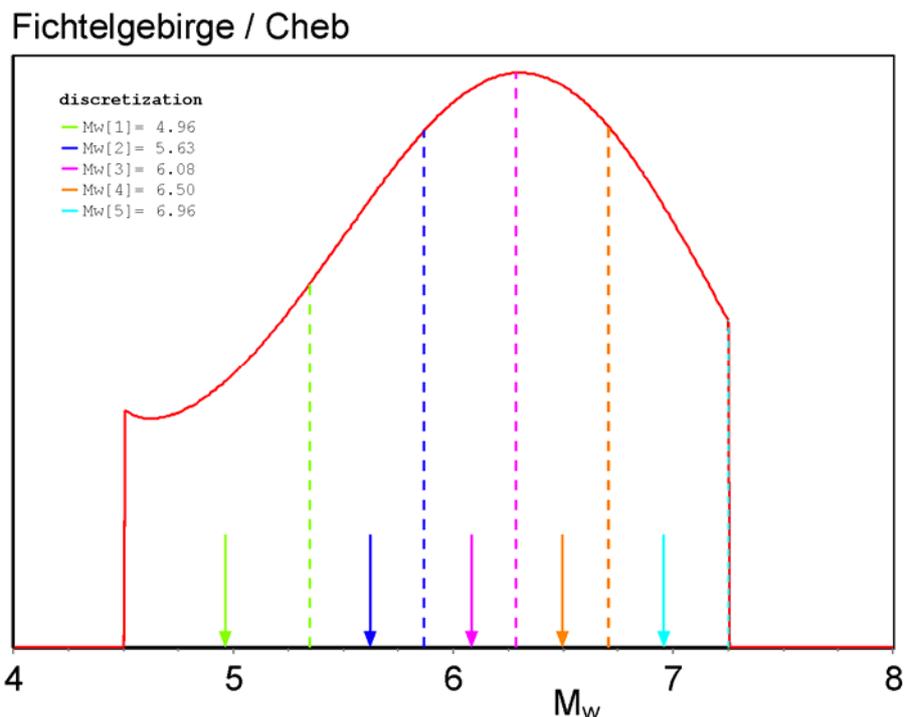


Abbildung 20. *A posteriori*-Dichte der Maximalmagnitude m_{max} für die Quelle Fichtelgebirge/Cheb (nach dem D-A-CH-Modell) als Beispiel sehr geringer Beben-tätigkeit und relativ kleiner maximal beobachteter Magnitude. Die Pfeile bezeichnen die in den Logischen Baum eingehenden diskretisierten Werte.

Niederrheinische Bucht (LRE)

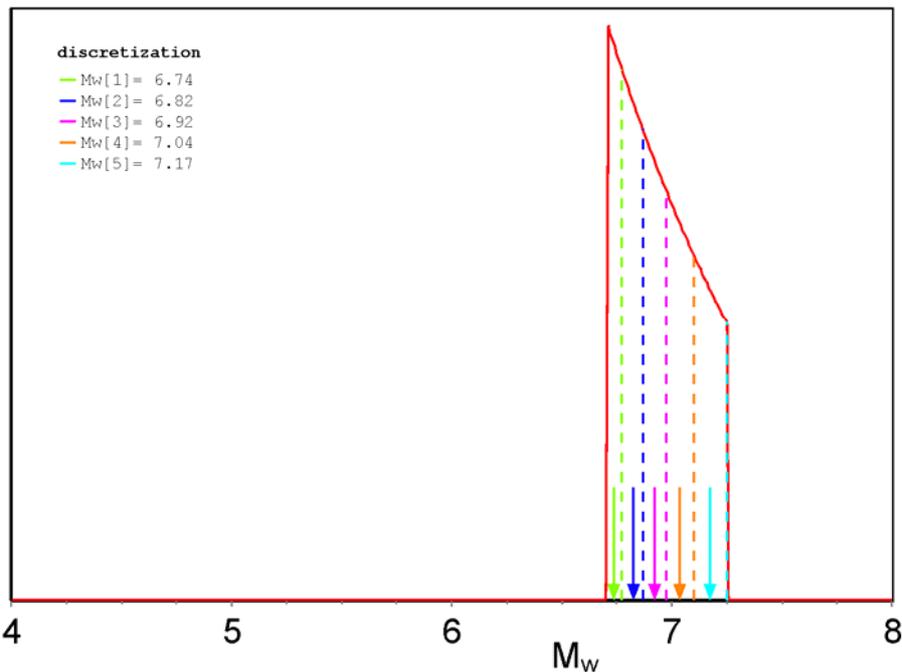


Abbildung 21. *A posteriori*-Dichte der Maximalmagnitude m_{max} für die Quelle Niederrheinische Bucht (LRE) als ein Beispiel für eine Quelle relativ hoher maximal beobachteter Magnitude und Seismizität im Untersuchungsgebiet. Der Wert von m_{max} für diese Quelle ergibt sich anhand paläoseismologischer Befunde (Camelbeeck et al. 2001).

6.4 Herdtiefenverteilungen

Die Herdtiefe von Beben ist ein sensitiver Parameter in PSHA (Grünthal & Wahlström 2001). Besonders in Gebieten mit geringer bis moderater krustaler Seismizität, in denen die Gefährdung von Ereignissen relativ kleiner Magnitude ($M_w < 5$) und damit relativ kleiner Bruchausdehnungen bestimmt wird, ist dieser Parameter von Relevanz. Prinzipielle Vorstellungen zur magnitudenabhängigen Tiefenverteilung der Beben in der kontinentalen Erdkruste sind bereits von Scholz (1988) geäußert worden. Werden die Anzahl der Herdtiefen aller Beben über die Tiefe aufgetragen, wobei die Vielzahl der kleineren Beben die Verteilung dominieren, erhält man i. d. R. Verteilungen, die an eine aleatorische zufällige Tiefenverteilung erinnern mit einem Häufigkeitsmaximum in zentralen Teilen der oberen Kruste (ca. 8-10 km) und einer Tiefenerstreckung bis ca. 20-26 km. Je größer die betrachteten Beben sind, desto mehr scheinen sie sich mit ihrem Hypozentrum im unteren Teil des spröde reagierenden Materials der Oberkruste zu konzentrieren, wofür das $M_L = 5,9$ bzw. $M_w = 5,3$ Roermond-Beben 1992 mit $h = 18$ km ein typisches Beispiel ist. Der hier zur Verfügung stehende Datensatz zu Beben dieser Stärkeklasse mit zuverlässigen Tiefenangaben reicht nicht aus, für das Zielgebiet die Schlussfolgerungen von Scholz (1988) zu verifizieren. Magni-

tudenabhängige Tiefenverteilungen wurden in dieser Analyse nicht berücksichtigt. Wir behandeln die Tiefenverteilung in der PSHA als aleatorische Variabilität und integrieren über die Herdtiefenverteilung. Hiermit wird der Forderung von *Bommer et al.* (2005b) entsprochen, die Herdtiefe in PSHA nicht länger als Mix aus aleatorischer und epistemischer Unsicherheit einfließen zu lassen. Im Folgenden wird die Vorgehensweise beschrieben, spezifische Tiefenbereiche, in denen sich signifikante Beben in der Vergangenheit ereigneten und künftig erwartet werden, zumindest für die Großregionen (bzw. in deren Kombinationen) auszuweisen.

Die jeweils für die Gefährdung maßgeblichen und hier verwendeten Tiefenverteilungen leiten sich aus den vorliegenden Daten der stärksten Beben einer Großregion ab, womit gerade die Beben Berücksichtigung finden, die am stärksten die Gefährdungsergebnisse bestimmen. In folgenden Großregionen wurden die Herdtiefenverteilungen separat bestimmt: LBM, LRE, AE, EG, SGB, EAWC, PanB, PPAP. Daneben kamen folgende Kombinationen von Großregionen zur Anwendung: MRZ+URG, DB+CG, RoG+CEST+DE+TTZ+BBS, LSTT+VLZ+SB, BM+LU+BF, AC+AI, RMPB+BG+BRTZ. Zur Ableitung der Tiefenverteilung in den Großregionen werden insbesondere jeweils die Beben ausgewählt, die zuverlässige Tiefenbestimmungen besitzen. Herdtiefenangaben von ≤ 2 km wurden als unzuverlässig betrachtet und nicht berücksichtigt. In der Regel wurden die fünf stärksten Beben in Betracht gezogen, wobei als Stärkemaß sowohl die Momentmagnitude als auch die Epizentralintensität herangezogen werden. In wenigen, aber begründeten Fällen wurden mehr als die fünf stärksten Beben – bis zu den 15 stärksten Beben – hinzugezogen. Die Beispiele der Tabelle 4 verdeutlichen die Vorgehensweise, wobei die 15 stärksten Beben jeweils in absteigender Reihenfolge nach Momentmagnitude und Epizentralintensität gelistet sind. Die jeweils fünf stärksten Beben in den drei in Tabelle 4 angeführten Großregionen, die sich sowohl für M_w als auch I_0 ergeben, gehen in die Berechnung ein.

In Tabelle 5 sind die Herdtiefenverteilungen aller verwendeten Großregionen bzw. deren Kombinationen angeführt. Die so bestimmten Herdtiefenverteilungen wurden sodann auf sämtliche Kleinregionen sinngemäß übertragen.

Tabelle 4. Drei Beispiele für die Bestimmung der Herdtiefenverteilung: Die 15 stärksten Beben der Großregionen LRE, SGB und AC+AI, jeweils absteigend sortiert nach M_w und I_0 .

Gruppe: sortiert nach:	LRE		SGB		LST+VLZ+SB	
	M_w	I_0	M_w	I_0	M_w	I_0
1	14	14	10	10	12	12
2	9	9	9	8,5	15	5
3	18	8	8,5	9	17	15
4	8	9	6,5	6,5	5	17
5	9	18	11	11	8	8
6	9	9	8	8	14	4
7	8	8	24	8	13	14
8	7	7	12	8	12	13
9	6	6	12	24	4	12
10	16	4	12	11	10	10
11	22	4	8	9	9	9
12	13	7	8	7	7	7
13	4	5	11	4	5	5
14	13	5	9	3	5	5
15	13	16	22	3	5	8

Tabelle 5. Herdtiefenverteilungen in den verwendeten Großregionen: Die Gewichte der einzelnen Werte betragen jeweils 20%.

Gruppe		Wert	1	2	3	4	5
			[km]	[km]	[km]	[km]	[km]
1	AE		3	5	12	12	17
2	AC+AI		6	12	12	12	12
3	BG+BRTZ+RMPB		5	8	10	10	20
4	BM+LU+BF		3	4	8	9	25
5	DB+CG		3	10	13	18	25
6	EAWC		4	7	8	8	9
7	EET+DE+CESZ+RoG+TTZ		7	8	10	13	13
8	EG		5	8	9	10	14
9	Hainaut		3	3	3	3	23
10	LBM		3	5	7	10	24
11	LRE		8	9	9	14	18
12	LSTT+VLZ+SB		5	8	12	15	17
13	PanB		5	7	11	13	26
14	PPAP		5	6	7	16	17
15	SGB		7	8	9	10	11
16	URG+MRZ		4	7	10	12	16

7. Modelle der Starkbodenbewegung

7.1 Modellauswahl

Die Auswahl geeigneter Relationen zur Beschreibung der Amplitudenabnahme von Starkbodenbewegungsparametern mit der Entfernung (heutzutage in der internationalen Literatur mit Ground Motion Prediction Equation GMPE bezeichnet) stellt einen entscheidenden und gleichzeitig kritischen Teil der PSHA dar. Neben dem zugrunde liegenden Bebenkatalog und dem hieraus abgeleiteten Parametern sind die GMPE die wichtigste Ausgangsgröße. Innerhalb der GMPE ist es wiederum der Parameter ε (vgl. Abschnitt 4.1), welcher für eine vorgegebene Starkbodenbewegungsamplitude deren berechnete Eintreffens- oder Überschreitenswahrscheinlichkeit bestimmt, insbesondere, wenn diese klein sind.

Zur Berücksichtigung der epistemischen Modellunsicherheit in den GMPE werden verschiedene für das Zielgebiet geeignete Modelle ausgewählt und mit ihren zu bestimmenden Wichtungen in den Logischen Baum eingefügt. Wir folgten im Hinblick auf die Auswahl geeigneter GMPE den Empfehlungen bei *Scherbaum et al.* (2005), wo zehn verschiedene Bodenbewegungsmodelle diskutiert werden. Hierbei erhielten die Modelle nach *Abrahamson & Silva* (1997), *Ambraseys et al.* (1996), *Berge-Thierry et al.* (2003), *Lussou et al.* (2001) und *Spudich et al.* (1999) eine gewisse Präferenz. Da *Ambraseys et al.* (1996) und *Berge-Thierry et al.* (2003) auf sehr ähnlichen Daten beruhen, wurde letzteres Modell als das neuere ausgewählt. Das Modell nach *Lussou et al.* (2001) beschränkt sich auf Daten aus Japan, welche die mitteleuropäischen tektonischen Verhältnisse nur ungeeignet widerspiegeln. Es verbleiben *Abrahamson & Silva* (1997), *Berge-Thierry et al.* (2003) und *Spudich et al.* (1999). Das Modell nach *Abrahamson & Silva* (1997) wird von *Scherbaum et al.* (2005) als sehr zuverlässig eingeschätzt. Da es jedoch hauptsächlich auf kalifornischen Daten beruht und die tektonische Situation in Mitteleuropa eine grundsätzlich andere ist, erhält diese Modell nur ein Gewicht von 20%. *Spudich et al.* (1999) nutzen weltweite Daten aus Extensionszonen. Da signifikante Anteile dieses tektonischen Regimes in den seismisch aktivsten Gebieten unseres Zielgebietes präsent sind, erhielt das Modell nach *Spudich et al.* (1999) ein Gewicht von 30%. Die Daten von *Spudich et al.* (1999) wurden durch *Pankow & Pechmann* (2004, 2006) neu angepasst, so dass letztlich deren Modell in die PSHA einfließt. *Berge-Thierry et al.* (2003) nutzen vornehmlich Daten aus Europa und dem Mittleren Osten, so dass dieses Modell mit dem größten Gewicht von 50% eingeht.

Weitere Charakteristika der ausgewählten Modelle sind in Tabelle 6 zusammengefasst – hierzu gehören: (1) der Magnitudentyp, (2) die Entfernungsmetrik, wo-

bei hier einheitlich die Hypozentraldistanz Anwendung findet, (3) der Typ des tektonischen Regimes, welcher explizit dem Modell zugrunde liegt bzw. für welchen bei *Abrahamson & Silva* (1997) bereits ein Anpassungsparameter existiert, (4) die für die Modellbildung genutzte Komponente(n) der ausgewerteten Starkbodenbewegungsaufzeichnungen.

Tabelle 6. Charakteristika der ausgewählten Starkbodenbewegungsmodelle.

Starkbodenbewegungsmodell	Magnituden-Typ	Entfernungsmetrik	tekton. Regime	Komponente K	Wichtung
Abrahamson & Silva (1997)	M_w	Ruptur-Distanz (rup)	R, SS	geometr. Mittel	20%
Berge-Thierry et al. (2003)	M_S	Hypozentral-Distanz (hypo)	-	beide Komponenten	50%
Pankow & Pechmann (2004, 2006)	M_w	Joyner-Boore-Distanz (JB)	NF	geometr. Mittel	30%

R – Aufschiebungstektonik

SS – Seitenverschiebungstektonik

NF – Abschiebungstektonik

7.2 Magnitudenkonversion

Zwei der ausgewählten GMPE (*Abraham & Silva* 1997 und *Pankow & Pechmann* 2004, 2006) liegen bereits in M_w vor und damit mit derselben Magnitudenart wie der Seismizitätsdatensatz. Lediglich das GMPE nach *Berge-Thierry et al.* (2003) in M_S erfordert eine Magnitudenkonversion. M_S - M_w -Relationen anhand europäischer Daten sind die Konversionsbeziehungen nach *Ambraseys & Free* (1997) mit dem Schwerpunkt südeuropäischer Daten und *Bungum et al.* (2003). Wir verwenden hier letztere, da sie die offensichtlichen Unterschiede zwischen S-Europa bzw. N- und Mitteleuropa berücksichtigt. Für N- und Mitteleuropa gilt nach *Bungum et al.* (2003)

$$M_S = M_w \quad (18)$$

was durch eigene Daten bestätigt wird. Für S-Europa gilt dagegen eine Relation (*Bungum*, pers. Mitteilung), nach der die originale gekoppelte lineare Beziehung durch eine quadratische ersetzt ist:

$$M_S = -0,148M_w^2 + 3,062M_w - 7,176 \quad M_S \leq 6,5$$

$$M_S = M_w \quad M_S > 6,5 \quad (19)$$

Obwohl *Bungum et al.* (2003) keine explizite Angabe machen, ab welcher nördlichen Breite sie die Unterscheidung zwischen N- und S-Europa ansetzen, implizieren sie eine Differenzierung im Bereich der Alpen. Dies wurde bei 47°N festgesetzt und dabei so verfahren, dass die Großregion, die die größten ihrer Flächen südlich von 47°N haben, den Übergangsbereich zu S-Europa darstellen. In diesem Übergangsbereich (welcher sämtliche südlichen Quellregionen einschließt) setzen wir die Beziehung (19) mit einem Gewicht von 50% und die Gleichung (18) ebenfalls mit einer Wichtung von 50%. Für die Kleinregionen innerhalb der Großregionen wird sinngemäß verfahren.

