



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

„Bestimmung von Erdbebenparametern aus
makroseismischen Daten von Österreich“

Verfasserin

Fee-Alexandra Rodler

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Wien, 2012

Matrikel-Nummer: 0410129

Studienrichtung: A 416 Geophysik

Betreuer: Univ.-Doz. Dr. Wolfgang A. Lenhardt

Zusammenfassung

Zwei der grundlegenden Bestimmungen in der Seismologie sind die Stärke und der Ausgangspunkt eines Erdbebens. Wo heute Seismometer an vielen seismologischen Messstationen eine schnelle und präzise Bestimmung der Magnitude und des Epizentrums ermöglichen, war vor Beginn des 20. Jahrhunderts die makroseismische Intensität das einzige Maß für die Bestimmung der Stärke eines Erdbebens. Intensitätsdaten historischer Beben sind in vielen Ländern ein wichtiger Bestandteil der Berechnung der Seismizität eines Gebietes und somit für die Abschätzung der seismischen Gefährdung. Dies trifft speziell auf Österreich zu, wo die meisten Informationen über große Erdbeben als Intensitätsbeobachtungen vorliegen. Aus diesem Grund werden über das Programm MEEP 2.0 (Macroseismic Estimation of Earthquake Parameters) verschiedene Methoden zur Bestimmung von Erdbebenparametern wie Epizentrum, Magnitude und Herdtiefe aus den Intensitätsdatensätzen von 112 Erdbeben aus ganz Österreich verwendet und die Ergebnisse mit den bekannten instrumentellen Daten verglichen. Das Computerprogramm MEEP 2.0 von Roger Musson (2009) verwendet vier unabhängige Verfahren („Zentroid“, basierend auf BOXER von Gasperini et al., 1999; „Meep“ von Musson und Jimenez, 2008; Bakun und Wentworth, 1997; und „Pairwise“ nach Shumila, 1994) zur Bestimmung des Epizentrums sowie zwei Methoden (Bakun und Wentworth, 1997; und das „Schütterflächen-Modell“ von Frankel, 1994) zur Magnitudenbestimmung. Für die Berechnungen wird Österreich in drei Zonen (Norden, Süden und Westen) einheitlicher Bebenparameter unterteilt und die geologisch abhängigen Intensitätsabnahmeparameter wie das Kövesligethy- α und der Qualitätsfaktors Q für Lg-Wellen für die jeweilige Region ermittelt. Die Regressionskoeffizienten der Bakun und Wentworth-Formel werden mittels 21 Kalibrierungsbeben für ganz Österreich bestimmt. Die untersuchten Methoden liefern in fast allen Fällen unterschiedliche Ergebnisse und keines der Verfahren liefert durchwegs gute Übereinstimmung mit den instrumentellen Epizentren und Magnituden. Einige der Methoden haben im direkten Vergleich etwas besser abgeschnitten als andere, so liegen die Meep- und Zentroid-Epizentren in 90% der Fälle im Umkreis von $\sim 11,5$ km vom instrumentellen Epizentrum, und 90% der über die Frankel-Formel bestimmten Magnituden liegen innerhalb einer Abweichung von rund $\pm 0,65$ Mw. Am schlechtesten abgeschnitten hat die Bakun und Wentworth-Methode (B&W) bei der 90% der Ergebnisse einen Magnitudenfehler von bis zu ± 2 Mw aufweisen und innerhalb eines Umkreises von 116 km vom instrumentellen Epizentrum liegen. Die schlechten Ergebnisse der B&W-Methode ergeben sich insbesondere bei kleinen Beben (< 4 Mw) was sich bereits bei der Kalibrierung zeigt. Das lässt vermuten, dass die B&W-Abnahmebeziehung für Beben unterschiedlicher Größe eigens zu kalibrieren ist. Generell verursachen Änderungen in den Dämpfungseigenschaften der Kruste innerhalb des makroseismischen Feldes oder geologisch bedingte Verstärkungseffekte Abweichungen in den Bestimmungen. So erstreckt sich bei großen Erdbeben im Osten Österreichs das makroseismische Feld nördlich der Mur-Mürz-Störung viel weiter als südlich, was in einer nicht-radialen Intensitätsverteilung zum Ausdruck kommt. Eine Anpassung durch kreisrunde Isoleisten ist in solchen Fällen daher nicht vorteilhaft. Für Verstärkungseffekte, die unnatürlich hohe Intensitäten fernab des Epizentrums

hervorrufen, zeigt sich die Bakun und Wentworth- sowie die Zentroid-Methode anfällig was die Bestimmung des Epizentrums betrifft. Der Fehler in der Lage ist dann zwangsweise auch mit einem Fehler in der Magnitude verbunden.

Abstract

Two of the most basic estimations in seismology are the location and the size of an earthquake. Where nowadays seismometers on different stations provide a fast and exact determination of magnitude and epicenter, macroseismic intensity use to be the only measure of earthquake size before the 20th century. Intensity data of historical events are an important element for measuring seismicity in many countries and thus for estimating seismic hazard. In Austria especially, most information about large earthquakes comes from intensity observations. Different macroseismic estimation techniques are used via the program MEEP 2.0 for the estimation of various earthquake parameters such as magnitude, epicenter and source depth. These estimations derive from intensity datasets of 112 earthquakes occurring over the last century in Austria and a comparison of the results with the known instrumental data is made. The computer program MEEP 2.0 by Roger Musson (2009) uses four independent techniques (“Zentroid”, based on BOXER by Gasperini, 1999; “Meep” by Musson and Jimenez, 2008; Bakun and Wentworth, 1997; and “Pairwise” after Shumila, 1994) for determination of the epicenter as well as two methods (Bakun and Wentworth, 1997; and the felt area-magnitude model by Frankel, 1994) for magnitude estimation. For the calculations, Austria is divided into three zones of equal earthquake parameters (North, South and West) and the geologically dependent intensity attenuation parameters such as Kövesligethy’s α and the quality factor Q for Lg-Waves are determined for each region. The regression coefficients for the Bakun and Wentworth formula are estimated from 21 calibration events for all of Austria. The methods used almost always give different results and none of the techniques is consistently best at matching the instrumental data. Using a direct comparison some methods give slightly better results than others. For instance, in 90% of the cases, the meep and Zentroid epicenters lie within a distance of ~ 11.5 km from the instrumental epicenter and 90% of the magnitudes computed by Frankel’s technique yield an error $\leq \pm 0.65$ Mw. The technique by Bakun and Wentworth, however, performed poorly with magnitude errors up to ± 2 Mw and an error in distance up to 116 km in 90% of the cases. Particularly small earthquakes (< 4 Mw) show large errors in magnitude, an effect already appearing in the calibration, leading one to assume that B&W’s method needs to be calibrated separately for events of different size. Errors in estimations are generally caused by changes in the crustal attenuation within the macroseismic field or amplification effects induced by local geostructural conditions. Hence, for large earthquakes in eastern Austria, the macroseismic field stretches much further to the north of the Mur-Mürz-fault than to the south, which is expressed in a non-circular intensity distribution. In such cases a fit using circular isoseismals is not the best approach. With regards to epicenter estimates both B&W and Zentroid are sensitive to amplification effects that cause unnaturally high intensities on sites far away from the actual epicenter. Such error in location will always lead to a miscalculated magnitude.