7.3 *Komponenten-Konversion*

Bei der Auswahl von GMPE ist es wichtig zu prüfen, welches Verfahren in den Modellen angewandt wurde, spektrale Ordinaten oder horizontale PGA aus den triaxialen Beschleunigungsaufzeichnungen zu gewinnen. Wir bevorzugen für die vorliegende Analyse das geometrische Mittel der horizontalen PGA sowie jeder Antwort-Periode. Das geometrische Mittel für zwei Komponenten entspricht dem Anti-log (Numerus) des arithmetischen Mittels ihrer Logarithmen. Manche GMPE (wie *Berge-Thierry et al.* 2003) verwenden beide horizontale Komponenten und behandeln sie als unabhängige Datenpunkte. Dies entspricht einer „Zufalls“-Komponente und verlangt keine Umrechnung bezüglich des geometrischen Mittels.

Andere GMPE basieren auf verschiedenen Verfahren der alleinigen Nutzung der größeren PGA-Werte. Diese Modelle verlangen eine Umrechnungsprozedur. Allerdings wird für die vorliegende Untersuchung auf solche Modelle nicht zurückgegriffen, so dass hier keine Komponenten-Konversion nötig ist.

7.4 *Anpassung an den Einfluss des tektonischen Regimes*

Bekanntlich beeinflusst der Herdmechanismus von Beben die Charakteristika der Starkbodenbewegung. Zum Zeitpunkt der Durchführung der Analyse verfügten lediglich GMPE anhand von Daten in N-Amerika über einen separaten Parameter zum tektonischen Regime (style-of-faulting), welcher für diese Daten zumindest Seitenverschiebung und Aufschiebung unterscheidet. Obwohl der Einfluss dieses Parameters auf die Ergebnisse der PSHA nicht sonderlich groß ist, ist es eine Größe, die die Ausgewogenheit der erhaltenen Ergebnisse in Bezug auf Unterschiede im tektonischen Regime abrundet.

Bommer et al. (2003) legten ein Verfahren vor, mit dem sich Bruch-Mechanismus-Koeffizienten für GMPE anpassen lassen, so dass das tektonische Regime in den Quellregionen direkt Eingang in die PSHA finden kann. Mittels dieses Modells können sogar Dämpfungsmodelle anhand kalifornischer Daten, die den Regime-Typ der Abschiebungsbeben nicht enthalten, auf diesen Typ erweitert werden. Anhand der Angaben bei *Bommer et al.* (2003) sowie mittels einiger Zusatzinformationen von *Bommer* (pers. Mitteilung) wurde die frequenzabhängige Anpassung des tektonischen Regimes vorgenommen. Während der Anpassungsfaktor für Abschiebung bezogen auf Seitenverschiebungen bei 0,95 liegt, variiert die Anpassung für Aufschiebung bezüglich Seitenverschiebungen im Bereich von bis zu 1,2-1,3.

Abrahamson & Silva (1997) geben eine Funktion zur Berechnung des Anpassungsfaktors für Aufschiebung gegenüber Seitenverschiebung als Bestandteil der allgemeinen Funktion an. Der Faktor für Abschiebung stammt von *Bommer* (2003 und pers. Mitteilung). *Berge-Thierry et al.* (2003) und *Pankow & Pechmann* (2004) unterscheiden nicht zwischen den einzelnen Herdmechanismen. Hier stammen alle drei Anpassungsfaktoren, bezogen auf den jeweils publizierten Wert, von *Bommer* (2003 und pers. Mitteilung).

Künftige PSHA sollten modernste GMPE nutzen, die explizit einen Parameter bezüglich des tektonischen Regimes enthalten, um die Anpassung wie die hier vorgenommene vermeiden zu können.

7.5 Konversion von Distanz-Metriken

Erdbeben mit $M_w > 5$ können nicht mehr als Punktquelle betrachtet werden. Zur Berücksichtigung von Ausdehnung und Orientierung der entsprechenden Herdflächen in einer Dämpfungsrelation existieren in der Literatur unterschiedliche Begriffe für die Abstandsmessung zwischen Beben und Untersuchungsort. Auch die hier verwendeten Dämpfungsrelationen basieren auf verschiedenen Abstandsmetriken: *Abrahamson & Silva* (1997) benutzen die geringste Entfernung zur Bruchfläche (rupture distance, r_{rup}), *Berge-Thierry et al.* (2003) den Hypozentralabstand (r_{hyp}) und *Pankow & Pechmann* (2004) die geringste Entfernung zur Projektion der Bruchfläche auf die Erdoberfläche (Joyner-Boore distance, r_{JB}). Für die Beschreibung von seismischen Quellregionen durch homogene Flächenquellen ist es jedoch notwendig, die azimutabhängigen Abstände r_{rup} bzw. r_{JB} in einem angenäherten isotropen Hypozentralabstand r_{hyp} zu konvertieren.

Mittels aufwändiger Modellierungen haben *Scherbaum et al.* (2004) azimut-unabhängige Konversionsformeln für diese Abstandsmetriken hergeleitet. Basis die-

ser Untersuchungen bilden statistisch generierte Bebenkataloge (Geometrie und Verteilung von Herdflächen, Magnituden-Bruchflächenbeziehungen nach *Wells & Coppersmith* 1994). Aus der Vielzahl möglicher Herdtypen haben sie – ausgehend von realen Katalogen – repräsentative Konstellationen für Krustenbeben erarbeitet und deren Resultate in Abhängigkeit von der Joyner-Boore-Entfernung r_{JB} und der Magnitude M (als Polynom 3. Grades in r_{JB} und 4. Grades in M) dargestellt.

Die von *Scherbaum et al.* (2004) entwickelten Konversionsbeziehungen für ein generisches Krustenmodell bilden den Ausgangspunkt für die folgenden vereinfachten Relation zur Konversion von r_{JB} bzw. r_{rup} in eine äquivalente Hypozentralentfernung. Dabei waren mit Blick auf die Gefährdungsrechnungen zwei Randbedingungen zu beachten: (1) die Konversionsgleichungen müssen sich numerisch einfach (geringe CPU-Belastung) in die Gefährdungsanalysesoftware (*FRISK88M*, Risk Engineering Ltd. 1997) integrieren lassen und (2) auch für kleine Magnituden anwendbar bleiben.

Bei geeigneter Darstellung der Residuen nach *Scherbaum et al.* (2004) zwischen den unterschiedlichen Distanzmetriken wurde deutlich, dass die Magnitude (im Vergleich zum Abstand) der dominierende Faktor für den Unterschied zwischen den einzelnen Metriken darstellt. So lässt sich das Residuum zwischen r_{hyp} und r_{JB} in Abhängigkeit von der minimal erwarteten Herdtiefe h_{seis}

$$\varepsilon_{hypJB}(r_{JB}, M_w) = r_{hyp} - \sqrt{h_{seis}^2 + r_{JB}^2} \quad (20)$$

in guter Näherung als eine Funktion der Magnitude allein $\varepsilon_{hypJB}(r_{JB}, M_w) \approx \varepsilon_{hypJB}(M_w)$ beschreiben. Für die Extrapolation in kleinere Magnitudenbereiche bieten sich im Gegensatz zu Polynomansätzen Potenzfunktionen der Form

$$\varepsilon_{hypJB}(M_w) = a + b \cdot M_w^c \quad (21)$$

an. Die Bestimmung der Parameter a , b und c wurden mittels nichtlinearer Regression durchgeführt. Für die Konversion zwischen r_{hyp} und r_{JB} konnte unmittelbar auf die Ergebnisdarstellungen von *Scherbaum et al.* (2004) zurückgegriffen werden. Für das Residuum ε_{hypJB} ergab sich folgender Ausdruck:

$$\varepsilon_{hypJB}(M_w) = r_{hyp} - \sqrt{h_{seis}^2 + r_{JB}^2} = 4,853 + 1,347 \cdot 10^{-6} \cdot M_w^{8,163} \quad (22)$$

Das Residuum ε_{hyprup} zwischen Hypozentralabstand r_{hyp} und Entfernung zur Bruchfläche r_{rup} wurde aus den Darstellungen für ε_{hypJB} und ε_{rupJB} generiert. Auch

hier ist die Magnitudenabhängigkeit dominant und eine Approximation mit Potenzfunktionen naheliegend. Die optimale Anpassung mit diesem Funktionstyp lautet:

$$\varepsilon_{hyrup}(M_w) = r_{hyp} - r_{rup} = 0,7101 + 2,496 \cdot 10^{-6} \cdot M_w^{7,982} \quad (23)$$

8. Berechnung der seismischen Gefährdung

8.1 Logischer Baum pro Quellregion und Berechnungsprozedur

Der Logische Baum für die Quellregionenmodelle wurde bereits im Abschnitt 5.4 behandelt. Für jede seismische Quelle sind als Bestandteil der Berechnungsprozedur die entsprechenden quellspezifischen Parameter mit ihren Unsicherheiten zu berücksichtigen. Dabei sind die epistemischen Unsicherheiten in einem für jede Quellregion speziellen Logischen Baum zu behandeln – über die aleatorischen Unsicherheiten ist dagegen zu integrieren. Die Struktur des Logischen Baumes pro Quellregion ist in Abb. 22 dargestellt.

Die erste Verzweigungsebene bezeichnet die epistemische Unsicherheit in den Modellen der Starkbodenbewegungsmodelle, wobei das Modell von *Berge-Thierry et al.* (2003), das hauptsächlich auf Daten aus Europa fußt, die höchste Wichtung von 50% erhält. Wegen der bedeutenden Abschiebungsanteile der Beben in den wichtigs-

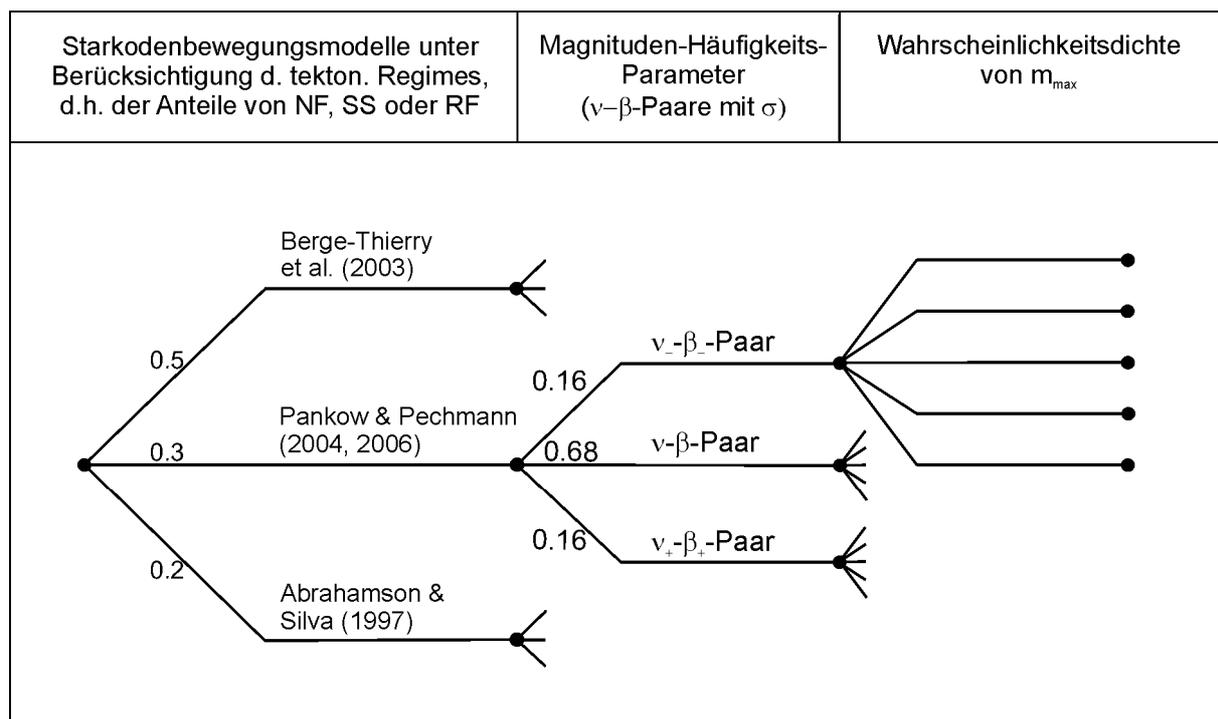


Abbildung 22. Struktur des Logischen Baumes pro seismischer Quelle. An den Verzweigungen sind die jeweiligen Wichtungen angegeben; sofern keine Wichtungen benannt sind, sind diese identisch.

ten Bebengebieten Deutschlands geht das Modell von *Pankow & Pechmann* (2004, 2006) mit einem Gewicht von 30% in die Berechnung ein. Für das Modell von *Abrahamson & Silva* (1997) verbleiben somit 20% Gewicht. Für jede Quelle kommt das für sie typische tektonische Regime, d. h. die spezifischen Anteile von Abschiebung (NF), Seitenverschiebung (SS) und Aufschiebung (RF) zur Anwendung (vgl. Abschnitte 4.1 und 5.2).

Die nächste Verzweigungsebene beschreibt die Unsicherheit in den ν - β -Paaren (vgl. Abschnitt 6.2), wobei die Quellparameter ν_0 und β zu einem Eingangsparameter, dem ν - β -Paar, zusammengefasst und dessen Unsicherheiten durch drei Verzweigungen im Logischen Baum, die Paare (ν_-, β_-) , (ν, β) sowie (ν_+, β_+) , berücksichtigt werden (vgl. Abschnitt 6.1). Die Wichtung dieser Paare ergibt sich durch folgende statistische Überlegung (*Grünthal & Wahlström* 2006): 68% Wahrscheinlichkeit einer Normalverteilung befindet sich innerhalb einer Standardabweichung σ um dem Mittelwert μ und kann damit dem Intervall $(\mu - \sigma, \mu + \sigma)$ zugeordnet werden. Für die Intervalle $(-\infty, \mu - \sigma)$ und $(\mu + \sigma, \infty)$ verbleiben dann jeweils 16%. Die Punktschätzung des Parameters β bekommt daher das Gewicht 0,68, während die unteren und oberen Grenzparameter $\beta_- = \beta - 1,41\sigma$ und $\beta_+ = \beta + 1,41\sigma$ das Gewicht 0,16 erhalten. Der Faktor 1,41 ergibt sich aus der Teilung der beiden Flächeninhalte über den Intervallen $(-\infty, \mu - \sigma)$ und $(\mu + \sigma, \infty)$ an den Stellen β_- bzw. β_+ in zwei gleich große Teile. Die zu den entsprechenden ν - β -Paaren gehörenden Parameter ν_- und ν_+ werden, bei nun bekannten β_- und β_+ , durch Anpassung an die Bebenaten bestimmt.

Die Verteilung des dritten Aktivitätsparameters, m_{max} , (siehe Abschnitt 6.3) wurde in fünf Teile mit jeweils gleichem Gewicht (20%) aufgeteilt. Die diskretisierten Werte (vgl. Abb. 20 und 21) der jeweiligen Teile gehen in die Berechnung ein.