Dank

Mein größter Dank gebührt Univ.-Doz. Dr. Wolfgang Lenhardt, Leiter der Abteilung Geophysik an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Durch seine Offenheit für neue Methoden und dem damit verbundenen Interesse die Forschung auf diesem Gebiet in Österreich voranzutreiben, war das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit überhaupt möglich. Danken möchte ich ihm für seine Bereitschaft zu den Diskussionen, die mir immer wieder eine neue Sicht auf die Dinge ermöglicht haben.

Mein Dank gilt ebenfalls den MitarbeiterInnen der Abteilung Geophysik an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, die mir ihr Datenmaterial für meine Berechnungen zur Verfügung gestellt haben und mir Zugang zu ihren Archiven gewährleistet haben.

Weiteres möchte ich von Dr. Roger M.W. Musson vom British Geological Survey danken, der das Programm MEEP 2.0 für Testzwecke zur Verfügung gestellt hat, welches die Grundlage dieser Arbeit bildet.

Ich möchte meinen Eltern danken, die immer an mich geglaubt haben und ohne deren finanzielle Unterstützung mein gesamtes Studium unmöglich gewesen wäre.

Schließlich gilt mein ganz besonderer Dank Andrew, der mir mit viel Geduld zur Seite gestanden hat und mich mit seiner Motivation immer wieder vorangetrieben hat.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	ii
Dank	iv
Inhaltsverzeichnis	v
 Kapitel 1	
Einleitung	1
1.1 Seismische Gefährdung in Österreich	1
 Kapitel 2	
Intensität und Intensitätsskalen	4
2.1 Intensitätsskalen und ihre Geschichte	4
2.1.2 Mercalli-Cancani-Sieberg Skala.....	5
2.1.3 Europäische Makroseismische Skala.....	7
2.1.4 JMA-Skala	13
2.2 Darstellung und Bemessung makroseismischer Intensität	14
2.2.1 Übereinstimmung von Intensitätsskalen	14
2.2.2 Unsicherheiten in der Bemessung des Intensitätsgrades	16
2.2.2 Kartendarstellung	18
2.2.4 Korrelation von Intensitäten mit Bodenbewegungsparametern	21
 Kapitel 3	
Methoden der Bestimmung	25
3.1 Die Intensitätsdaten	25
3.1.1 Seismizität in Europa und Österreich	25
3.1.2 Makroseismisches Epizentrum.....	30
3.1.3 Definition der Herdstärke	31
3.1.4 Magnitude	31
3.1.5 Makroseismische Magnitude	33

3.2 Die Abnahme seismischer Intensität	34
3.2.1 Physikalische Ursachen	34
3.2.2 Abnahmebeziehungen	37
3.3 Bestimmungsverfahren	39
3.3.1 Zentroid Methode.....	39
3.3.4 Bakun-Wentworth Methode.....	41
3.3.5 Pairwise Methode.....	43
3.3.6 Schütterfläche (engl.: <i>felt area</i>).....	44
3.3.7 Herdtiefe	46
3.3.8 Unsicherheiten	48
3.4 Programmablauf MEEP 2.0	48
Kapitel 4	
Kalibrierung der Methoden	55
4.1 Q-Faktor und Kövesligethy- α	55
4.2 Programmablauf CALIMEEP	57
4.3 Bakun-Wentworth Regressionskoeffizienten	62
Kapitel 5	
Diskussion der Ergebnisse	68
Schlussfolgerung	81
Abbildungsverzeichnis	I
Literaturverzeichnis	V
Lebenslauf	IX
Anhang	X

Kapitel 1

Einleitung

Schadenverursachende Erdbeben treten in ganz Europa auf und auch Österreich ist von diesen Naturkatastrophen nicht ausgeschlossen. Durch die Kenntnis der Lage des Bebenherdes und der Stärke des Erdbebens ist es möglich auf die seismische Gefährdung eines Gebietes zu schließen. Daraus lässt sich in weiterer Folge eine Aussage über das damit verbundene Risiko zukünftiger Erdbeben machen, das heißt die zu treffenden bautechnischen Vorkehrungen als auch die Bemessung von Versicherungsraten. In dieser Arbeit sollen unterschiedliche Analysemethoden für Österreich getestet werden um zu untersuchen, welche Methoden robust genug sind, um bei ihrer Anwendung in verschiedenen Situationen und tektonischen Beschaffenheit akkurate Ergebnisse zu liefern. Der Vergleich der vier verwendeten Analysemodelle hebt die Stärken und Schwächen der jeweiligen Methode für österreichische Gegebenheiten hervor. Die Lagebestimmung des Bebenherdes hängt entscheidend von der Qualität der makroseismischen Daten sowie der Geometrie des Datenfeldes relativ zum Herd ab. Magnitudenbestimmungen hingegen hängen sehr von der verwendeten Intensitätsabnahmebeziehung ab, welche mit möglichst guten Erdbebendatensätzen, sowie mit bekannten instrumentellen Parametern, kalibriert werden muss.

1.1 Seismische Gefährdung in Österreich

Obwohl Österreich aus globaler Sicht zu den Gebieten geringer Seismizität zählt, ist die Gefährdung durch Erdbeben keinesfalls zu vernachlässigen. In der Vergangenheit wurden bereits einige schadenverursachende Beben beobachtet, die oft auch mit erheblichen Folgekosten verbunden waren. Dennoch ist man sich einer Gefahr durch Erdbeben in Österreich im Allgemeinen nicht bewusst, was vor allem an den großen zeitlichen Abständen von oft einigen Jahrzehnten liegt, wodurch solche Schadensbeben wieder in Vergessenheit geraten. Pro Jahr werden, laut den Aufzeichnungen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), etwa 30 – 60 der in Österreich auftretenden Erdbeben sowie zahlreiche Erschütterungsauswirkungen von Beben deren Herd im Ausland liegt verspürt. Betrachtet man auf einer Karte die Epizentren bisher beobachteter Erdbeben, so kann man deutlich eine Häufung der Beben in bestimmten Gebieten des Landes erkennen. In diesen Hauptbebengebieten zählen auch Erdbeben neben Überschwemmungen, Muren und Stürmen zu den größten Verursachern von Elementarschäden (Grünthal et al., 1998). Anhand der Verteilung, Häufigkeit und Stärke der Erdbeben ist es möglich, eine Aussage über die seismische Gefährdung des Landes zu

1. Seismische Gefährdung in Österreich

treffen. „Unter seismischer Gefährdung versteht man die Wahrscheinlichkeit des Auftretens potentiell zerstörerischer Bodenbewegung (Strong-Motion) an einem bestimmten Ort und in einem bestimmten Zeitintervall“ (Zitat: Grünthal, 2004).

Um entsprechenden Schutz vor den Auswirkungen eines Erdbebens zu gewährleisten, müssen entsprechend dem Grad der Gefährdung geeignete bautechnische Vorkehrungsmaßnahmen getroffen werden. Da erdbebensicheres Bauen mit größerem bautechnischen Aufwand und somit mit erhöhten Kosten verbunden ist, muss das Land in Gebiete homogener Seismizität unterteilt werden für die eine gewisse Wahrscheinlichkeit des Erreichens oder Überschreitens von Bodenerschütterungsparametern gilt. Diese, für die Berechnung der seismischen Gefährdung maßgeblichen Gebiete werden anhand von tektonischen Gegebenheiten sowie der historischen und heutigen Bebenaktivität festgelegt. Die daraus erstellten Erdbebengefährdungskarten dienen, gemeinsam mit Bebenzonierungskarten für erdbebengerechte Baunormen, als Grundlage für die Standortplanung. Laut Grünthal et al. (1998) ist die Festlegung eines Gefährdungsniveaus für das solche Karten erstellt werden in jedem Falle eine politische Entscheidung darüber, wie viel Restrisiko die Gesellschaft zu tragen bereit ist. In den letzten Jahren hat sich quasi weltweit eine 90%ige Nichtüberschreitenswahrscheinlichkeit bestimmter Erdbebenparameter (z.B. Intensität oder Bodenbeschleunigung) während einer Standzeit von 50 Jahren durchgesetzt. Das heißt, soll ein Gebäude über 50 Jahre bestehen und die Eintrittswahrscheinlichkeit eines Erdbebens in diesem Gebiet 10% nicht überschreiten, so ergibt sich, basierend auf der Poisson-Verteilung, eine mittlere Wiederholungsperiode von rund 475 Jahren.

Seit Beginn des 20. Jhdt. werden in Österreich Seismometer zur Erfassung der Beben­tätigkeit eingesetzt und bilden heute ein Messnetz, welches 25 Stationen innerhalb des Landes und weitere Stationen im Ausland umfasst. Anhand der erfassten Daten werden Gefährdungskarten mit Zonen der, zu erwartenden, effektiven Bodenbeschleunigung (d.h. 70% der maximalen Bodenbeschleunigung) erstellt (Abb. 1). Doch auch historische Erdbeben (d.h. Beben, die vor dem Aufkommen instrumenteller Messgeräte stattgefunden haben) spielen eine wichtige Rolle in der Gefährdungsanalyse, insbesondere in Gebieten geringer Seismizität wie Österreich, in denen Starkbeben nur alle 13 – 30 Jahre vorkommen. Die Makroseismik ist jenes Teilgebiet der Seismologie, das sich mit dem Sammeln und Auswerten nicht-instrumenteller Erdbebendaten wie die sichtbaren Auswirkungen eines Bebens auf Mensch, Gebäude und Natur beschäftigt. Sie ist die einzige Möglichkeit zur Klassifizierung der Erdbebenstärke historischer Beben anhand eines anschaulichen Parameters der Erdbebenerschütterung - der makroseismischen Intensität. Gerade für den mitteleuropäischen Raum bieten Intensitätsgefährdungskarten im Vergleich zu Beschleunigungsgefährdungskarten eine Reihe von Vorzügen: da die deutliche Mehrheit der Schadenbeben in Österreich vor 1900 stattgefunden hat und ihre Stärke mittels Intensität klassifiziert wurde, erspart man sich das Umrechnen zu anderen Bodenbewegungsparametern wie etwa der Bodenbeschleunigung. Auch liegen frühere Gefährdungskarten in der Regel für Intensitäten vor, was quantitative Vergleiche ermöglicht. Ein weiterer Vorteil ist der

1. Seismische Gefährdung in Österreich

direkte Zusammenhang von Intensität mit Erdbebenschaden. Über die Europäische Makroseismische Skala von 1998 (vgl. Kapitel 2.1.3) lassen sich Schadenaussagen von Gebäuden unterschiedlicher Schadensanfälligkeit machen, was eine Überführung von Erdbebengefährdungsanalysen in das Erdbebenrisiko¹ ermöglicht. Nichtsdestotrotz erfolgen moderne Gefährdungsabschätzungen hauptsächlich mit Bodenbewegungsparametern wie der Spitzenbodenbeschleunigung (engl.: peak ground acceleration, PGA) oder der Spitzenbodengeschwindigkeit (engl.: peak ground velocity, PGV). Da zur Bestimmung der Abnahme der Bodenbeschleunigung mit der Entfernung die Magnitude eines Bebens eine wichtige Rolle spielt, ist eine Erweiterung magnitudenorientierter Bebenkataloge für historische Erdbeben unerlässlich. Über die Jahre wurden unzählige Methoden zur makroseismischen Bestimmung von Erdbebenparametern entwickelt. Ziel dieser Arbeit ist die Anwendung einiger dieser Verfahren zur Bestimmung von Magnitude, Epizentrum und Herdtiefe aus makroseismischen Intensitätsdaten österreichischer Erdbeben und der anschließende Vergleich der Methoden bezüglich ihrer Genauigkeit für österreichische Verhältnisse.

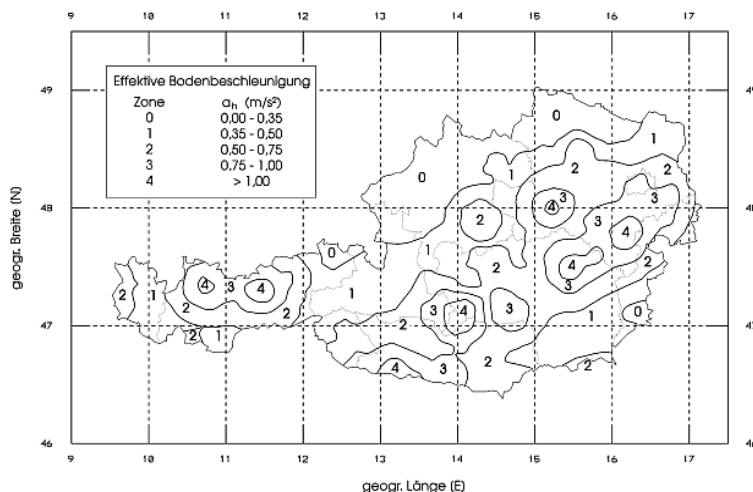


Abbildung 1: Karte der Erdbebenzonen aus der ÖNORM EN 1998-1. In Österreich betragen die höchsten „effektiven“ horizontalen Bodenbeschleunigungen bei einer mittleren Wiederholungsperiode 'Tm' von 475 Jahren dann ca. 1 m/s² was vergleichbar mit dem Intensitätsgrad VII ist (vgl. Lenhardt, 2007).

¹ erwarteter summarischer Verlust (erwartete Anzahl von Toten, Verletzten, Wert der Verluste durch Sachschäden, Wert des Verlustes infolge der Unterbrechung der ökonomischen Aktivitäten) infolge eines bestimmten Naturphänomens, z.B. Erdbeben.

Kapitel 2

Intensität und Intensitätsskalen

2.1 Intensitätsskalen und ihre Geschichte

Makroseismische Intensität ist ein empirisches Maß für die Stärke eines Erdbebens. Sie beschreibt die fühlbaren und sichtbaren Auswirkungen eines Erdbebens an der Erdoberfläche. Um das beobachtete Geschehen und die entstandenen Schäden und Auswirkungen systematisch zu erfassen und zu klassifizieren, wurde im 19. Jhdt. mit der Entwicklung von Intensitätsskalen begonnen. Diese beinhalten eine Reihe von detaillierten Beschreibungen der Auswirkungen unterschiedlichen Erschütterungsgrades anhand von Objekten, die in jedermanns Umfeld vorhanden sind (Gebäude, gewöhnliche Gegenstände, Natur) sowie der menschlichen Fühlbarkeit der Erschütterung. Solche Angaben sind rein subjektiv, da sie vom Beobachter, den geologischen Beschaffenheit und der lokalen Bebauung abhängen (vgl. Grünthal, 1998).