Für die Durchführung der Berechnungsprozedur müssten streng genommen alle Parameter (mit Ausnahme der Dämpfungsrelation) für alle Quellen unabhängig voneinander variiert werden. Da die detaillierten Quellenmodelle jeweils aus ca. 100 einzelnen Quellen bestehen, ergibt sich die zu berechnende Anzahl von Einzelrechnungen (jeweils eine vollständige Gefährdungskarte) für den Logischen Baum aus Abb. 22 als das Produkt von 3^{100} für die ν - β -Paare und 5^{100} für die Maximalmagnituden, also in deren Kombination 15^{100} . Da drei detaillierte Quellenmodelle verwendet werden, wobei eines noch einmal in drei Varianten zerfällt, ergeben sich somit fünf detaillierte Modelle kleinräumiger Quellregionen. Allein für die detaillierten Modelle müssten also $5 \cdot 15^{100} \approx 2 \cdot 10^{118}$ Gefährdungskarten berechnet werden.

Um die Berechnung technisch durchführbar zu gestalten (d. h. die Rechenzeit in vertretbaren Grenzen zu halten), werden die Parameter zwischen den einzelnen Quellen eines Modells abhängig variiert, d. h. in einem Zweig des Logischen Baumes

tritt für einen Parameter (v - β -Paar oder m_{max}) immer nur ein Index auf. Es gibt also z. B. einen Zweig, in dem für jede Quelle eines Modells mit der größten maximalen Magnitude m_{max} gerechnet wird, jedoch keinen, in dem innerhalb eines Modells in einigen Quellen die größten m_{max} verwendet werden und in anderen die kleinsten. Aus der Kombination der 45 Endzweige im Logischen Baum der Quellregionen mit dem Logischen Baum zu den Quellenmodellen ergeben sich 315 Endzweige.

Für jeden der 45 Endzweige im Logischen Baum für jede Quelle ist schließlich für die Berechnung der PSHA für einen Gitterpunkt die Integration gemäß der Abschnitte 4.1 und 4.2 vorzunehmen. Im einzelnen sind dies nach Gleichung (2) bzw. (10) die Integrationen über

- den Magnitudenbereich von m_{min} bis m_{max} ,
- den Entfernungsbereich r von 0 bis r_{max} ,
- den Tiefenbereich von h_{min} bis h_{max} ,
- die Unsicherheit in den logarithmischen Normalverteilungen der GMPE von ε_{min} bis ε_{max} .

Die Magnitudenintegration erfolgt von der kleinsten Magnitude ab der die jeweiligen GMPE gültig sind. Dieser Wert liegt bei $m_{min} = 4,5$. Die Werte von m_{max} werden im Abschnitt 6.3 beschrieben. Die Schrittweite bei der Magnitudenintegration betrug 0,05 Magnitudeneinheiten.

Die Integration über den Entfernungsbereich zwischen Gitterpunkt und Kreisringsegment pro Quelle erfolgt bis zu maximal 500 km, wird aber bereits vorher abgebrochen, wenn für den betrachteten Punkt ab einer bestimmten Entfernung keine Gefährdungsbeiträge mehr erfolgen. Für die Integration über die Entfernung wird der empfohlene Wert von 20 Integrationsschritten, mit dem die Quellregionen in Kreisringsegmente zerlegt werden, verwendet.

Die Integration über den für jede Quellregion spezifischen Tiefenbereich von h_{min} bis h_{max} sind im Abschnitt 6.4 beschrieben. Zur Beschränkung der Rechenzeit ist die Integration auf fünf Schritte reduziert. Dieses grobe Verfahren ist auch der Tatsache geschuldet, dass die Tiefenangaben für die übergroße Mehrzahl der Beben entweder nicht bekannt oder mit großen Fehlern verbunden ist.

Die Integration über die logarithmische Normalverteilungen der GMPE erfolgt von -2σ bis $+2\sigma$, d. h. von $\varepsilon = -2$ bis $\varepsilon = +2$. Für die verwandten GMPE und den für diese Untersuchung geforderten kleinsten Eintreffenswahrscheinlichkeiten ist eine Beschränkung bis auf $+2\sigma$ ausreichend (vgl. auch *Bommer et al.* 2004). Erst für Berechnungen für noch kleinere Eintreffenswahrscheinlichkeiten wäre zu prüfen, eine obere Integrationsgrenze bis zu größeren ε nötig und sinnvoll ist.

8.2 Die berechneten Gefährdungskarten

Die probabilistischen Gefährdungsberechnungen erfolgen für die Gitterpunkte eines Rasters von $0,1^{\circ}\text{N} \times 0,1^{\circ}\text{E}$. Für das Zielgebiet der Bundesrepublik ergeben sich somit ca. 6200 Einzelpunkte. Zur Generierung der Gefährdungskarten wurde eine bilineare Interpolation angewandt.

Die Berechnungen erfolgten für

- spektrale gefährdungskonsistente Antwortbeschleunigungen für 5%-Strukturdämpfung für den Frequenzbereich von 0,5-50 Hz,
- die Untergrundtypen Fels- und Lockergesteinsuntergrund,
- Median-Werte (50%-Fraktile) gemäß der Forderungen in einschlägigen Regelwerken zur erdbebengerechten Auslegung von Bauten in Bebengebieten bzw. Sicherheitsrichtlinien.

Gemäß der Nutzung der Ergebnisse der beschriebenen PSHA als Lastannahmen für die Anwendung der DIN 19700:2004-07 für Sicherheitsanalysen von Wasserbauten werden hier die Kartendarstellungen für die vier in der genannten Regel geforderten Gefährdungsniveaus wiedergegeben. Ausgedrückt in mittleren Wiederkehrperioden T sind dies die Gefährdungsniveaus

$T = 100$ Jahre,

$T = 500$ Jahre,

$T = 1000$ Jahre,

$T = 2500$ Jahre.

Die vier genannten mittleren Wiederkehrperioden werden im Rahmen der DIN 19700:2004-07 zwei Erdbeben-Lastfällen zugeordnet:

1. dem Betriebserdbeben und
2. dem Bemessungserdbeben.

Das **Betriebserdbeben** dient dem Nachweis der Gebrauchstauglichkeit und Dauerhaftigkeit der Anlage. Dem Betriebserdbeben muss die Anlage ohne Nutzungsbeschränkung widerstehen.

Das **Bemessungserdbeben** dient dem Nachweis der Tragsicherheit. Dem Bemessungserdbeben muss die Anlage ohne globales Versagen widerstehen. Lokale Schäden an der Anlage wären zu tolerieren.

Die Talsperren werden entsprechend ihrem Risikopotential für die bebaute und unbebaute Umgebung in zwei Risiko-Klassen eingeteilt:

1. Klasse 1: Große Talsperren,
2. Klasse 2: Mittlere und kleine Talsperren.

Bezüglich der Festlegungen der Unterteilung in diese beiden Klassen sowie der Spezifika für Hochwasserrückhaltebecken, Staustufen, Pumpspeicherbecken und

Sedimentationsbecken sei auf den Wortlaut der DIN 19700:2004-07 in den im Literaturverzeichnis angegebenen Teilen verwiesen.

Die Gefährdungsniveaus für die Erdbebennachweise werden im Regelwerk in Form der mittleren Wiederkehrperioden T von Bodenerschütterungsamplituden festgelegt. Für das **Betriebserdbeben** betragen diese $T = 100$ Jahre [a] für die Talsperrenklasse 2 sowie $T = 500a$ für die Talsperrenklasse 1. Für das **Bemessungserdbeben** gelten $T = 1000a$ für die Talsperrenklasse 2 und $T = 2500a$ für die Talsperrenklasse 1. In Tabelle 7 sind diese verschiedenen Gefährdungsniveaus in Verbindung mit den zugehörigen jährlichen Überschreitenswahrscheinlichkeiten $P = 1/T$ sowie den prozentualen Überschreitenswahrscheinlichkeiten der für die verschiedenen Werte von T bereitzustellenden Bodenbeschleunigungsdaten innerhalb der anzusetzenden Standzeit von 100 Jahren für Stauanlagen zusammengefasst.

Tabelle 7. Gefährdungsniveaus für die Erdbebennachweise.

a) Betriebserdbeben BtE

Talsperrenklasse	mittlere Wiederkehr-Periode T	jährliche Überschreitenswahrscheinlichkeit	prozentuale Überschreitenswahrscheinlichkeit während einer Standzeit von 100 Jahren
2	100 a	$1 \cdot 10^{-2}$ p.a.	63%
1	500 a	$2 \cdot 10^{-3}$ p.a.	18%

b) Bemessungserdbeben BmE

2	1000 a	$1 \cdot 10^{-3}$ p.a.	9,5%
1	2500 a	$4 \cdot 10^{-4}$ p.a.	4%

Aus Platzgründen können hier unmöglich sämtliche Karten für die Frequenzen in o. g. Bereich von 0,5-50 Hz wiedergegeben werden. Exemplarisch erfolgt die Kartendarstellung daher lediglich für die Frequenz von 2,5 Hz bzw. die Schwingungsperiode von 0,4 sec. Die Abb. 23 bis 26 zeigen die entsprechenden Gefährdungskarten für die Bundesrepublik Deutschland für die mittleren Wiederkehrperioden $T = 100a$, $T = 500a$, $T = 1000a$ und $T = 2500a$. Die Kartendarstellungen beziehen sich auf die 50%-Fraktile und Felsgesteinsuntergrund – auch wenn dieser nur in kleineren Teilen des Zielgebietes tatsächlich angetroffen wird. Die Unterschiede in den Berechnungsergebnissen zu Lockergesteinsuntergründen wird im nächsten Abschnitt betrachtet.

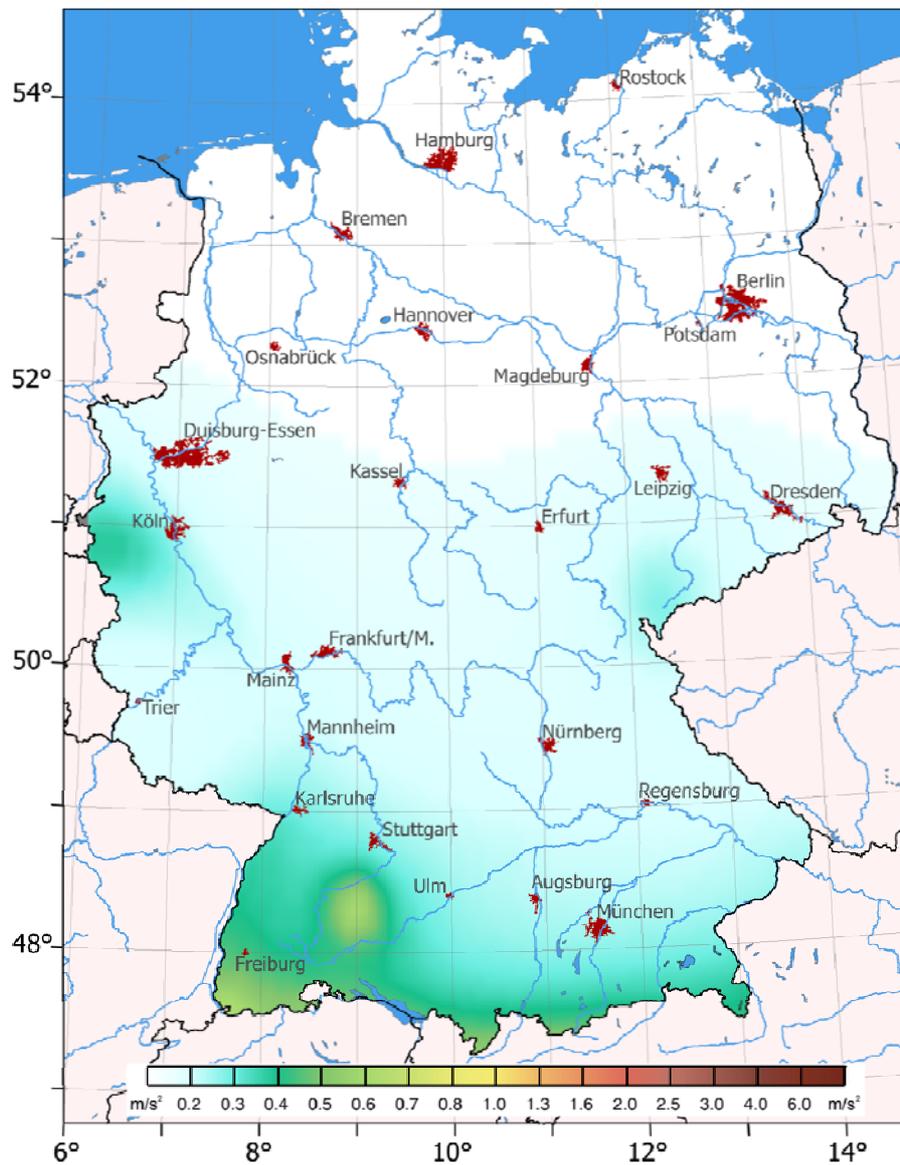


Abbildung 23. Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen (Felsuntergrund, 50%-Fraktil) für 63% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei 0,4 sec (bzw. $P = 0,01$ p.a., $T = 100$ Jahre).

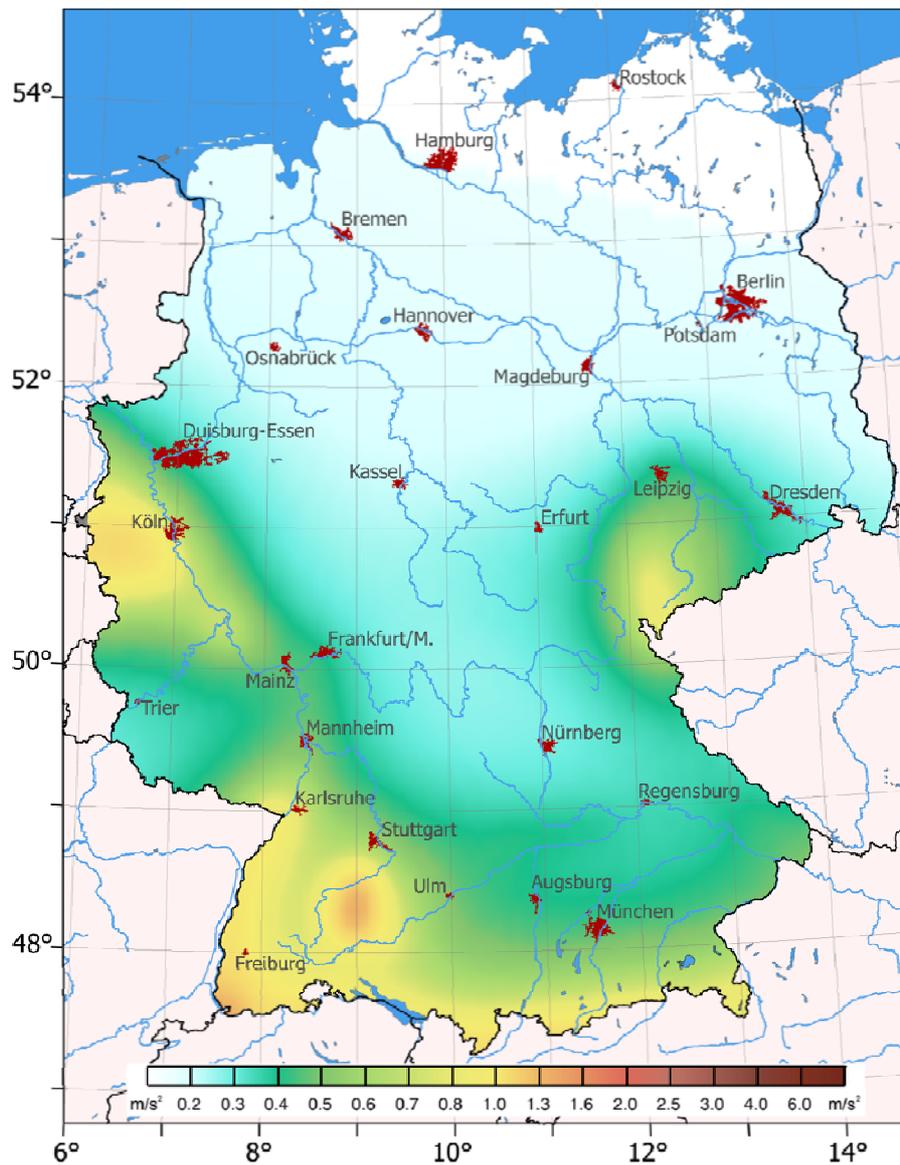


Abbildung 24. Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen (Felsuntergrund, 50%-Fraktil) für 18% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei 0,4 sec (bzw. $P = 2 \cdot 10^{-3}$ p.a., $T = 500$ Jahre).