2.1.1 Rossi-Forel Skala

Die 10-stufige Rossi-Forel Skala wurde 1883 von Michael Stefano de Rossi und Francois-Alphonse Forel veröffentlicht und ist damit einer der ältesten bekannten Intensitätsskalen. Sie war etwa zwei Jahrzehnte lang weit verbreitet bis sie zu Beginn des 20. Jhdt. von der Mercalli-Cancani-Sieberg Skala abgelöst wurde. (Davison, 1921)

Tabelle I
Rossi-Forel Skala

Stärkegrad	Beobachtung
I	Nur von einem geübten Beobachter bemerkbar, mit Seismographen registrierbar.
II	Wenige in Ruhe befindliche Menschen spüren das Beben.
III	Mehrere in Ruhe befindliche Menschen spüren das Beben.
IV	Auch arbeitende oder anderweitig beschäftigte Menschen spüren das Beben. Fenster, Türen und Dielen geben Geräusche von sich, bewegliche Gegenstände werden erschüttert.

V	Das Beben wird allgemein wahrgenommen. Auch größere Gegenstände werden erschüttert, einzelne frei hängende kleinere Glocken (Hausglocken) schlagen an.
VI	Selbst Schlafende erwachen. Größere Einrichtungsgegenstände wie Stehlampen schwanken, mechanische (Pendel-) Uhren bleiben stehen. Alle frei hängenden kleineren Glocken (Hausglocken) schlagen an. Sichtbares Schwanken von Pflanzen, vor allem von Bäumen und Sträuchern. Einzelne Personen flüchten vor Schreck aus ihren Häusern.
VII	Allgemeines Erschrecken. Bewegliche Gegenstände stürzen um, größere Glocken wie Kirchenglocken schlagen an. Kleinere Gebäudeschäden (Herausbrechen von Wand- oder Deckenputz), jedoch im Allgemeinen noch keine Schäden an der Bauwerksstruktur.
VIII	Gebäudeschäden wie Mauerrisse und herabfallende Kamine
IX	Gebäudeschäden oder komplette Zerstörung von Gebäuden
X	Katastrophe, Veränderung der Erdoberfläche

2.1.2 Mercalli-Cancani-Sieberg Skala

Den Grundstein aller modernen, 12-stufigen Skalen legte der Vulkanologe Giuseppe Mercalli in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts mit der damals noch 6-stufigen Mercalli-Skala. Die Skala wurde später auf 10 Stufen und 1904, von dem italienischen Geophysiker Adolfo Cancani, um weitere zwei Stufen erweitert um die Klassifizierung sehr starker Erdbeben zu verbessern. Schließlich wurde die Skala aufgrund unzureichend detaillierter Beschreibungen der Bebenauswirkungen von dem deutschen Geophysiker August Heinrich Sieberg (1932) überholt und in Mercalli-Cancani-Sieberg Skala (MCS-Skala) umbenannt und findet noch heute in Südeuropa Verwendung. Später wurde diese Version von Harry O. Wood und Frank Neumann (1931) ohne nennenswerte Änderungen ins Englische übersetzt und in Mercalli-Wood-Neumann Skala umbenannt. In den U.S.A. wurde sie später schlicht unter dem Namen Modifizierte Mercalli-Skala bekannt. Charles F. Richter verbesserte die Skala 1958 abermals, indem er Gebäude anhand ihrer Bauweise und Material und somit in ihrer Schadensanfälligkeit unterschied um das Bemessen der Intensität zu erleichtern. Um Verwirrung mit der bereits nach ihm benannten Magnituden „Richterskala“ zu vermeiden, nannte er sie einfach Modifizierte Mercalli-Skala mit dem Zusatz 1956 (MM-56). Aus heutiger Sicht war die von Richter gewählte Bezeichnung nicht sehr klug gewählt, da Intensitätsdatensätze auftauchten in denen die Intensität schlicht als „Modifizierte Mercalli Intensität“ (MM oder MMI) bezeichnet wurde ohne jeglichen Hinweis darauf, welche MM Skala verwendet wurde. Um das ganze noch zu verschlimmern, folgten spätere Autoren bei ihren abgeänderten Formen der Skala dem Beispiel von Richter und so gibt es mittlerweile eine Vielzahl an „Modifizierten Mercalli-Skalen“ in unterschiedlichen Versionen. Dies hat zur Folge, dass es bei vielen makroseismischen Abhandlungen und wissenschaftlichen Artikeln schwierig ist zu sagen, um welche MMI es sich dabei handelt (Musson et al. 2010).

Tabelle II
Modifizierte Mercalli Skala

I	unmerklich	Nur von wenigen Personen unter besonders günstigen Umständen wahrgenommen
II	sehr leicht	Vereinzelt spürbar (obere Geschosse von Hochhäusern), wird vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen
III	leicht	Deutlich zu spüren, vor allem in den oberen Stockwerken von Gebäuden, wenn auch meist nicht als Erdbeben erkannt. Stehende Autos und hängende Objekte schwingen leicht, Erschütterungen ähnlich denen eines vorbeifahrenden LKWs
IV	mäßig	In Gebäuden von vielen, außerhalb tagsüber von einigen Personen wahrgenommen, einige Schlafende erwachen. Geschirr, Fenster und Türen zittern oder klirren, Wände erzeugen knarrende Geräusche. Stehende Autos schwingen deutlich, Erschütterungen wie die beim Zusammenstoß eines LKWs mit einem Haus
V	ziemlich stark	Von fast jedem gespürt, viele Schlafende erwachen. Geschirr und Fensterscheiben können zerspringen, instabile Objekte fallen um, Pendeluhrn können anhalten. Bäume schwanken, Türen und Fenster können auf- und zugehen
VI	Stark	Von allen verspürt, viele Menschen sind verängstigt, das Gehen wird schwierig. Leichte Schäden an Gebäuden, Risse und ähnliche Schäden im Putz. Schwere Möbel können sich verschieben, Gegenstände fallen von Regalen und Bilder von den Wänden. Bäume und Büsche schwanken.
VII	sehr stark	Selbst in fahrenden Autos spürbar, das Stehen wird schwierig. Schäden an Möbeln, lose Mauersteine fallen herab. Gebäude in unzureichender Bauweise oder mit fehlerhaftem Bauentwurf werden stark beschädigt, leichte bis mittlere Schäden an normalen Gebäuden. Schäden vernachlässigbar bei guter Bauweise und -art
VIII	zerstörend	Das Autofahren wird schwierig. Leichte Schäden an Gebäuden mit guter Bauweise und -art, beträchtliche Schäden an normalen Gebäuden bis zum Teileinsturz. Große Schäden an Gebäuden in unzureichender Bauweise oder mit fehlerhaftem Bauentwurf. Einsturz von Kaminen, Fabrikschornsteinen, Säulen, Denkmälern und Wänden möglich. Schwere Möbel stürzen um. Abbrechen von Ästen, in Brunnen Änderungen des Wasserspiegels möglich, bei nassem Untergrund Risse in steilem Gelände
IX	verwüstend	Beträchtliche Schäden an Gebäuden mit guter Bauweise und -art, selbst gut geplante Tragwerksstrukturen verziehen sich. Große Schäden an stabilen Gebäuden bis zum Teileinsturz. Häuser werden von ihren Fundamente verschoben, Schäden an

		unterirdischen Rohrleitungen und Talsperren, Risse im Erdboden
X	vernichtend	Selbst gut ausgeführte Holz-Rahmenkonstruktionen werden teilweise zerstört, die meisten gemauerten Objekte und Tragwerkskonstruktionen werden samt ihrer Fundamente zerstört. Bahnschienen werden verbogen, einige Brücken werden zerstört. Starke Schäden an Dämmen, große Erdrutsche, das Wasser in Seen, Flüssen und Kanälen tritt über die Ufer, weit verbreitet Risse im Erdboden
XI	Katastrophe	Fast alle gemauerten Gebäude stürzen ein, Brücken werden zerstört, Bahnschienen werden stark verbogen, große Risse im Erdboden, Versorgungsleitungen werden zerstört
XII	große Katastrophe	Totale Zerstörung, starke Veränderungen an der Erdoberfläche, Objekte werden in die Luft geschleudert, die Erdoberfläche bewegt sich in Wellen, große Felsmassen können in Bewegung geraten