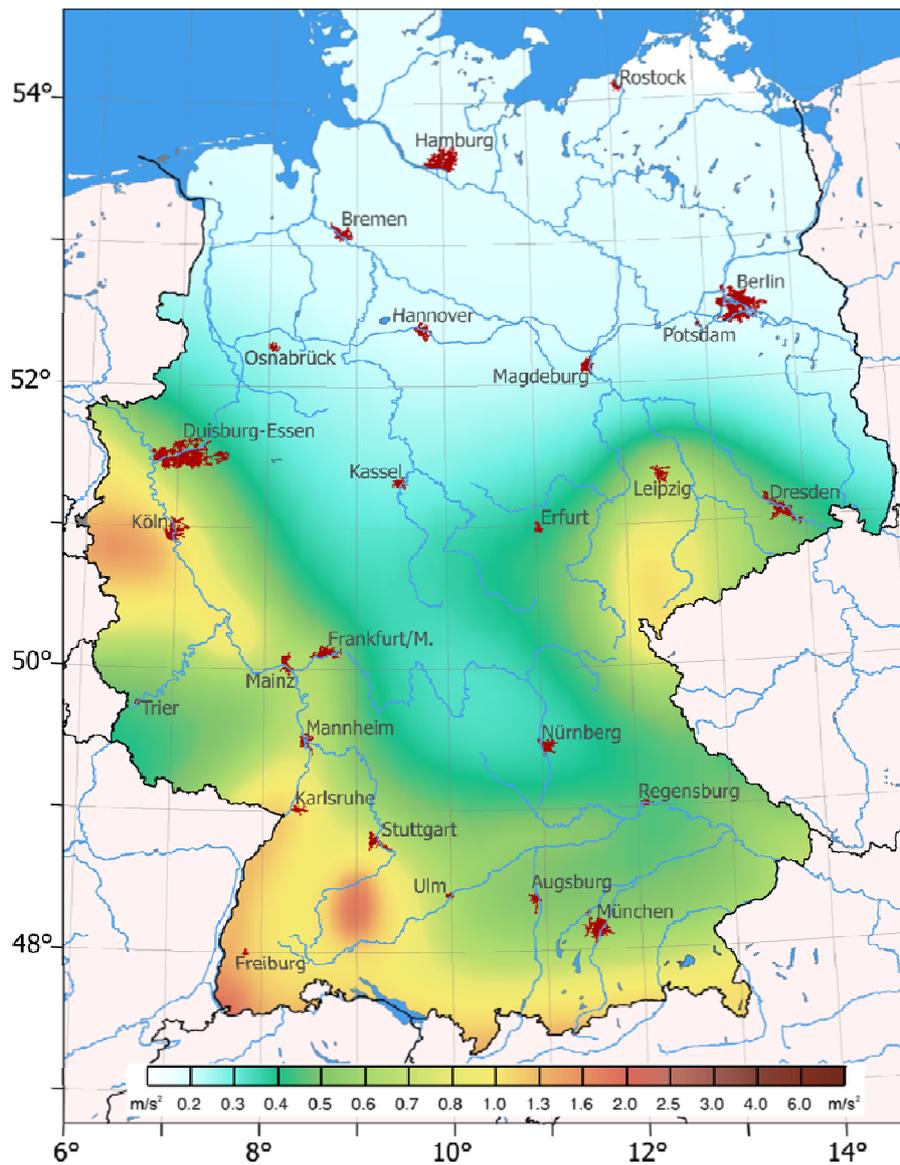


Abbildung 25. Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen (Felsuntergrund, 50%-Fraktile) für 9,5% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei 0,4 sec (bzw. $P = 10^{-3}$ p.a., $T = 1000$ Jahre).

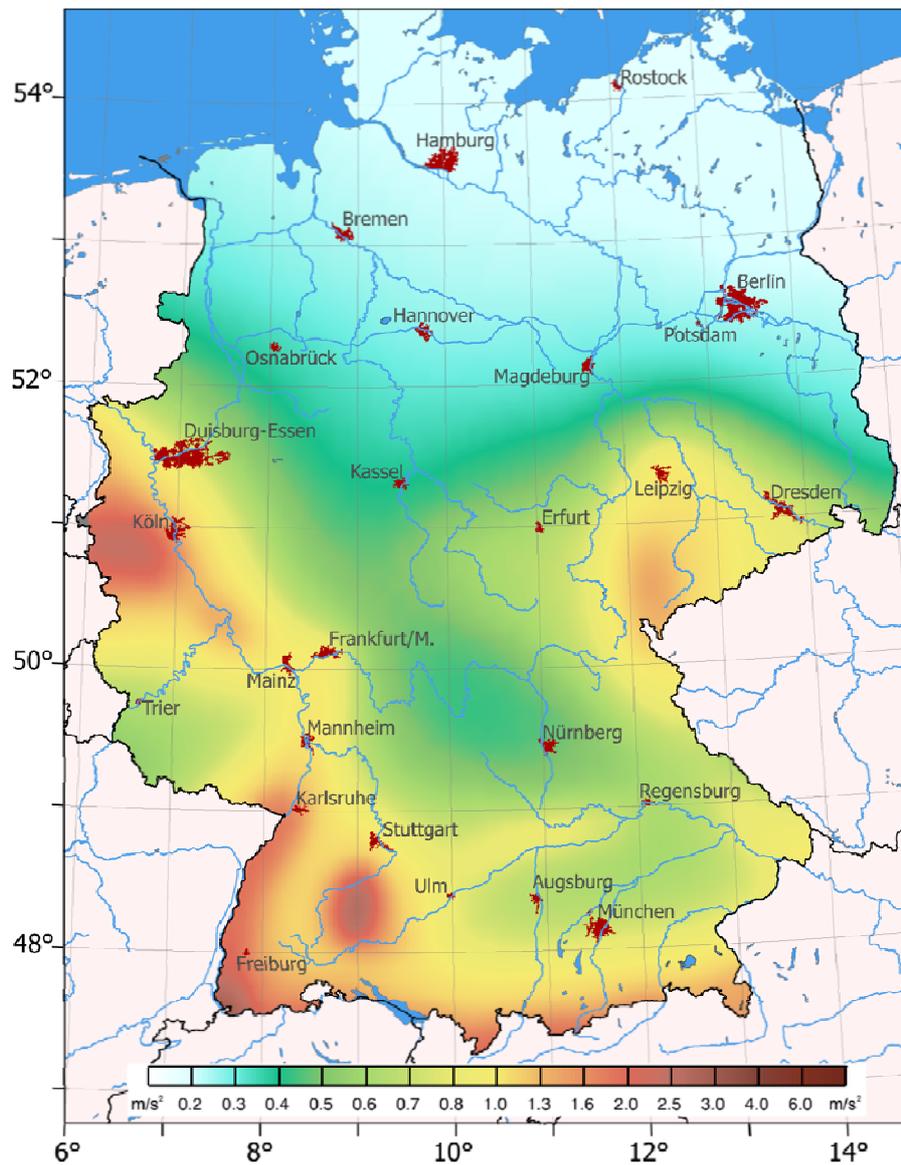


Abbildung 26. Karte der spektralen Antwortbeschleunigungen (Felsuntergrund, 50%-Fraktil) für 4% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bei 0,4 sec (bzw. $P = 4 \cdot 10^{-4}$ p.a., $T = 2500$ Jahre).

Die Abb. 27 bis 30 zeigen die Gefährdungskarten für Spitzenbodenbeschleunigungen PGA für dieselben Parameter wie oben beschrieben. Die Berechnung der PGA-PSHA erfolgt anhand der höchsten Frequenzen, die für die verwandten GMPE vorliegen. Für die Modelle nach *Abrahamson & Silva* (1997) und *Pankow & Pechmann* (2004, 2006) sind dies 50 Hz und für *Berge-Thierry et al.* (2003) sind es 33 Hz.

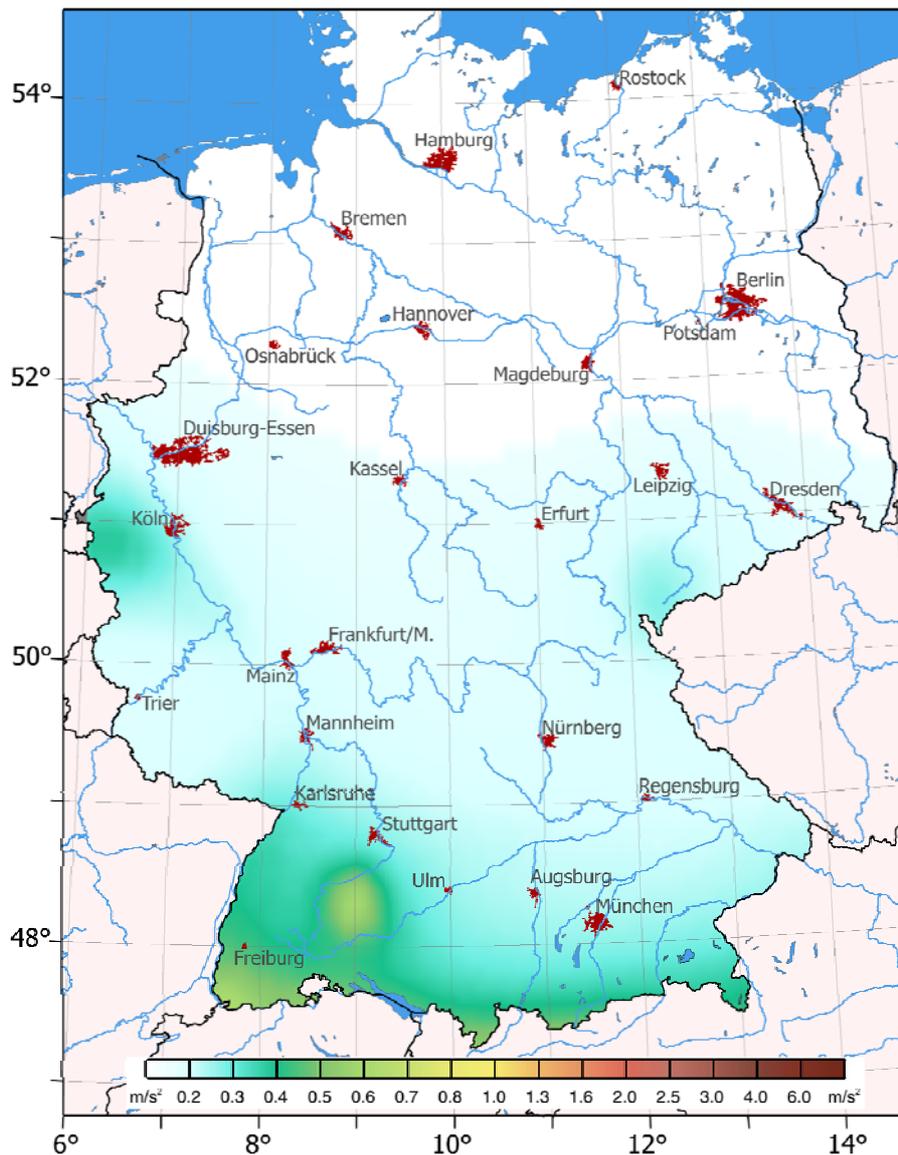


Abbildung 27. Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA (Felsuntergrund, 50%-Fraktil) für 63% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bzw. einer jährlichen Überschreitenswahrscheinlichkeit $P = 0,01$. Dem entspricht eine mittlere Wiederholungsperiode $T = 100$ Jahre.

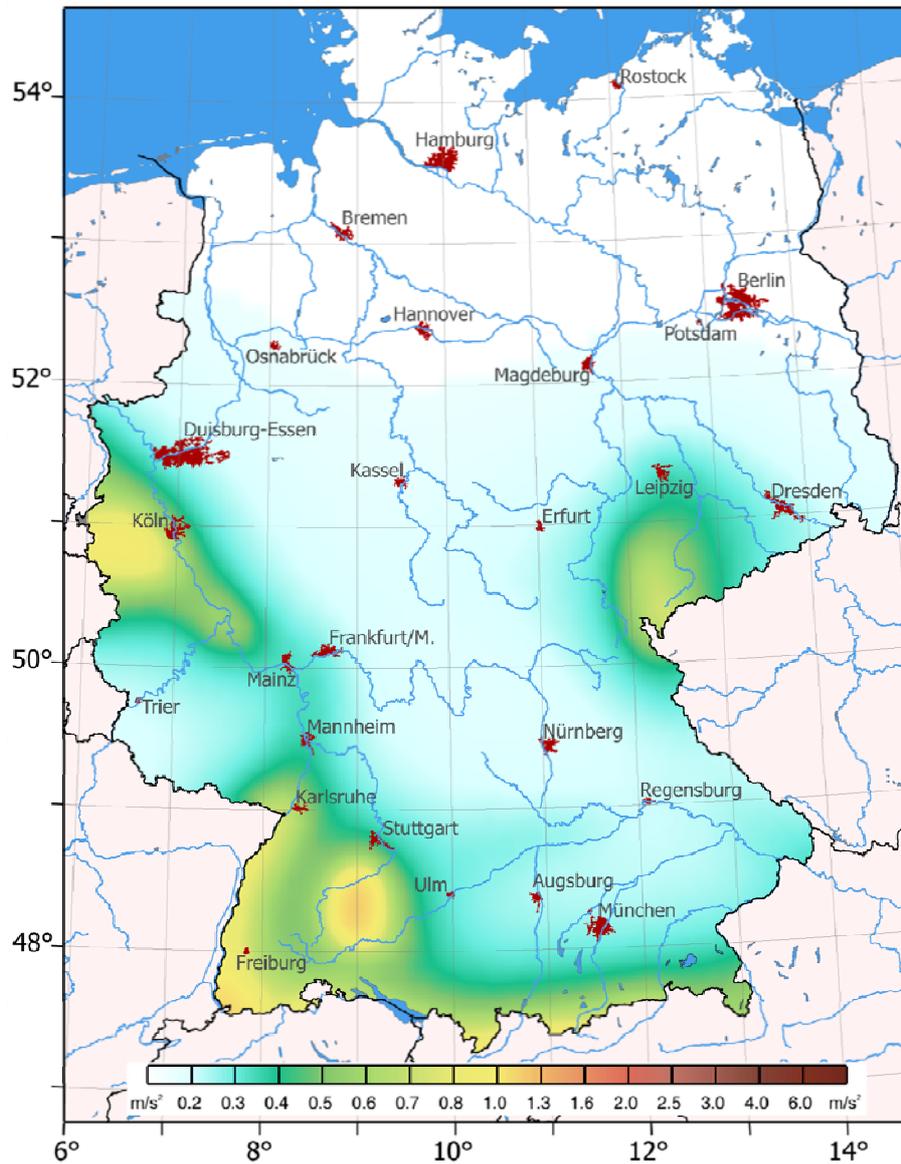


Abbildung 28. Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA (Felsuntergrund, 50%-Fraktile) für 18% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bzw. einer jährlichen Überschreitenswahrscheinlichkeit $P = 2 \cdot 10^{-3}$. Dem entspricht eine mittlere Wiederholungsperiode $T = 500$ Jahre.

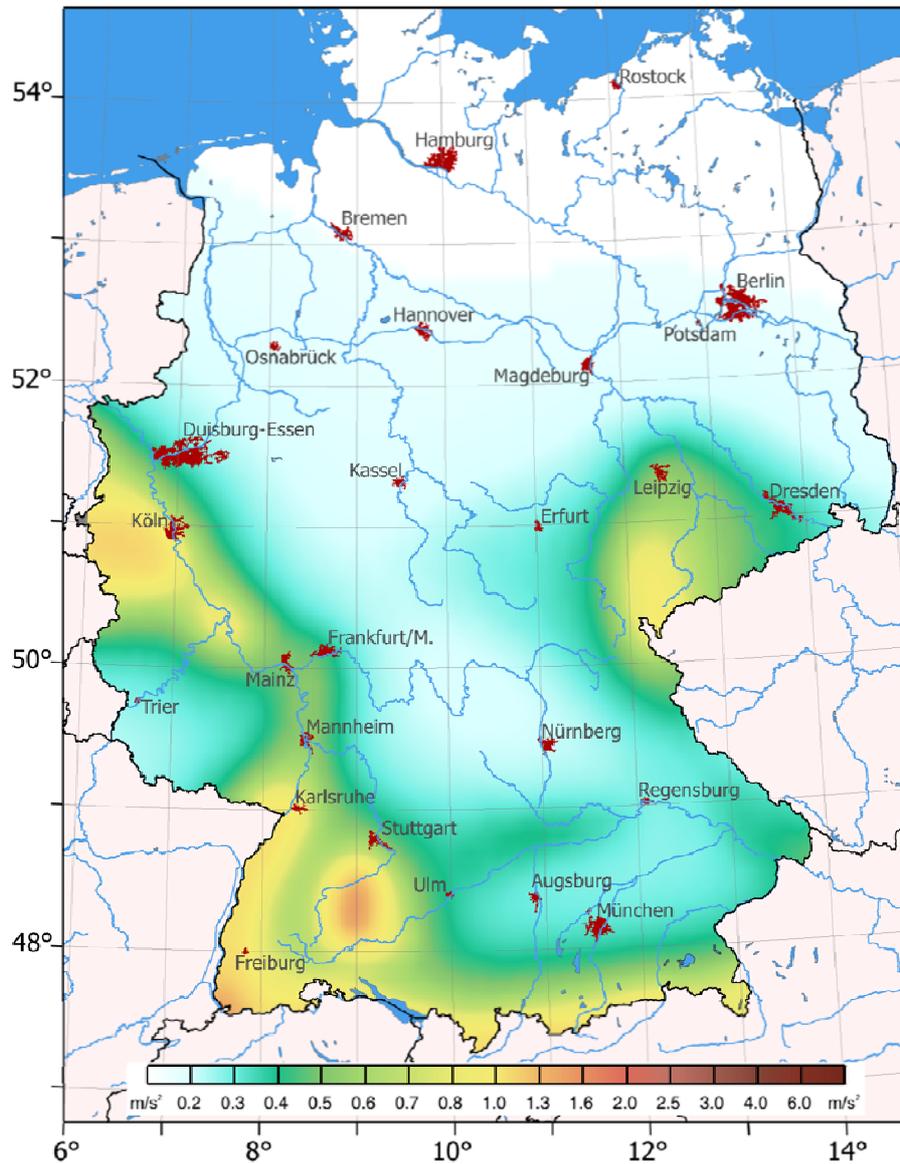


Abbildung 29. Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA (Felsuntergrund, 50%-Fraktile) für 9,5% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bzw. einer jährlichen Überschreitenswahrscheinlichkeit $P = 10^{-3}$. Dem entspricht eine mittlere Wiederholungsperiode $T = 1000$ Jahre.

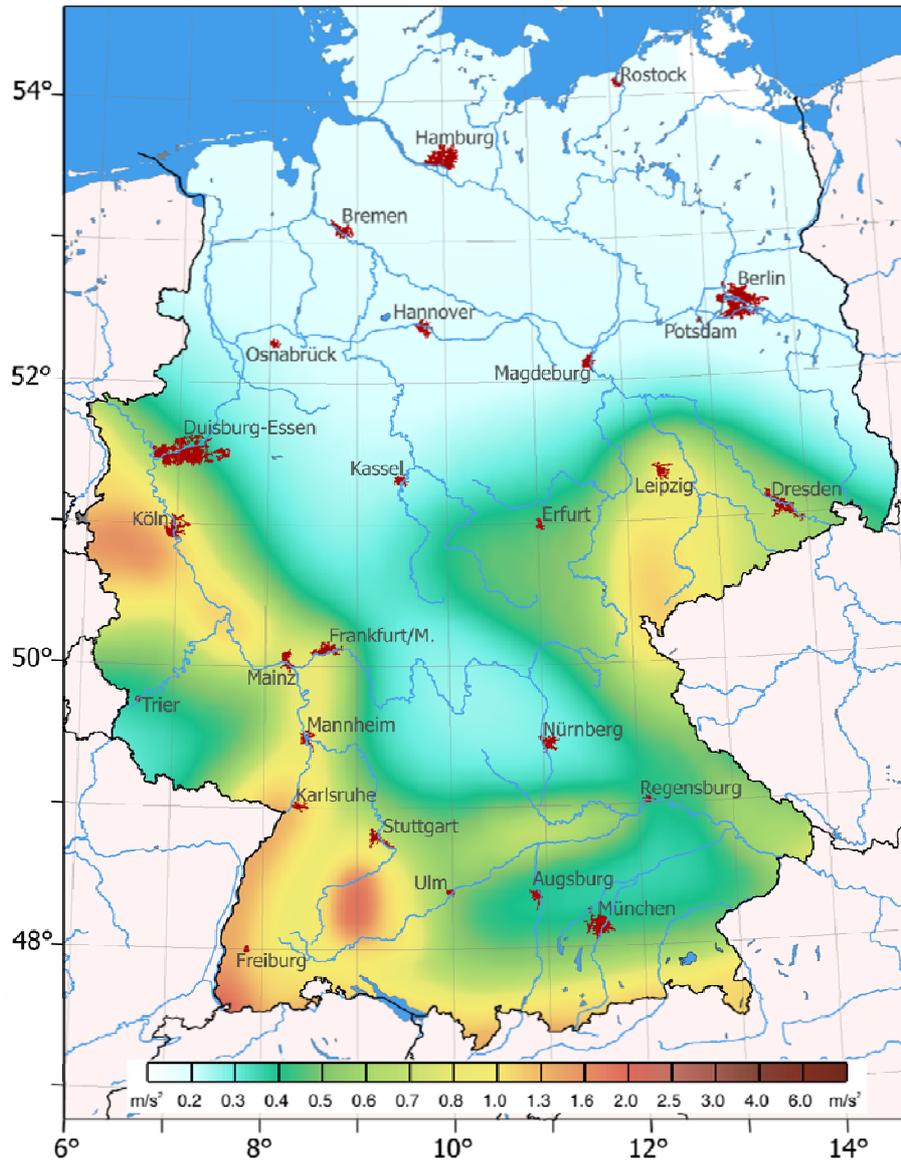


Abbildung 30. Karte der Spitzenbodenbeschleunigungen PGA (Felsuntergrund, 50%-Fraktile) für 4% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 100 Jahren bzw. einer jährlichen Überschreitenswahrscheinlichkeit $P = 4 \cdot 10^{-4}$. Dem entspricht eine mittlere Wiederholungsperiode $T = 2500$ Jahre.

Der Parameter der Spitzenbodenbeschleunigung wird hier lediglich zu Zwecken des Vergleichs mit früheren PSHA-Resultaten herangezogen bzw. dient als „Einhängewert“ für die Anwendung der Spektrenformen der DIN 4149:2005-04 für die vier Gefährdungsniveaus gemäß der DIN 19700:2004-07 (vgl. Abschnitt 8.3). Zu bemerken ist allerdings, dass eine solche Vorgehensweise heutzutage nicht mehr notwendig ist, da explizit berechnete UHS für jeden beliebigen Punkt für unterschiedliche Untergrundtypen zur Verfügung stehen.

Interessant ist der Vergleich mit früheren eigenen PSHA und denen aus Nachbarländern. Hierfür sind die PSHA-Karten für PGA für 10% Überschreitenswahrscheinlichkeit in 50 Jahren ($T = 475a$) heranzuziehen. Ein Vergleich ist ebenso möglich mit den Kontouren der Karte der DIN 4149:2005-04 (auf der Grundlage der intensitätsbasierten PSHA nach *Grünthal & Bosse* 1996 sowie *Grünthal et al.* 1998) mit den a_g -Werten der Norm. Danach ergibt sich eine auffallend gute Übereinstimmung beider PSHA für die drei Erdbebenzonen der Niederrheinischen Bucht bis zur Mittelrheinzone mit etwas kleineren PGA nach der neuen Rechnung. Gleiches gilt für die Erdbebenzonen 2 und 3 SSW-lich Stuttgarts, wobei allerdings in südlicher Richtung die Verbindung der Erdbebenzone 2 bis zum Bodensee unterbrochen ist, d. h. hier werden nicht mehr durchgängig PGA-Werte von $\geq 0,6 \text{ m/s}^2$ erreicht. Die gesamte nördliche (hier das Gebiet östlich des Oberrhein-Grabens) und östliche Begrenzung der Erdbebenzone 1 bleibt unverändert. Dagegen fällt die Erdbebenzone 1 im Gebiet des nördlichen Oberrhein-Grabens sowie im Bereich zwischen Altmühl und Donau völlig weg. Im Gebiet der sächsisch-thüringischen Bebenzone verschiebt sich das bebengefährdete Areal, das den Erdbebenzonen 1 und 2 entspricht, leicht nach Süden. Diese Verschiebung ergibt sich aus der Überlagerung der Einflüsse der Quellregionen vom vogtländischen Bebengebiet mit zahlreichen, aber i. a. schadlosen Beben, mit der Quellregion im Raum Gera, wo sich zwar nur relativ wenige Beben ereignen, dafür aber 1872 das stärkste jemals beobachtete der saxothüringischen seismischen Provinz (*Grünthal* 1992).

Der Vergleich mit der GSHAP-Karte (*Grünthal et al.* 1999) zeigt i. a. insgesamt um ca. $0,2 - 0,5 \text{ m/s}^2$ höhere PGA. Wegen des damals nicht bereinigten Bebenkataloges taucht hier noch die Bebenzone zwischen Donau und Altmühl auf. Der nördliche Oberrhein-Graben ist aber bereits hier im Vergleich zum südlichen Oberrhein-Graben durch kleinere PGA charakterisiert.

PSHA in den Nachbarländern Deutschlands, die zu Vergleichszwecken herangezogen werden können, liegen für $T = 475a$ vor aus Belgien, Frankreich und der Schweiz. Während die Gefährdungskarten der Schweiz, welche, wie in vorliegender Analyse in Form spektraler Antwortbeschleunigungen berechnet wurden (*Giardini et al.* 2004; *Wiemer et al.* 2009), eine sehr gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen

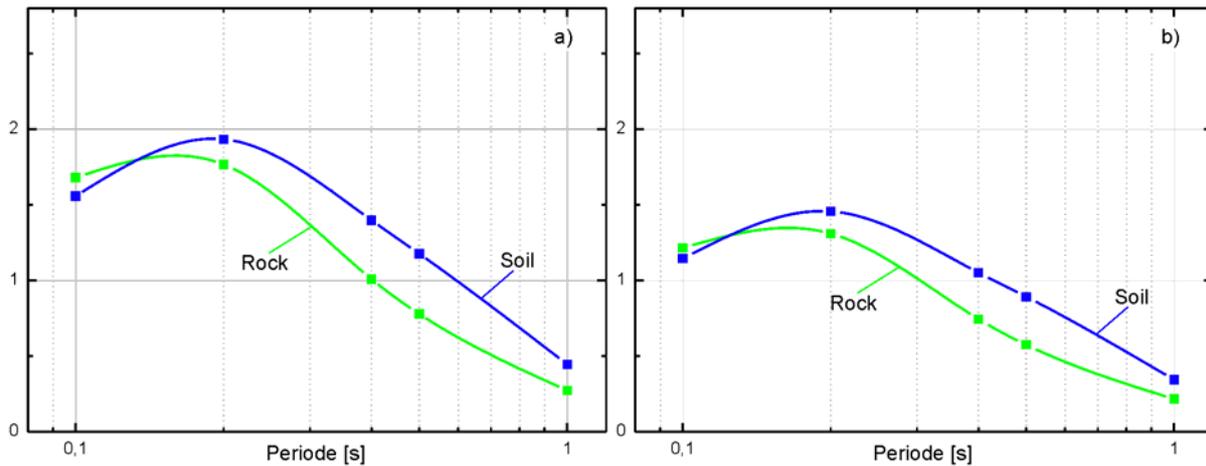


Abbildung 31. Vergleich gefährdungskonsistenter horizontaler Antwortspektren (5% Dämpfung) der Bodenbeschleunigung SA ($T = 500a$, 50%-Fraktil) für „rock“ und „soil“, dargestellt anhand von fünf Spektralstützstellen. a) für die Ortslage Kehl und b) für die Ortslage Karlsruhe.

dieser Untersuchung zeigen, werden für die PGA-basierten Gefährdungskarten Belgiens (Leynaud et al. 2000) sowie für Frankreich (AFPS 2007) deutlich größere Werte ausgewiesen. Im Grenzgebiet zu Belgien zeigt die belgische Karte (berechnet mit dem 84%-Fraktil, d. h. $\varepsilon = 1$, der Dämpfungsrelation) um ca. $0,3 - 0,6 \text{ m/s}^2$ höhere PGA als die anhand der vorliegenden Analyse. Die zitierte französische Karte zeigt im Grenzgebiet zu Deutschland im Mittel um ca. $0,5 \text{ m/s}^2$ höhere PGA.

8.3 Die berechneten Beschleunigungsantwortspektren

Zentrales Ergebnis der PSHA sind die gefährdungskonsistenten Beschleunigungsantwortspektren (UHS). Diese wurden für die gleichen Parameter berechnet, wie unter Abschnitt 8.1 für die Gefährdungskarten beschrieben. Die UHS liegen für jeden Punkt des Zielgebietes dieser Untersuchung vor, wobei eine Spezifizierung in Spektren für felsige und lockere Untergrundtypen erfolgt. Die Abb. 31 zeigt zwei UHS für a) die Ortslage Kehl und b) für die Ortslage Karlsruhe jeweils für $T = 500a$ und 50%-Fraktil für Lockergesteinsuntergrund (soil) und unter Annahme von Felsgesteinsuntergrund. In welcher Weise in den GMPE die beiden Untergrundtypen definiert sind, ist in Tabelle 8 zusammengefasst.

Im nachfolgenden Abschnitt 9 wird die interaktive internetbasierte Abfragefunktion der UHS für die vier gemäß DIN 19700:2004-07 hier betrachteten Gefährdungsniveaus für jeden beliebigen Punkt innerhalb der Bundesrepublik Deutschland beschrieben. Darüber hinaus ist die Abfrage auch für jeden der ca. 43 000 Orte der Bundesrepublik Deutschland möglich – sofern die Beschleunigungswerte mit $\geq 0,4 \text{ m/s}^2$ ingenieurtechnische Relevanz erreichen. Eine solche Funktionalität im

Hinblick auf ingenieurpraktische Anwendungen liegt nach dem Kenntnisstand der Autoren für weltweit kein anderes Land bisher vor.

Tabelle 8. Untergrundtypen „rock“ und „soil“ in den drei verwendeten Dämpfungsrelationen

Veröffentlichung	„rock“	„soil“
Abrahamson & Silva (1997)	$V_S > 600$ m/s oder geringmächtige Lockersedimente (soil) bis 20 m Mächtigkeit	Lockersedimente (soil) mit mehr als 20 m Mächtigkeit
Berge-Thierry et al. (2003)	$V_{S30} > 800$ m/s	$300 \text{ m/s} < V_{S30} < 800 \text{ m/s}$
Pankow & Pechmann (2004) nach Spudich et al. (1999)	Fels: Magmatite, verschweißte Tuffe, Metamorphite, Sedimentgesteine, sonstige Gesteine	Alluvium, Sand, Kies, Schotter, Ton, Schluff, glaziale Ausschwemmungen, Sedimente mit ≥ 5 m Mächtigkeit

Innerhalb der Erdbebenzonen 0, 1, 2 und 3 der DIN 4149:2005-04 bietet die Internet-Abfragefunktion sogar die jeweilige geologische Untergrundklasse gemäß der entsprechenden Karte in dieser Norm für normale Hochbauten dem Nutzer der UHS-Abfragen an. Im Gegensatz zu sonstigen erdbebengerechten Baunormen spezifiziert die DIN 4149:2005-04 nicht nur die geologische Untergrundklasse (unterhalb 20 m Tiefe) sondern auch die Baugrundklasse (bis ca. 20 m Tiefe). Aus der Kombination von Baugrundklasse und geologischer Untergrundklasse ergeben sich sechs mögliche Fälle, für die die sechs zugehörigen Normspektren der DIN 4149:2005-04 entwickelt wurden. Die Abb. 32 zeigt das entsprechende Untergrundklassifikations-

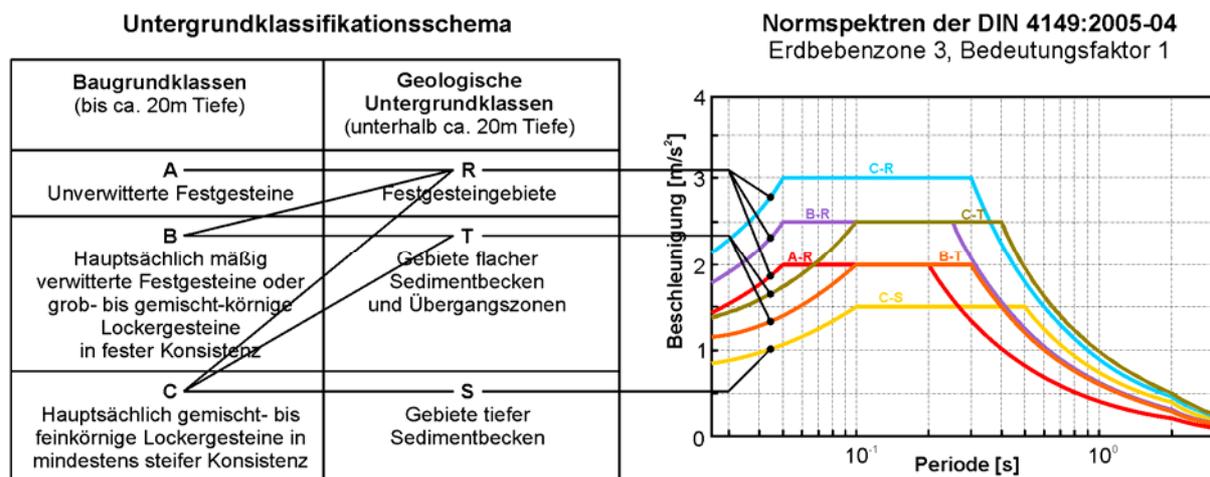


Abbildung 32. Untergrundklassifikationsschema und zugehörige Normspektren der DIN 4149:2005-04 (für Erdbebenzone 3 und Bedeutungsfaktor 1).