2.1.3 Europäische Makroseismische Skala

Eine neue Skala basierend auf der MCS und MM-56, wurde von Sergei Medvedev, Wilhelm Sponheuer und Vit Karnik (1964) publiziert. Die sogenannte Medvedev-Sponheuer-Karnik Skala (MSK) hebt deutlich die quantitativen Effekte von Erdbeben hervor, um sie noch aussagekräftiger zu machen und wurde in Europa weit verbreitet verwendet. 1988 wurde die MSK von einer großen Arbeitsgruppe von Wissenschaftlern unter der Leitung von Gottfried Grünthal überarbeitet und 1993 erstmals veröffentlicht. Wenngleich mit der MSK kompatibel, war diese neue Skala in ihrer Organisation doch so unterschiedlich, dass man sie in Europäische Makroseismische Skala (EMS) umbenannte. Seit ihrer Publizierung ist die finale 1998-Version der EMS sowohl innerhalb als auch außerhalb Europas weit verbreitet. Die vollständige EMS-98 umfasst ein kleines Buch von etwa 100 Seiten. Durch ihre Detailliertheit in der Definition und Beschreibung sowie der Berücksichtigung unterschiedlicher Gebäudetypen, Schadensgrade und Quantitäten, hebt sie sich wesentlich von anderen Intensitätsskalen hervor. Auch ist die EMS-98 die erste Intensitätsskala, die Illustrationen enthält, wodurch der Schadensgrad zusätzlich veranschaulicht wird und Beispielfotos beschädigter Gebäude unterschiedlicher Schadensklasse können als Vergleich herangezogen werden (vgl. Grünthal, 1998).

Tabelle III
Definition des Intensitätsgrades der EMS

I. nicht gefühlt	
a)	Es werden keine Erschütterungen verspürt, auch nicht von Personen in völliger Ruhe
II. kaum gefühlt	
a)	Erschütterungen werden nur in einzelnen Fällen (<1%) von Personen in völliger Ruhe in Gebäuden wahrgenommen.
b)	Keine Wirkungen.
c)	Kein Schaden.
III. Schwach	
a)	Das Erdbeben wird in Gebäuden von wenigen gespürt. Personen in Ruhe fühlen ein Schwanken oder leichtes Zittern.
b)	Hängende Gegenstände schwingen leicht.
c)	Keine Schäden.
IV. Größtenteils beobachtet	
a)	Das Beben wird in Gebäuden von vielen und im Freien von nur wenigen gespürt. Wenige Personen werden wach, die Stärke der Erschütterungen ist nicht erschreckend. Die Vibrationen sind mäßig. Beobachter spüren ein leichtes Erzittern von Gebäuden, von Zimmern, Betten, Stühlen etc.
b)	Geschirr, Gläser, Fenster und Türen klappern. Hängende Objekte schwingen. In wenigen Fällen wird leichtes Mobiliar sichtbar gerüttelt. In wenigen Fällen knarren Holzwände.
c)	Keine Schäden.
V. Stark	
a)	Das Beben wird in Gebäuden von den meisten, im Freien von wenigen gespürt. Wenige Personen erschrecken und rennen ins Freie. Viele schlafende Personen erwachen. Beobachter spüren ein starkes Schütteln oder Rucken des ganzen Gebäudes, des Zimmers oder der Möbel.
b)	Hängende Objekte schwingen beträchtlich. Geschirr und Gläser klirren aneinander. Kleine, kopflastige und/oder unsicher abgestützte Gegenstände können verschoben werden oder fallen herunter. Türen und Fenster schlagen auf oder zu. In wenigen Fällen zerbrechen Fensterscheiben. Flüssigkeiten schwingen auf und ab und können aus gut gefüllten Behältern überschwappen. Tiere in Gebäuden können unruhig werden.
c)	Schäden des Grades 1 an wenigen Gebäuden der Vulnerabilitätsklassen A und B.
VI. Geringfügige Beschädigungen	
a)	Von den meisten in Gebäuden und von vielen im Freien gespürt. Wenige Personen verlieren das Gleichgewicht. Viele Personen erschrecken und fliehen ins Freie.
b)	Kleine Gegenstände mit einer normalen Standfestigkeit können umfallen und Möbelstücke verschoben werden. In wenigen Fällen können Geschirr und Gläser zerbrechen. Nutztiere können (sogar im Freien) verängstigt werden.
c)	Schäden vom Grad 1 an vielen Gebäuden der Vulnerabilitätsklassen A und B; wenige der Klassen A

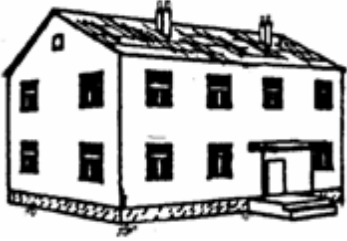
2. Intensität und Intensitätsskalen

	und B erleiden Schäden des Grades 2; wenige Gebäude der Klasse C zeigen Schäden vom Grad 1.
VII. Schadenverursachend	
a)	Die meisten Personen werden verängstigt und versuchen ins Freie zu fliehen. Viele empfinden es als schwierig zu stehen, insbesondere in oberen Stockwerken.
b)	Möbiliar wird verschoben und kopflastige Möbel können umkippen. In großer Zahl fallen Gegenstände aus Regalen. Wasser schwappt aus Behältern, Tanks oder Becken.
c)	Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse A erleiden Schäden vom Grad 3, wenige vom Grad 4. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse B erleiden Schäden vom Grad 2, wenige vom Grad 3. Wenige Gebäude der Vulnerabilitätsklasse C erhalten Schäden vom Grad 2. Wenige Gebäude der Vulnerabilitätsklasse D zeigen Schäden vom Grad 1.
VIII. Starke Schäden	
a)	Viele Personen haben Schwierigkeiten beim Stehen, selbst im Freien.
b)	Möbel können umkippen. Gegenstände wie Fernseher, Schreibmaschinen etc. fallen zu Boden. Grabsteine können gelegentlich verschoben oder gedreht werden oder umkippen. Wellenbewegungen können auf sehr weichen Böden beobachtet werden.
c)	Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse A erleiden Schäden vom Grad 4, wenige vom Grad 5. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse B erleiden Schäden vom Grad 3, wenige vom Grad 4. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse C erleiden Schäden vom Grad 2, wenige vom Grad 3. Einige Gebäude der Vulnerabilitätsklasse D erhalten Schäden vom Grad 2.
IX. Zerstörend	
a)	Allgemeine Panik. Personen können heftig zu Boden geworfen werden.
b)	Viele Denkmäler und Säulen fallen um oder werden gedreht. Wellen sind auf weichem Untergrund sichtbar.
c)	Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse A tragen Schäden vom Grad 5 davon. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse B erleiden Schäden vom Grad 4, wenige vom Grad 5. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse C erleiden Schäden vom Grad 3, wenige vom Grad 4. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse D erleiden Schäden vom Grad 2, wenige vom Grad 3. Wenige Gebäude der Vulnerabilitätsklasse E erhalten Schäden vom Grad 2.
X. Sehr zerstörend	
c)	Die meisten Gebäude der Vulnerabilitätsklasse A tragen Schäden vom Grad 5 davon. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse B tragen Schäden vom Grad 5 davon. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse C erleiden Schäden vom Grad 4, manche vom Grad 5. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse D erleiden Schäden vom Grad 3, manche vom Grad 4. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse E erleiden Schäden vom Grad 2, manche vom Grad 3. Wenige Gebäude der Vulnerabilitätsklasse F erhalten Schäden vom Grad 2.
XI. Verwüstend	
c)	Die meisten Gebäude der Vulnerabilitätsklasse B tragen Schäden vom Grad 5 davon. Die meisten Gebäude der Vulnerabilitätsklasse C erleiden Schäden vom Grad 4, wenige vom Grad 5. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse D erleiden Schäden vom Grad 4, wenige vom Grad 5. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse E erleiden Schäden vom Grad 3, wenige vom Grad 4. Viele Gebäude der Vulnerabilitätsklasse F erleiden Schäden vom Grad 2, wenige vom Grad 3.