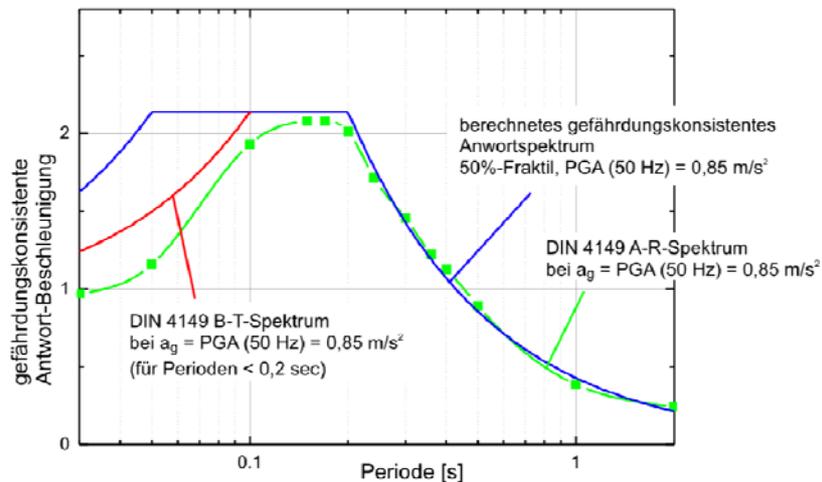


Abbildung 33. Vergleich des gefährdungskonsistenten horizontalen Antwortspektrums (5% Dämpfung) der Bodenbeschleunigung SA für die Ortslage Breisach ($T = 500a$, Fels) mit dem DIN 4149:2005-04 Spektrum vom Typ A-R „eingehangen“ beim zugehörigen PGA-Wert; Berechnung für 13 Spektralstützstellen.

schema mit den sechs möglichen Normspektren der DIN 4149:2005-04.

Bezüglich der berechneten UHS stellt sich die Frage, wie diese mit zugehörigen Normspektren der DIN 4149:2005-04 übereinstimmen. Betrachten wir zunächst die UHS vom Typ „rock“. Diese wären am ehesten mit den DIN-Spektren von Typ A-R zu vergleichen, d. h. Festgestein bis zur Bauwerksgründung. Hierfür wird das A-R-Spektrum bei dem für den betrachteten Punkt berechneten PGA-Wert „eingehängt“. Die Abb. 33 zeigt als beliebiges Beispiel den Spektrenvergleich für die Ortslage Breisach. Es stellt sich bei diesem Vergleich eine verblüffend gute Übereinstimmung zwischen den beiden in völlig unterschiedlicher Weise ermittelten Spektren zumindest bezüglich der Spitzenwerte und des Abfalls zu größer werdenden Perioden dar. Sämtliche von uns diesbezüglich ausgewerteten Standortspektren zeigen eine qualitativ ähnlich gute Übereinstimmung. Dass das UHS bei Perioden kleiner 0,1 sec nicht die Amplituden des DIN A-R-Spektrums erreicht, lässt sich leicht dadurch erklären, dass in den GMPE als „rock“, wie aus Tabelle 7 ersichtlich, nicht allein quasi perfekte Festgesteinsuntergründe zusammengefasst sind, sondern auch Baugrundklassen, die in der DIN 4149 in etwa mit dem Typ B klassifiziert sind. Daher ist in Abb. 33 zusätzlich der Amplitudenabfall vom Typ B-T nach der DIN 4149 dargestellt.

In analoger Weise wurden Spektralvergleiche für Lockergestein-Untergrundtypen vorgenommen. Die Abb. 34 zeigt am Beispiel der Ortslage Karlsruhe den Vergleich vom zugehörigen UHS vom Typ „soil“ mit dem für Karlsruhe geltenden DIN 4149 C-S-Spektrum. Für derartige Vergleiche zeigen die UHS und die Normspektren eine nahezu perfekte Übereinstimmung für die Perioden bis 0,1 sec. Für größer werdende Perioden stellen sich zuerst größere Amplituden beim UHS ein, die ab ca. 0,4 sec aber kleiner als die des Norm-Spektrums sind.

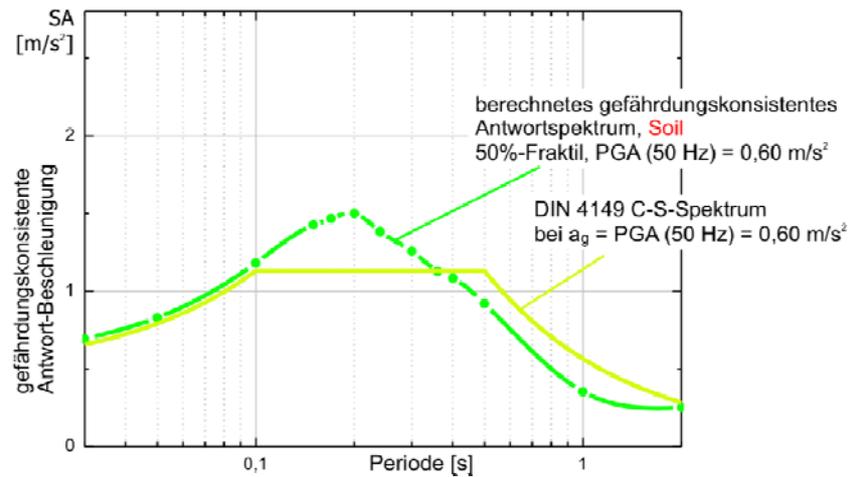


Abbildung 34. Spektrenvergleich von „soil“ UHS mit DIN 4149 C-S-Spektren am Beispiel Karlsruhe (bezüglich weiterer Parameter vgl. Abb. 33).

Schließlich zeigt die Abb. 35 den Vergleich der „soil“ UHS mit DIN-Spektren für die geologische Untergrundklasse T, d. h. dem Übergangstyp zwischen Fels und tiefen Sedimentbecken. Ein solcher Standort ist zum Beispiel der des Rückhaltebeckens RHB Hohenbodman, für den die Abb. 35 den Spektrenvergleich wiedergibt. Auch hier wird analog, wie für die Abb. 33 beschrieben, vorgegangen bzw. gelten die dort genannten Parameter. Die Abb. 35 zeigt das „soil“ UHS im Vergleich sowohl mit dem DIN C-T-Spektrum als auch mit dem B-T-Spektrum. Wie in allen von uns untersuchten Fällen besteht bei diesem Untergrundtyp die beste Übereinstimmung mit den B-T-Spektren mit den qualitativ gleichen Abweichungen, wie sie aus der Abbildung hervorgehen.

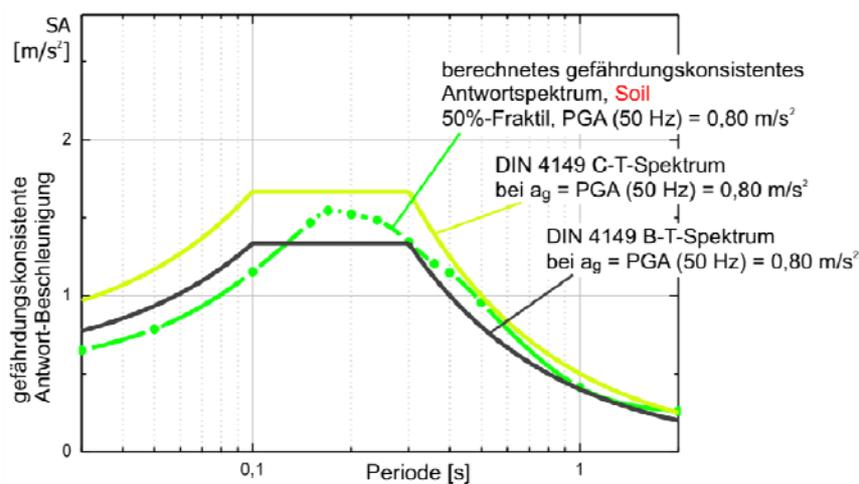


Abbildung 35. Spektrenvergleich von „soil“ UHS mit DIN 4149 C-T-Spektrum und B-T-Spektrum am Beispiel des Standortes des HRB Hohenbodman (bezüglich weiterer Parameter vgl. Abb. 33).

9. Interaktive internetbasierte Abfrage der Resultate

Neben der probabilistischen Einschätzung der Erdbebengefährdung war es Gegenstand eines zusätzlichen Vorhabens, die hier vorgestellten PSHA-Ergebnisse in Form einer interaktiven, internetbasierten Abfrage von Erdbebengefährdungskarten und gefährdungskonsistenten Antwortspektren für die Bundesrepublik Deutschland zu realisieren und damit nutzerfreundliche Daten zu den Lastannahmen für die DIN 19700 bereitzustellen.

Für diese Erstellung der Abfragefunktion wurde ein Apache-Webserver entwickelt, der auf einem LINUX-Rechner des GFZ gehostet wird und mittels Skriptsprache PHP und Hypertext Transfer Protokoll (HTTP) Inhalte einer MySQL-Datenbank interaktiv an einen beliebigen Webbrowser überträgt. Für diese relationale Datenbank wurden aus den originalen PSHA-Ergebnissen, die eine räumlichen Auflösung von $0,1^\circ$ aufweisen, Rasterdatensätze mit $0,01^\circ$ Auflösung über einen bilinearen Interpolationsprozess generiert. Kontrollrechnungen mit einem $0,01^\circ$ Raster für ausgewählte kleinere Testgebiete haben gezeigt, dass diese interpolierten Daten, wenn überhaupt, nur vernachlässigbar kleine Abweichungen zu den exakt berechneten Werten zeigen. Massenrechnungen für hochaufgelöste Netze stellen auch heute noch ein Ressourcenproblem dar. So würde etwa ein $0,01^\circ$ Raster für die Bundesrepublik Deutschland ca. 1000 Stunden Rechenzeit auf einem Rechner-Cluster mit 50 Prozessoren erfordern. Ebenfalls integriert in die Datenbank ist der Datensatz „Geographische Namen, GN250“ des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie (BKG). Er bildet die Voraussetzung für die Zuordnung der Ortsnamen, Postleitzahlen und Bundesländer zu den geographischen Koordinaten der PSHA-Ergebnisse.

Die Nutzung dieser Applikation ist seit November 2007 über das Internetportal des GFZ unter der Adresse <http://www.gfz-potsdam.de/DIN19700> möglich. Das GFZ besitzt mit dem Zentrum für GeoInformationstechnologie ausgewiesene Kompetenzen bei der langfristigen Speicherung und Sicherung von wissenschaftlichen Daten in Langzeitarchiven und deren dauerhaftem Zugang auch nach Ende der damit verbundenen Projekte. Diese Standards sind auch für den Inhalt der hier vorgestellte Internetseite gewährleistet.

Mit Hilfe dieser Applikation sind die Ergebnisse der PSHA-Rechnungen in zwei unterschiedlichen Darstellungen für den Anwender abrufbar. Dies sind einerseits Gefährdungskarten für die 50%-Fraktile der Spitzen-Bodenbeschleunigung bzw. der spektralen Antwortbodenbeschleunigung für Perioden von 0,1 s, 0,2 s, 0,4 s, 0,5 s, 1,0 s und 2,0 s (Frequenzen von 10 Hz, 5 Hz, 2,5 Hz, 2 Hz, 1 Hz und 0,5 Hz) und andererseits gefährdungskonsistente Antwortspektren für frei wählbare geographische Lokationen im selben Periodenbereich. In Übereinstimmung mit der Norm DIN

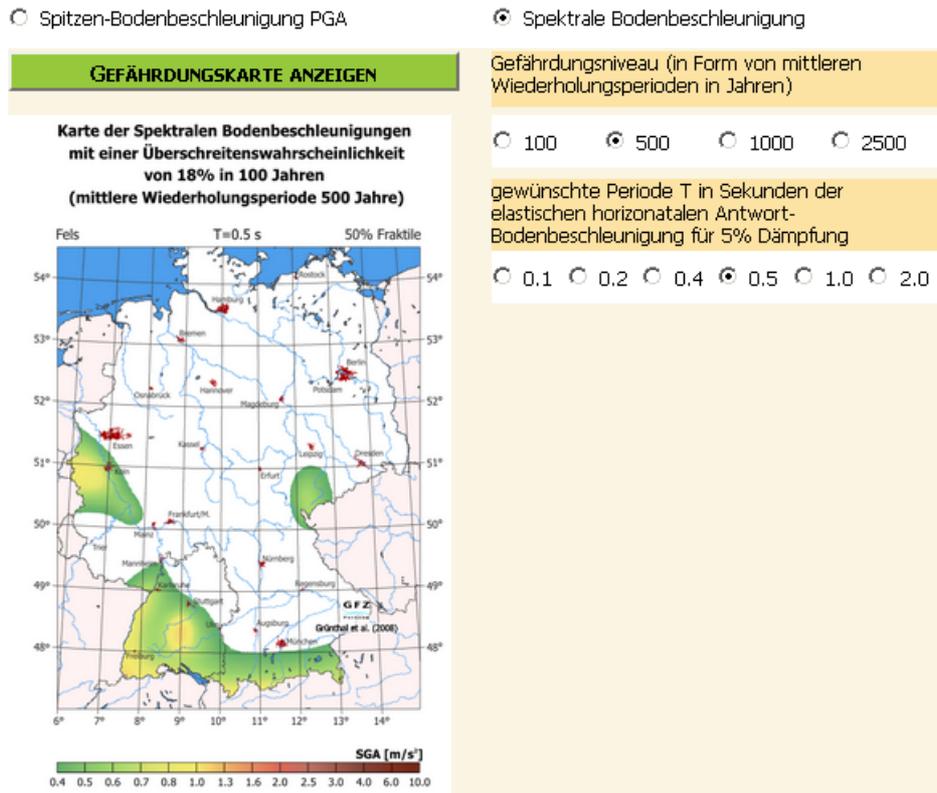


Abbildung 36. Input- Output-Maske für eine anzuzeigende Erdbebengefährdungskarte.

19700:2005 zur Sicherheit von Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken werden mittlere Wiederholungsperioden von $T = 100$, $T = 500$, $T = 1000$ und $T = 2500$ Jahre verwendet. Bei einer angenommenen Standzeit der Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken von 100 Jahren entsprechen diesen Wiederholungsperioden Eintreffens- bzw. Überschreitenswahrscheinlichkeiten von 63%, 18%, 9,5% und 4%.

Das Setzen der Eingangsparameter für die Darstellung der Gefährdungskarten erfolgt über eine Auswahl mittels mehrerer Radio-Buttons (vgl. Abb. 36). Sowohl die Darstellung der PGA als auch der spektralen Bodenbeschleunigung erfordern die Festlegung des gewünschten Gefährdungsniveaus in Form einer mittleren Wiederholungsperiode in Jahren. Für die Karten der spektralen Antwort-Bodenbeschleunigungen ist darüber hinaus die Periode der horizontalen Beschleunigung anzugeben. Der Button „Gefährdungskarte anzeigen“ macht die gewünschte Karte sichtbar. Ein Vollbild höherer Auflösung ist mittels Mausklick möglich. Entsprechend der Forderung in der DIN 19700:2004-07 werden die Daten für Beschleunigungen $\geq 0,4 \text{ m/s}^2$ dargestellt.

Die Abfrage von gefährdungskonsistenten Antwortspektren der Bodenbeschleunigung für eine beliebige Lokation innerhalb Deutschlands kann wahlweise (Radio-Button) über Ortsnamen, Gauss-Krüger-Koordinaten oder geographische

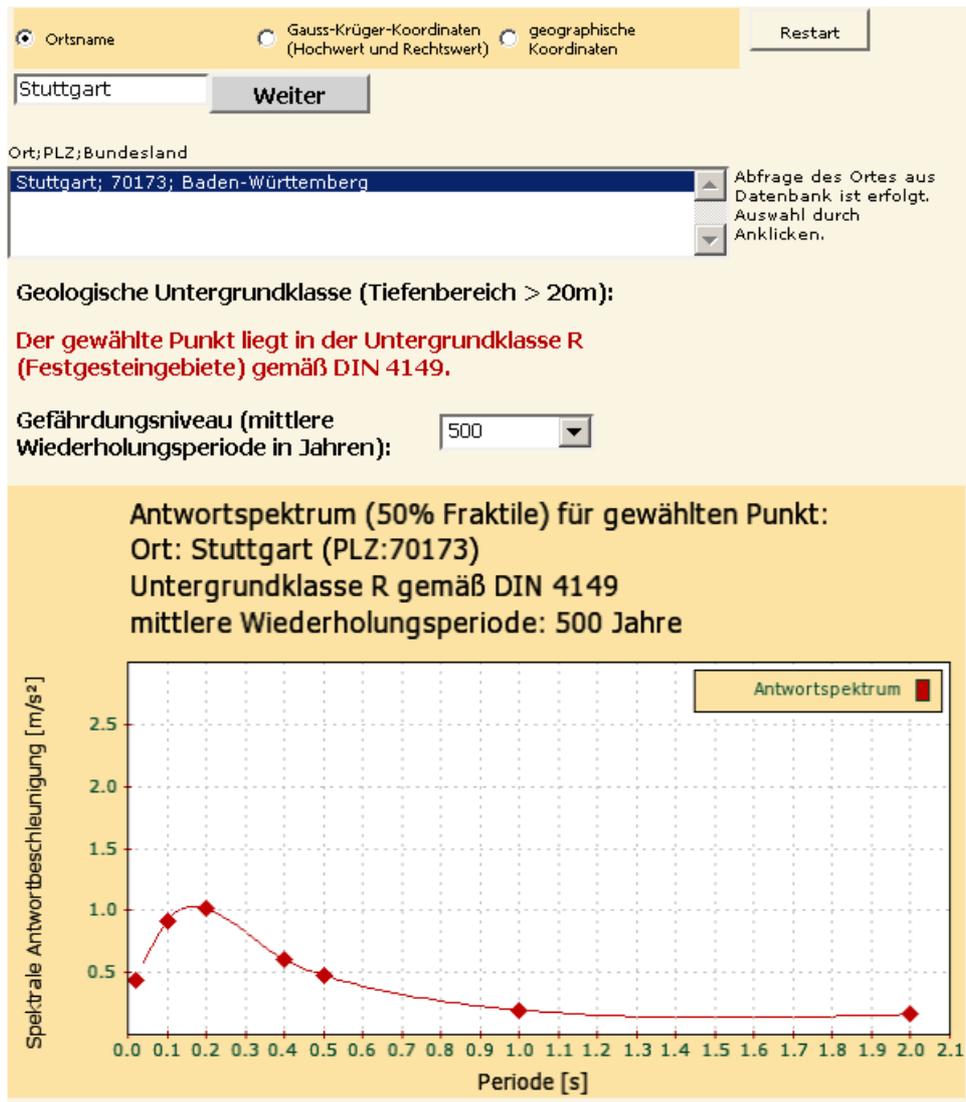


Abbildung 37. Input-Output-Maske für die Anzeige von gefährdungskonsistenten Antwortspektren der Bodenbeschleunigung.

Koordinaten erfolgen (Abb. 37). Die Definition des Gefährdungsniveaus (mittlere Wiederholungsperiode) ist dabei in einem Listenelement vorzunehmen.

Innerhalb der Erdbebenzonen der DIN 4149:2005-04, für die eine Unterteilung des geologischen Untergrundes in die drei Klassen R (Fels), S (weicher Untergrund) und T (Übergangstyp) vorliegt, werden die Spektrenformen automatisch für die Untergrundtypen nach DIN 4149 angezeigt. Für alle anderen Lokationen ist der Untergrundtyp in einem zusätzlich eingeblendeten Listefeld zu selektieren.

10. Danksagung

Die Autoren möchten ihren Dank an die Mitarbeiter der Sektion „Erdbebengefährdung und Spannungsfeld“ des Deutschen GeoForschungsZentrums Potsdam zum Ausdruck bringen, die an verschiedenen Teilen dieser Untersuchung mitwirkten; dies sind alphabetisch K. Haferkorn, U. Lemgo, S. Strutzke, R. Wahlström und A.-D. Wirth. Für wertvolle Hinweise und fruchtbare Diskussionen danken wir F. Scherbaum, Universität Potsdam. Für anregende Diskussionen danken wir weiterhin W. Brüstle, Landesamt für Geologie, Bergbau und Rohstoffe Freiburg, A. Bieberschein, Universität Karlsruhe, sowie den weiteren Mitarbeitern im Arbeitskreis zur Einführung der DIN 19700:2004-07 in Baden-Württemberg unter Leitung von W. Schultz, Umweltministerium Baden-Württemberg. Besonderer Dank gebührt der Universität Karlsruhe bzw. dem Umweltministerium Baden-Württemberg für die Realisierung der finanziellen Unterstützung, die uns die zügige Erarbeitung der interaktiven internetbasierten Abfragefunktion der gefährdungskonsistenten Beschleunigungsantwortspektren ermöglichte.

Literatur

- Abrahamson, N. A.: State of the practice of seismic hazard evaluation. Proceedings of GeoEng 2000, Melbourne, Australia, 19-24 November, 2000.
- Abrahamson, N. & Silva, J.: Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismological Research Letters* 68 (1), 94-127, 1997.
- Abrahamson, N. A., Birkhäuser, P., Koller, M., Mayer-Rosa, D., Smit, P., Sprecher, C., Tinic, S. & Graf, R.: PEGASOS – a comprehensive probabilistic seismic hazard assessment for nuclear power plants in Switzerland. 12th European Conference on Earthquake Engineering, London, Paper No. 633, 2002.
- AFPS: New zonation for France. Rapport du groupe de travail "Zonage", 60 pp., 2007.
- Ahorner, L.: Present-day stress field and seismotectonic movements along major fault zones in Central Europe, *Tectonophysics* 29 (1-4), 233-249, 1975.
- Ahorner, L. & Rosenhauer, W.: Regionale Erdbebengefährdung. In: Realistische Seismische Lastannahmen für Bauwerke, Kap. 9. Abschlussbericht an das Institut für Bautechnik Berlin, T 1829, König und Heunisch, Beratende Ingenieure, IRB Verlag Stuttgart, 1986.
- Ahorner, L. & Rosenhauer, W.: Seismische Risikoanalyse. In: Bestandsaufnahme des Erdbebenwissens, Klein, G. (ed.), DGEB-Publikation Nr. 6, 177-190, 1993.
- Ambraseys, N. N. & Free, N. W.: Surface wave magnitude calculation for European region earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering* 1 (1), 1-22, 1997.
- Ambraseys, N. N., Simpson, K. A. & Bommer, J. J.: Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* 25, 371-400, 1996.
- Anderson, E. M.: Dynamics of faulting and dyke formation. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1951.
- Berge-Thierry, C., Cotton, F., Scotti, O., Griot-Pommera, D.-A. & Fukushima, Y.: New Empirical Response Spectral Attenuation Laws for Moderate European Earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering* 7 (2), 193-222, 2003.
- Bommer, J. J.: Uncertainty about the uncertainty in seismic hazard analysis. *Eng. Geol.* 70, 165-168, 2003.
- Bommer, J. J., Douglas, J. & Strasser, F. O.: Style-of-Faulting in Ground-Motion Prediction Equations. *Bulletin of Earthquake Engineering* 1 (2), 171-203, 2003.
- Bommer, J. J., Abrahamson, N. A., Strasser, F. O., Pecker, A., Bard, P.-Y., Bungum, H., Cotton, F., Fäh, D., Sabetta, F., Scherbaum, F. & Studer, J.: The Challenge of Defining Upper Bounds on Earthquake Ground Motions. *Seismological Research Letters* 75 (1), 82-95, 2004.

- Bommer, J. J., Scherbaum, F., Bungum, H., Cotton, F., Sabetta, F. & Abrahamson, N. A.: On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic-hazard analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95** (2), 377-389, 2005a.
- Bommer, J. J., Douglas, J., Strasser, F. O.: Style-of-Faulting in Ground Motion Prediction Equations. *Bulletin of Earthquake Engineering* **1** (2), 171-203, 2005b.
- BRGM-EDF-IRSN: Base de données SisFrance des séismes historique en France, 2007. Verfügbar unter <http://www.sisfrance.net>
- Budnitz, R. J., Apostolakis, G., Boore, D. M., Cluff, L. S., Coppersmith, K. J., Cornell, C. A. & Morris, P. A.: Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainty and use of experts, NUREG/CR-6372, Washington, D.C.: U.S. Nuclear Regulatory Commission, 1997.
- Bungum, H., Lindholm, C. & Dahle, A.: Long period ground motions for large European earthquakes, 1905-1992, and comparisons with stochastic predictions. *Journal of Seismology* **7** (3), 377-396, 2003.
- Burkhard, M. & Grünthal, G.: Seismic source zone characterization for the seismic hazard assessment project PEGASOS by the Expert Group 2 (EG 1b). *Swiss Journal of Geosciences* **102** (1), 149-188, 2009.
- Camelbeeck, Th., Vanneste, K., Verbeeck, K., Meghraoui, M., Pelzing, R., Hinzen, K., Dost, B. & van den Berg, M.: Long-term seismic activity in the Lower Rhine Embayment. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 18, Proceedings of the Workshop "Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe, 35-38, 2001.
- Castellaro, S., Mulargia, F. & Kagan, Y. Y.: Regression Problems for Magnitudes. *Geophysical Journal International* **165** (3), 913-930, 2006.
- Coppersmith, K. J.: Introduction. In: The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261-V1, 1-1-1-10, 1994a.
- Coppersmith, K. J.: Conclusions regarding maximum earthquake assessment. In: The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261V1, 6-1-6-24, 1994b.
- Cornell, C. A.: Engineering Seismic Risk Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* **58** (5), 1583-1606, 1968.
- Cornell, C. A.: Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads. In: Dynamic Waves in Civil Engineering, D. A. Howells, I. P. Haigh & C. Taylor (eds.), John Wiley & Sons, New York, 473-488, 1971.

- Cornell, C. A.: Statistical analysis of maximum magnitudes. In: The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261-V1, 5-1-5-27, 1994.
- Delacou, B., Sue, Ch., Champagnac, J.-D. & Burkhard, M.: Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophysical Journal International* 158 (2), 753-774, 2004.
- DIN 19700-10:2004-07: Stauanlagen – Teil 10: Gemeinsame Festlegungen. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2004.
- DIN 19700-11:2004-07: Stauanlagen – Teil 11: Talsperren. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2004.
- DIN 19700-12:2004-07: Stauanlagen – Teil 12: Hochwasserrückhaltebecken. Normenausschuss Wasserwesen (NAW) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V., Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2004.
- DIN 4149:2005-04: Bauten in deutschen Erdbebengebieten – Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. Beuth Verlag GmbH, Berlin, 2005.
- Fäh, D., Giardini, D., Bay, F., Bernardi, F., Braunmiller, J., Deichmann, N., Furrer, M., Gantner, L., Gisler, M., Isenegger, D., Jimenez, M. J., Kästli, P., Koglin, R., Masciadri, V., Rutz, M., Scheidegger, C., Schibler, R., Schorlemmer, D., Schwarz-Zanetti, G., Steimen, S., Sellami, S., Wiemer, S. & Wössner, J.: Earthquake catalogue of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database. *Eclogae Geologicae Helveticae* 96, 219-236, 2003. http://histserver.ethz.ch/simplequery_e.html (up to 2000)
- Flinn, E. A. & Engdahl, E. R.: A proposed basis for geographical and seismic regionalization. *Reviews of Geophysics* 3 (1), 123-149, 1965.
- Gardener, J. & Knopoff, L.: Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America* 64 (5), 1363-1367, 1974
- Geluk, M. C., Duin, E. J. Th., Duser, M., Rijkers, R. H. B., van den Berg, M. W. & van Rooijen, P.: Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. *Geologie en Mijnbouw* 73, 129-141, 1999
- Giardini, D., Wiemer, S., Fäh, D. & Deichmann, N.: Seismic Hazard Assessment of Switzerland, Swiss Seismological Service, ETH Zürich, 2004.
- Grünthal, G.: The up-dated earthquake catalogue for the German Democratic Republic and adjacent areas - statistical data characteristics and conclusions for hazard assessment. 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk (Liblice/Czechoslovakia), Proceedings Vol. I, 19-25, 1985.

- Grünthal, G.: Erdbebenkatalog der Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzender Gebiete von 823 bis 1984, Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde 99, Zentralinstitut für Physik der Erde, 178, Potsdam, 1988.
- Grünthal, G.: The central German earthquake of March 6, 1872. In: Gutdeutsch, R., Grünthal, G., Musson, R. M. W. (eds.): Historical Earthquakes in Central Europe. Monographs Vol. I, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 48, Wien, 51-109, 1992.
- Grünthal, G.: Seismic hazard assessments in central and northern Europe - Review of activities of the GSHAP-Regional Center 3. 29th IASPEI General Assembly Workshop 17 (Thessaloniki/Greece). Proceedings, 384, 1997.
- Grünthal, G.: The history of historical earthquake research in Germany. *Annali di Geophysicae* 47 (2/3), 631-643, 2004.
- Grünthal, G.: Die Erdbebenzonenkarte als Bestandteil der neuen DIN 4149. In: Tagungsband der DGEB/DIN-Gemeinschaftstagung "Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben - die neue DIN 4149", Beuth Verlag, Berlin [u. a.], Leinfelden-Echterdingen/Germany, 3-24, 2005.
- Grünthal, G.: Erdbebengefährdungskarten für die Bemessung von Stauanlagen nach DIN 19700. In: Erfahrungsaustausch Betrieb von Hochwasserrückhaltebecken in Baden-Württemberg. Berichtsband 14. Jahrestagung "Sicherheitsrelevante Einwirkungen auf Hochwasserrückhaltebecken - Extreme Betriebszustände", Stuttgart, 20. November 2007, WBW Fortbildungsgesellschaft für Gewässerentwicklung mbH, Karlsruhe, 25-29, 2008.
- Grünthal, G. & Bosse, C.: Probabilistische Karte der Erdbebengefährdung der Bundesrepublik Deutschland - Erdbebenzonierungskarte für das Nationale Anwendungsdokument zum Eurocode 8: Forschungsbericht. Scientific Technical Report 96/10, Report STR 96/10, GeoForschungsZentrum Potsdam, 24 S., Potsdam, 1996.
- Grünthal, G. & Fischer, J.: Eine Serie irrtümlicher Schadenbeben im Gebiet zwischen Nördlingen und Neuburg an der Donau vom 15. bis zum 18. Jahrhundert. *Mainzer naturwissenschaftliches Archiv* 39, 15-32, 2001.
- Grünthal, G. & Stromeyer, D.: The recent crustal stress field in central Europe sensu lato and its quantitative modelling. *Geologie en Mijnbouw* 73 (2-4), 173-180, 1994.
- Grünthal, G. & Stromeyer, D.: Direction of recent maximal stress and epicentre map of tectonic earthquakes (maps 5 and 6): Results of IGCP project 346. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 8 (1), 33-37, 2001.
- Grünthal, G. & Wahlström, R.: Sensitivity of parameters for probabilistic seismic hazard analysis using a logic tree approach. *Journal of Earthquake Engineering* 5 (3), 309-328, 2001.