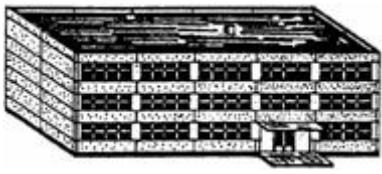
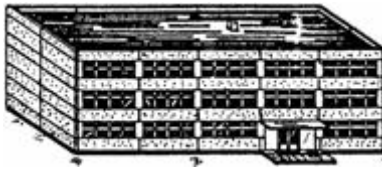
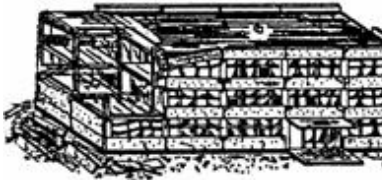
XII. Vollständig verwüstend	
c)	Alle Gebäude der Vulnerabilitätsklassen A, B und fast alle der Vulnerabilitätsklasse C werden zerstört. Die meisten Gebäude der Vulnerabilitätsklassen D, E und F werden zerstört. Die Erdbebeneffekte haben das denkbar maximale Ausmaß erreicht.

Bei der Schadensklassifizierung ist es wichtig zu berücksichtigen, dass die Art und Weise in der sich Gebäude unter Erdbebenbelastung verformen vom Gebäudetyp abhängig ist. Als grobe Unterteilung lassen sich Hochbauten in Ziegelmauerwerksbauten und Stahlbetonbauten einteilen.

2. Intensität und Intensitätsskalen

Klassifikation der Schadensgrade von Ziegelbauten	
	Grad 1: Geringfügiger bis leichter Schaden (kein struktureller Schaden, leichte nicht-strukturelle Schäden) Haarrisse in sehr wenigen Wänden. Nur kleine Putzstücke fallen. Abfall loser Steine von oberen Gebäudeteilen in sehr wenigen Fällen.
	Grad 2: Mäßige Schäden (leichte strukturelle Schäden¹, mäßige nicht-strukturelle Schäden) Risse in vielen Wänden. Abfall ziemlich großer Stücke des Verputzes. Teilweiser Einsturz von Schornsteinen.
	Grad 3: Beträchtliche bis starke Schäden (mäßige strukturelle Schäden, starke nicht-strukturelle Schäden) Große und ausgedehnte Risse in den meisten Wänden. Ablösen von Dachziegeln. Schornsteinabbrüche. Einsturz einzelner nicht-struktureller Elemente (Trenn-, Giebelwände).
	Grad 4: Sehr starke Schäden (starke strukturelle Schäden, sehr starke nicht-strukturelle Schäden) Schwerwiegender Einsturz von Wänden, teilweise strukturelles Versagen von Dächern und Stockwerken.
	Grad 5: Zerstörung (sehr starke strukturelle Schäden) Totaler oder nahezu totaler Zusammensturz.

2. Intensität und Intensitätsskalen

Klassifikation der Schadensgrade von Stahlbetonbauten	
	Grad 1: Geringfügiger bis leichter Schaden (kein struktureller Schaden, leichter nicht-struktureller Schaden) Feine Risse im Putz über Rahmenteilern oder in Wänden im Sockelbereich. Feine Risse in Trennwänden und Füllungen.
	Grad 2: Mäßige Schäden (leichte strukturelle Schäden, mäßige nicht-strukturelle Schäden) Risse in Stützen und Balken des Rahmens und in tragenden Wänden. Risse in Trenn- und Füllwänden; Abfall brüchiger Fassade und Putz. Abfall von Mörtel aus Fugen von Wandplatten.
	Grad 3: Beträchtliche bis starke Schäden (mäßige strukturelle Schäden, starke nicht-strukturelle Schäden) Risse in Stützen und Stützbalkenverbindungen des Rahmens im Sockelbereich und an Verbindungen zusammengesetzter Wandelemente. Abplatzen von Betonabdeckungen, Einknicken von verstärkten Trägern. Große Risse in Trenn- und Füllwänden, Abfall einzelner Füllplatten.
	Grad 4: Sehr starke Schäden (starke strukturelle Schäden, sehr starke nicht-strukturelle Schäden) Große Risse in tragenden Elementen mit Stauchungsversagen von Beton und Durchbrechen von Baustahlgewebematten; Versagen der Verbinder von Bewehrungsstäben; Umkippen von Stützen. Einsturz einiger Stützen oder eines unteren Geschosses.
	Grad 5: Zerstörung (sehr starke strukturelle Schäden) Einsturz der unteren Etage oder von Gebäudeteilen (z. B. von Gebäudeflügeln).

Eine weitere Besonderheit der EMS-98 ist die Einführung einer Unterscheidung der Gebäuderessistenz bezüglich Erdbebenerschütterung, die sogenannte Vulnerabilität oder Verletzbarkeit von Bauwerken. Die Einführung der Vulnerabilitätsklassen ist eine robuste

2. Intensität und Intensitätsskalen

Weise zur Unterscheidung der Resonanz verschiedener Gebäudetypen auf Bodenbewegungen (Abb. 2).

Bauwerkstyp		Vulnerabilitätsklasse					
		A	B	C	D	E	F
MAUERWERKSBAUTEN	Bruchstein, Feldstein	○					
	Adobe (ungebrannte Lehmziegel)	○	—				
	behauene Natursteine	—	○				
	massive, behauene Steine		—	○	—		
	unbewehrt	—	○	—			
	unbewehrt, mit Stahlbetondecken		—	○	—		
	mit Bewehrung oder Einfassung			—	○	—	
STAHLBETONBAUTEN	Rahmen ohne Erdbebenauslegung	—		○	—		
	Rahmen mit moderater Erdbebenauslegung		—		○	—	
	Rahmen mit guter Erdbebenauslegung			—		○	—
	Wände ohne Erdbebenauslegung	—	○	—			
	Wände mit moderater Erdbebenauslegung		—	○	—		
	Wände mit guter Erdbebenauslegung			—	○	—	
Stahlbauten				—	○	—	
Holzbauten			—	○	—		

○ wahrscheinlichste Vulnerabilitätsklasse; — wahrscheinlicher Bereich;
 weniger wahrscheinlicher Bereich und Ausnahmefälle

Abbildung 2: Klassifizierung von Bauwerkstypen nach ihrer Verletzbarkeit (EMS-98).

Der Hauptunterschied zwischen der EMS und älteren Skalen ist schlichtweg die Genauigkeit der Angaben und ihre Strukturierung, was es für verschiedene Bearbeiter einfacher macht auf einheitliche Resultate zu schließen. Auch ist sie die erste Skala, die eine genaue Anleitung der korrekten Intensitätsbemessung beinhaltet um den Grad der Subjektivität möglichst zu minimieren.

2.1.4 JMA-Skala

Die JMA-Skala (Japan Meteorological Agency) ist die in Japan und Taiwan hauptsächlich verwendete makroseismische Intensitätsskala. Die erste von der JMA 1884 entwickelte Shindo-Skala besaß nur vier Intensitätsstufen: kaum wahrnehmbar – schwach – stark – heftig. 1898 ersetzte man die Skala durch ein numerisches System mit den Stufen 0 – 7 und 1908 wurden diesen Graden schließlich Beschreibungen der Auswirkungen auf Umgebung und Personen beigelegt. Basierend auf der 1900 von

Fusakichi Omori entwickelten Omori-Skala wurde von der JMA 1951 eine neue Intensitätsskala entwickelt, deren acht Stufen auf den Grenzwerten der maximalen Bodenbeschleunigung beruhen (Quelle: Wikipedia, JMA Intensity Scale). Die wohl gebräuchlichste Version der Skala ist die von 1996 welche, durch die Aufspaltung der Intensitätsgrade 5 und 6 in „5 bzw. 6 upper“ und „5 bzw. 6 lower“ von acht auf zehn Stufen erweitert wurde. Heutzutage wird die JMA-Skala verwendet indem man instrumentell gemessene Bodenbewegungsparameter in Pseudo-Intensitätswerte umrechnet weshalb es nicht mehr möglich ist zu sagen, ob die so bestimmte Intensität auch wirklich den in der Skala beschriebenen Bebenauswirkungen entspricht oder nicht (vgl. Musson et al., 2010).

2.2 Darstellung und Bemessung makroseismischer Intensität

2.2.1 Übereinstimmung von Intensitätsskalen

Es gibt mittlerweile eine große Anzahl unterschiedlicher Intensitätsskalen, die über die Jahre von unterschiedlichen Seismologen (oft speziell für ihre Zwecke) entwickelt oder abgeändert wurden, wobei die im Abschnitt 2.1. angeführten Skalen die am weitesten verbreiteten sind. Möchte man Intensitätsdaten, die mit unterschiedlichen Skalen bemessen wurden miteinander vergleichen, so wird man nach einer Art Äquivalenz der Skalen zueinander zu suchen. Auf eine Konversion einer Skala in eine andere sollte nach Musson et al. (2010) generell verzichtet werden. Vielmehr sollte man auf die Originaldaten zurückgreifen und eine neue Intensitätseinteilung gemäß der gewünschten Skala vornehmen. Dies kann jedoch manchmal schwierig oder gar unmöglich sein, wenn auf die originalen Daten nicht mehr zugegriffen werden kann (wie es bei historischen Erdbeben oft der Fall ist) oder aber Zeit und Aufwand begrenzt sind. In Fällen wie diesen muss eine Form der Überführung einer Skala in eine andere gefunden werden, auch wenn das eine zusätzliche Unsicherheit für die Werte bedeutet. Auf der Suche nach Übereinstimmungen verschiedener Skalen stößt man manchmal auf direkte Vergleiche, wie die Gleichbewertung der Intensitätsgrade oder auf Konversionsdiagramme (Reiter, 1990; Murphy u. O'Brien, 1990; Richter, 1958; vgl. Tabelle V). In solchen Diagrammen (Abb.3) werden verschiedene Skalen als eine Reihe von Rechtecken unterschiedlicher Ausdehnung (ein Rechteck steht dabei für einen Intensitätsgrad) dargestellt. Eine Skala wird darin als Standard festgelegt und die Größe der Rechtecke der anderen Skalen wird, abhängig von der vermeintlichen Beziehung zueinander, angepasst.

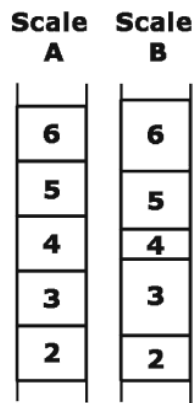


Abbildung 3: Vergleich zweier Skalen durch partiell überlappende Rechtecke; dies ist ein fiktives Beispiel zur Demonstration des allgemeinen Prinzips (Quelle: Musson et al., 2010).

Nach Ansicht von Musson et al. (2010) verleiten solche Rechteckdarstellungen dazu zu sagen, dass z.B. Intensität 5 in Skala A geringfügig größer ist als I 5 in Skala B, weil etwa einige der angeführten Indizien für I 5 in B sich unter I 4 in A finden. Da Intensität aber eine ganze Zahl ist, gibt es auch kein „geringfügig höher“, weshalb Konversionsdiagramme dieser Art bestenfalls etwas über die Breite der Analogie der beiden Skalen aus der Sichtweise des Bearbeiters aussagen, jedoch kein verlässliches Hilfsmittel zur Umrechnung zwischen zwei Intensitätsskalen darstellen. Was den Vergleich von Datensätzen verschiedener Klassifizierung so schwierig macht, ist weniger die Unterschiedlichkeit der Skalen an sich (abgesehen von jenen, welche sich radikal in Gestaltung und Gradzahl unterscheiden), als vielmehr die Unterschiede in der Anwendung und Bemessung zwischen Seismologen. Um dennoch eine Verbesserung der Gebrauchstauglichkeit alter Intensitätsdaten zu ermöglichen, wurde eine Tabelle zur Konvertierung geläufiger Intensitätsskalen in EMS-98 erstellt (Musson, Grünthal u. Stucchi, 2010). Es wird jedoch darauf hingewiesen diese Tabelle mit Bedacht zu verwenden und wenn möglich Gegenproben zu machen, da auch die zur Erstellung von Tabelle IV verwendeten Intensitätsdaten von unterschiedlichen seismologischen Bearbeitern bemessen wurden.

Tabelle IV

Nicht-vorschreibende Richtlinie zur Konvertierung von 5 Hauptintensitätsskalen zur EMS-98
(Musson, Grünthal u. Stucchi, 2010).

RF	EMS-98	MCS	EMS-98	MMI 56	EMS-98	MSK	EMS-98	JMA-96	EMS-98
1	1	1	1	1	1	1	1	0	1
2	2	2	2	2	2	2	2	1	2 or 3
3	3	3	3	3	3	3	3	2	4
4	4	4	4	4	4	4	4	3	4 or 5
5	5	5	5	5	5	5	5	4	5
6	5	6	6	6	6	6	6	5L	6
7	6	7	7	7	7	7	7	5U	7
8	7 or 8	8	8	8	8	8	8	6L	8
9	9	9	9	9	9	9	9	6U	9 or 10
10	— ^a	10	10	10	10	10	10	7	11
		11	11	11	— ^a	11	11		
		12	— ^a	12	— ^a	12	— ^a		

^a Die Definition dieser Intensitätsklasse bezieht sich auf Phänomene, welche für Erdbebenerschütterung nicht repräsentativ sind (wie etwa Oberflächenbrüche) oder aber erreicht einen Sättigungspunkt in der Skala wobei Totalschaden sich auf die totale Zerstörung nicht-erdbebenresistenter Gebäude bezieht.