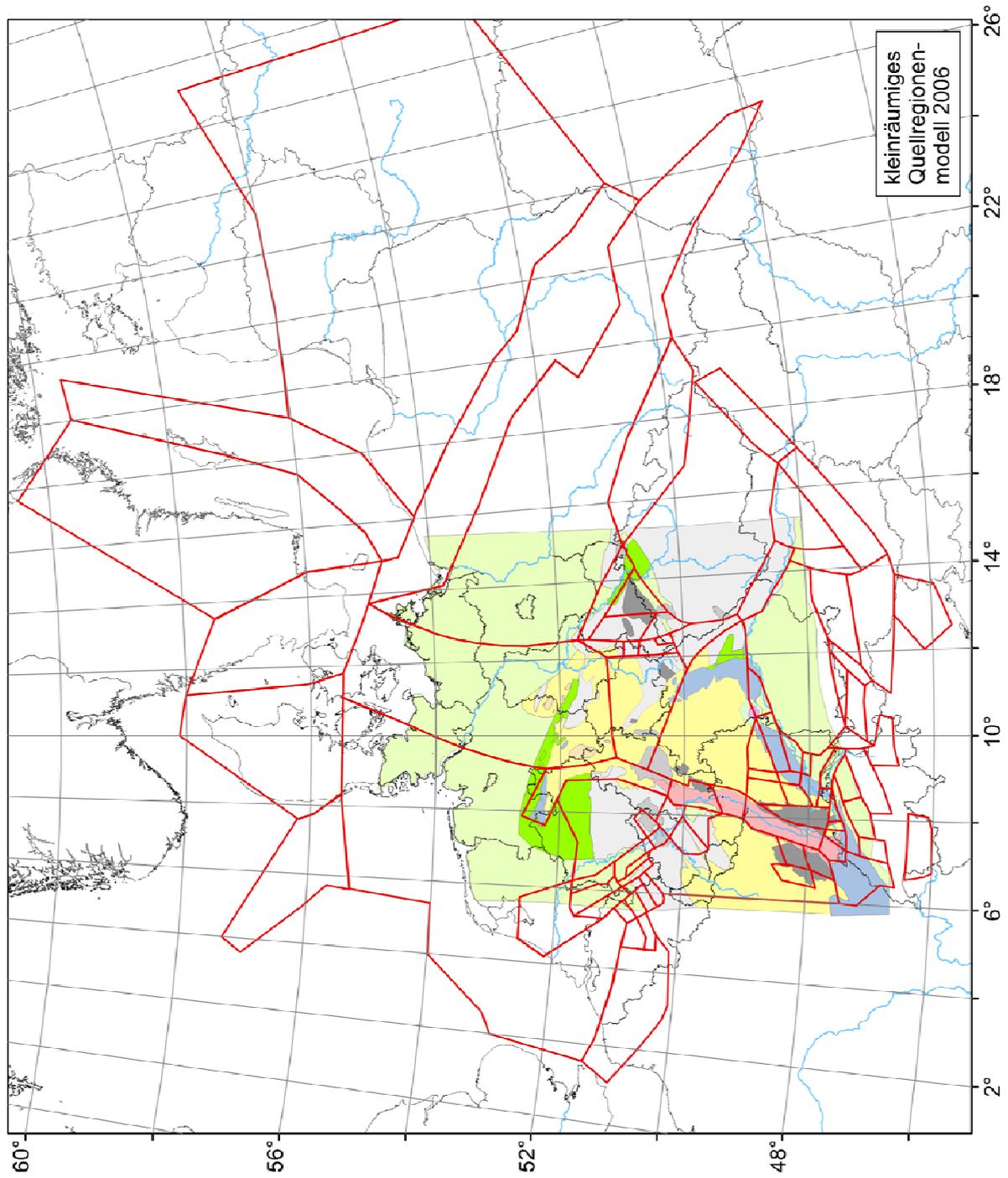
- Grünthal, G. & Wahlström, R.: An M_w based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions. *Journal of Seismology* 7 (4), 507-531, 2003.
- Grünthal, G. & Wahlström, R.: New generation of probabilistic seismic hazard assessment for the area Cologne/Aachen considering the uncertainties of the input data. *Natural Hazards* 38 (1-2), 159-176, 2006.
- Grünthal, G., Mayer-Rosa, D. & Lenhardt, W.: Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten - Deutschland, Österreich, Schweiz. *Bautechnik* 75 (10), 753-767, 1998.
- Grünthal, G. & GSHAP Region 3 Working Group: Seismic hazard assessment for central, north and northwest Europe: GSHAP Region 3. *Annali di Geofisica* 42 (6), 999-1011, 1999.
- Grünthal, G., Bosse, C., Stromeyer, D. & Wahlström, R.: New Generation of Probabilistic Seismic Hazard Assessment of Germany. 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (Geneva/Switzerland). Abstract Book, SC-FO Engineering Seismology, 462, 2006.
- Grünthal, G., Stromeyer, D., Wylegalla, K., Kind, R., Wahlström, R., Yuan, X. & Bock, G.: Die Erdbeben mit Momentmagnituden von 3,1-4,7 in Mecklenburg-Vorpommern und im Kaliningrader Gebiet in den Jahren 2000, 2001 und 2004. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 35 (1-2), 63-86, 2007.
- Grünthal, G., Wahlström, R. & Stromeyer, D.: The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) - updated and expanded to the last millennium. *Journal of Seismology* 13 (4), 517-541, 2009a.
- Grünthal, G., Wahlström, R. & Stromeyer, D.: Harmonization check of M_w within the central, northern, and northwestern European earthquake catalogue (CENEC). *Journal of Seismology* 13 (4), 613-632, 2009b.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F.: Seismicity of the Earth, 310 pp., Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1954.
- Illies, J. H., Baumann, H. & Hoffers, B.: Stress pattern and strain release in the Alpine foreland, *Tectonophysics* 71 (1-4), 157-172, 1981.
- Kanter, L. R.: Tectonic interpretation of stable continental crust. In: The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential. Electric Power Research Institute (EPRI) TR-102261-V1, 2-1-2-98, 1994.
- Kastrup, U.: Seismotectonics and stress field variations in Switzerland. PhD Thesis ETH Zurich 14527, 153 pp., 2002.
- LDG: Data file of the Laboratoire de Détection et de Géophysique, Bruyères-le-Châtel, France, 2005.

- Leydecker, G.: Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 1000–1981. *Geologisches Jahrbuch E36*, 83 pp., 1986.
- Leydecker, G.: Data file updating and continuing (until 1994) the earthquake catalogue by Leydecker (1986). Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany, 1996.
- Leydecker, G. & Aichele, H.: The Seismogeographical Regionalisation of Germany. The Prime Example for Third-Level Regionalisation. *Geologisches Jahrbuch E55*, 85-98, 1998.
- Leydecker, G., Busche, H., Bonjer, K. P., Schmitt, T., Kaiser, D., Simeonova, S., Solakov, D. & Ardeleanu, L.: Probabilistic seismic hazard in terms of intensities for Bulgaria and Romania - updated hazard maps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8 (6), 1431-1439, 2008.
- Leynaud, D., Jongmans, D., Teerlynck, H. & Camelbeeck, Th.: Seismic Hazard Assessment in Belgium. *Geologica Belgica* 3 (1-2), 67-86, 2000.
- Lussou, P., Bard, P., Cotton, F. & Fukushima, Y.: Seismic design regulation codes: Contribution of K-NET data to site effect evaluation. *Journal of Earthquake Engineering* 5 (1), 13-33, 2001.
- McGuire, R.: FORTRAN computer program for seismic risk analysis. Open-File Report 76-67, United States Department of the Interior Geological Survey, 1976.
- McGuire, R.: Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes : Closing the loop. *Bulletin of the Seismological Society of America* 85 (5), 1275-1284, 1995.
- McGuire, R.: Deterministic vs. probabilistic earthquake hazards and risks. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 21 (5), 367-472, 2001.
- Pankow, K. L. & Pechmann, J. C.: The SEA99 Ground Motion Prediction Relations for Extensional Tectonic Regimes: Revisions and a New Peak Ground Velocity Relation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (1), 341-348, 2004.
- Pankow, K. L. & Pechmann, J. C.: Erratum: The SEA99 ground-motion predictive relations for extensional tectonic regimes: Revisions and a new peak ground velocity relation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (1), 364-348, 2006.
- Pohl, D., Wetzell, H.-U. & Grünthal, G.: Tektonische Untersuchungen im Raum Vogtland-Leipzig mit Hilfe von Fernerkundung. In: Seyfert, E. (ed.): Geoinformatik und Erdbeobachtung, Tagungsband der 26. Wissenschaftlich-Technischen Jahrestagung der DGPF, Band 15: Vorträge, Berlin, 277-286, 2006.
- Price, N. & Cosgrove, J.: Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
- Reasenberg, P. A.: Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982, *Journal of Geophysical Research – Solid Earth and Planets* 90 (B7), 5479-5495, 1985.
- Risk Engineering Ltd.: FRISK88Mc Users Manual, updated version 1.70, 1997.

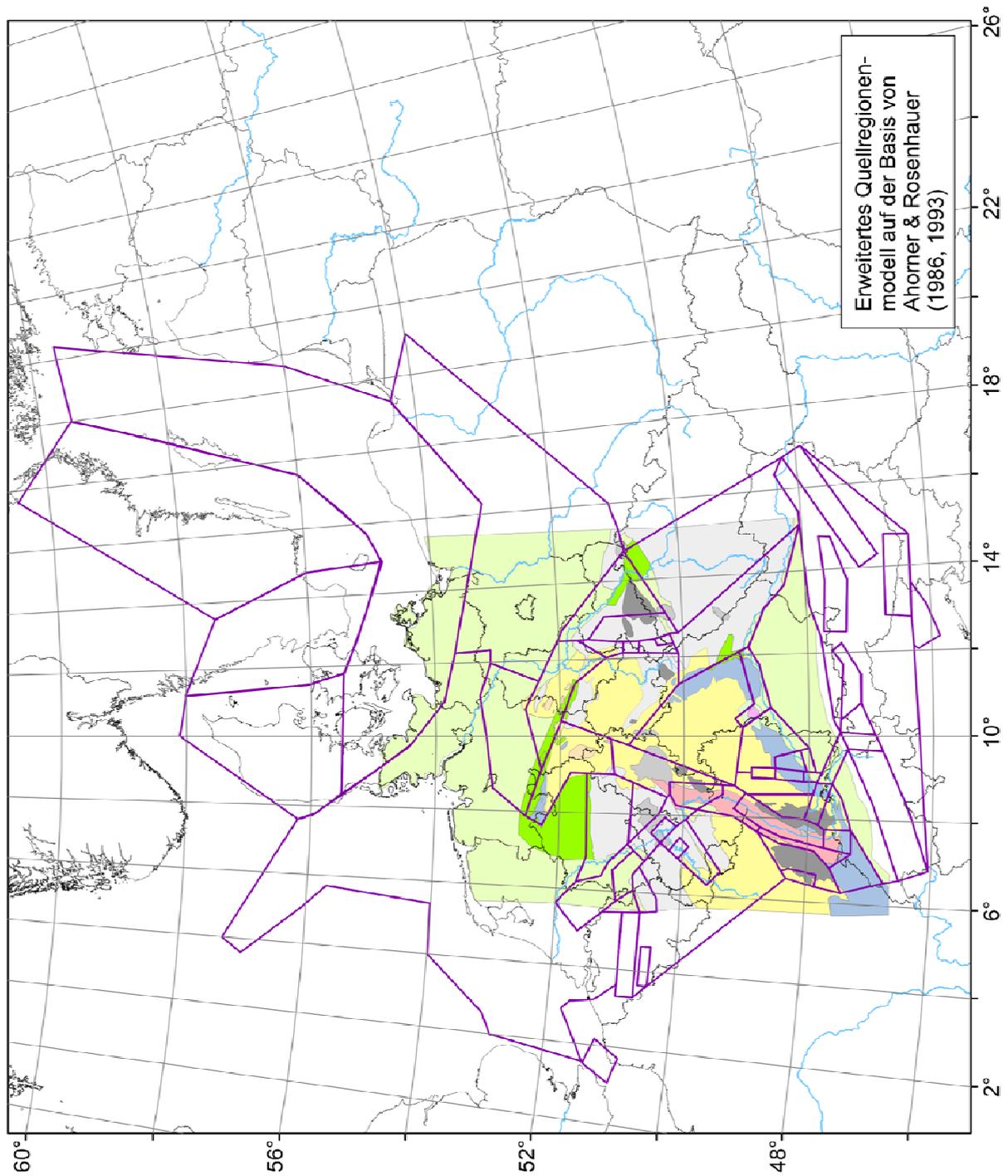
- Scherbaum, F., Schmedes, J. & Cotton, F.: On the conversion of source-to-site distance measures for extended earthquake source models. *Bulletin of the Seismological Society of America* **94**(3), 1053-1069, 2004.
- Scherbaum, F., Bommer, J. J., Bungum, H., Cotton, F. & Abrahamson, N. A.: Composite ground-motion models and logic trees: methodology, sensitivities, and uncertainties, *Bulletin of the Seismological Society of America* **95**(5), 1575-1593, 2005.
- Scholz, C. H.: The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* **77**, 319-328, 1988.
- Spudich, P., Joyner, W. B., Lindh, A. G., Boore, D. M., Margaris, B. M. & Fletcher, J. B.: SEA99: A Revised Ground Motion Prediction Relation for Use in Extension Tectonic Regimes. *Bulletin of the Seismological Society of America* **89** (5), 1156-1170, 1999.
- Stromeyer, D., Grünthal, G. & Wahlström, R.: Chi-square regression for seismic strength parameter relations, and their uncertainties, with applications to an M_w based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe. *Journal of Seismology* **8** (1), 143-153, 2004.
- Taubenheim, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten, Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig, Leipzig, 380 p., 1969.
- Tinti, S. & F. Mulargia: Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law. *Bulletin of the Seismological Society of America* **75** (6), 1681-1697, 1985.
- Toro, G. R., Abrahamson, N. N, & Schneider, J. F.: Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismological Research Letters* **68** (1), 41-57, 1997.
- Uhrhammer, R.: Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes* **57**, 21, 1986.
- Ustaszewski, K., Schumacher, M. E. & Schmid, S. M.: Simultaneous normal faulting and extensional flexuring during rifting: an example from the southernmost Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Sciences* **94** (4), 680-696, 2005.
- Veneziano, D. & Van Dyck, J.: Analysis of earthquake catalogs for incompleteness and recurrence rates: Seismic Hazard Methodology for Nuclear Facilities in the Eastern United States. EPRI Research Project N. P101-29, EPRI/SOG Appendix A, 1985.
- Weichert, D. H.: Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observations periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America* **70** (4), 1337-1346, 1980.

- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J.: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(4), 974-1002, 1994.
- Wen, Y. K., Ellingwood, B. R., Veneziano, D. & Bracci, J.: Uncertainty Modelling in Earthquake Engineering. Mid-America Earthquake Center Project FD-2 Report, February 12, 2003.
- Wetzel, H.-U. & Franzke, H. J.: Geologische Interpretation eines ESR-1 Radarmosaiks von Deutschland. Deutsche Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung 10, 503-510, 2001.
- Wetzel, H.-U. & Franzke, H. J.: Lassen sich über die Fernerkundung weitere Kenntnisse zur seismogenen Zone Bodensee-Stuttgart (9°-Ost) gewinnen? Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation, Band 12, 23. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung vom 9.-11.09. 2003 in Bochum, 339-348, 2003.
- Wiemer, S., Giardini, D., Fäh, D., Deichmann, N. & Sellami, S.: Probabilistic seismic hazard assessment of Switzerland: best estimates and uncertainties. *Journal of Seismology* 13 (4), 449-478, 2009.
- Youngs, R. R., Swan, F. H., Power, M. S., Schwartz, D. P. & Green, R. K.: Probabilistic analysis of earthquake ground shaking hazard along the Wasatch Front, Utah. In: Assessment of regional earthquake hazard and risk along the Wasatch Front, Utah, (edited by Glori, W.W. & Hays, P.L.), M1-M110, 1987.

Anhang A1



Anhang A2



Anhang A3