2.2.2 Unsicherheiten in der Bemessung des Intensitätsgrades

Es ist naheliegend anzunehmen, dass Gebäude gleicher Festigkeit nicht auf einheitliche Art und Weise auf die Erschütterungen einer bestimmten Intensität reagieren werden. Vielmehr sollte ein Schadens-Modallevel beobachtbar sein, wo einige Gebäude mehr in Mitleidenschaft gezogen werden als andere. Schadensgutachten zeigen, dass das Endergebnis einer Normalverteilung nahekommt. Folglich kann man davon ausgehen, dass für jeden einzelnen Erschütterungsgrad verschiedene Prozentsätze der Gebäude bestimmter Festigkeit unterschiedliche Schadensgrade aufweisen werden. Beim Zuordnen von Intensitäten (wobei dies für niedere wie für hohe Intensitäten gilt) nutzt man für gewöhnlich eine Auswahl (Stichprobe) oder Abschätzung der Schadensbeobachtungen. Unter einem gewissen Grad von Robustheit sollte eine adäquate Anpassung ohne größere Probleme möglich sein. Schwierigkeiten können jedoch gelegentlich auftreten wenn (i) die Erdbebeneffekte über kurze Distanzen beträchtlich variieren, verursacht durch das Zusammenspiel von lokalen Gegebenheiten und der Komplexität von Bodenbewegungen oder (ii) Information nicht komplett ist. Diese beiden Faktoren können den Grad der Genauigkeit bei der Intensitätsbestimmung durchaus beeinträchtigen. Die Variabilität von Erdbebenauswirkungen wird deutlich in Fällen, in denen von zwei identischen, nebeneinander stehenden Häusern das eine schweren Schaden erlitten hat, wohingegen das andere nahezu unbeschädigt ist (Abb. 4). Ein solches Beispiel könnte fälschlicher

Weise eine große Problematik der Intensitätsbestimmung vermuten lassen, was sich jedoch bei Erweiterung des Beobachtungsgebietes unter Betrachtung mehrerer Beispielhäuser wieder legt. Größere Schwierigkeiten tun sich auf, wenn man eine womöglich unrepräsentative Auswahl an Information zur Verfügung hat oder Unkenntnis über den Zustand der Gebäude vor dem Erdbeben herrscht. Dies kann vor allem dann Probleme bereiten, wenn die wahre prozentuelle Verteilung der Erdbebeneffekte aufgrund limitierter Datensätze nicht ersichtlich ist. Doch selbst bei guten Datensätzen gibt es immer wieder Fälle, in denen die aufgetretenen Schäden und Auswirkungen des Bebens nicht eindeutig mit den Illustrationen, welche repräsentativ für die unterschiedlichen Intensitätsgrade sind, übereinstimmen. Um eine Bestimmung der verschiedenen Intensitätsgrade so praktikabel wie möglich zu machen, wurden Intensitätsskalen mit einem nötigen Grad an Robustheit entworfen (Musson, 2002).



Abbildung 4: Aufnahme der Auswirkungen des Schwadorf Bebens von 1927 (Foto aus den Archiven der ZAMG Wien).

Eine gute Skala sollte, durch hinreichend umfangreiche Definitionen und unter der Berücksichtigung verschiedener Umstände, auf viele individuelle Fälle einfach anwendbar sein. Moderne, erdbebenresistent entworfene Bauten beispielsweise, nehmen bei gleicher Intensitätseinwirkung weniger Schaden als etwa vor 50 Jahren errichtete Bauwerke, die in alten Skalen als Referenz dienen. Eine Intensitätsskala, die diesen Faktor der Bauweise berücksichtigt, ist im Falle moderner Daten natürlich brauchbarer. Das bedeutet aber nicht, dass eine ausführlicher beschriebene Skala gleich die Bessere ist denn bei Datensätzen schlechter Qualität, wie besonders bei historischen Erdbeben der Fall, ist es oft gar nicht möglich die Intensitäten mit derselben Genauigkeit zu bestimmen, wie dies in der Skala verlangt wird. In dem Fall wäre eine 6-stufige Skala mit den

Angaben nicht gefühlt – schwach – mäßig – stark – beschädigend – zerstörend wahrscheinlich absolut ausreichend, wohingegen sie für modernere Datensätze besserer Qualität einschränkend ist. Die immer bessere Qualität der Daten war letztlich auch der Grund weshalb die Mercalli-Skala auf zwölf Stufen erweitert wurde. Doch selbst die umfangreichsten und detailliertesten Datensätze bleiben von Irregularitäten aufgrund von Streuung und Komplexität der sich ausbreitenden seismischen Wellen nicht verschont, was es manchmal nicht weniger schwierig macht den richtigen Intensitätswert zu finden. Deshalb hat man sich weitläufig darauf geeinigt, dass zwölf Intensitätsstufen die Grenze für die zweckmäßige Anwendung einer Skala darstellen und eine größere Auflösungsgenauigkeit nicht aus den Daten herausgeholt werden kann. Folglich wäre eine Unterteilung in „halbe“ Intensitäten wie 4,5 nicht sehr realistisch, da dies (bei einer 12-stufigen Skala) 23 Intensitätsstufen ermöglichen würde. Bei der Bestimmung von geringen Intensitäten wie 2, 3 oder 4, kann es für einen Bearbeiter manchmal schwierig sein zu sagen, ob die Beobachtungsangaben nun mehr der einen oder der anderen Intensitätsstufe entsprechen. In solchen Fällen, in denen man sich nicht auf einen Grad einigen kann, ist es möglich 3-4 zu schreiben, was entweder Intensität 3 oder Intensität 4 bedeutet. Eine in der EMS nahegelegte Richtlinie ist, dass die Effekte für jeden Grad als das Minimum angesehen werden können, d.h. sind die Daten beispielsweise hinreichend für Grad 4 aber noch nicht ganz ausreichend für Intensität 5, so ist der korrekte Intensitätsgrad 4, auch wenn die Auswirkungen stärker scheinen, als in der Skala für Stufe 4 beschrieben (vgl. Musson, 2002, 2010).

2.2.2 Kartendarstellung

Makroseismische Intensitätsdaten werden üblicherweise in Form von Karten dargestellt. Dabei wird jeder Intensitätsdatenpunkt (IDP) am jeweiligen Beobachtungsort in einer Landkarte eingezeichnet. Da die Intensitäten für gewöhnlich in mehr oder minder radialem Muster mit Entfernung vom Epizentrum abnehmen, erweist es sich als hilfreich, Isolinien konstanter Intensität einzuzeichnen (Abb.6). Das Erstellen dieser sogenannten Isoleisten war vor allem in der Vergangenheit weit verbreitet (daher auch der Name Isoleistenkarte). Eine Isoleiste kann definiert werden als die Begrenzungslinie einer Fläche, innerhalb derer die Intensität vorwiegend gleich eines bestimmten Wertes ist. Bei der genauen Definition ist jedoch Vorsicht geboten, da in amerikanischen Kartendarstellungen Isoleisten oft als die „Mittellinie“ eines Intensitätswertes dargestellt werden. Im Idealfall eines homogenen isotropen Mediums würden Isoleisten konzentrische Kreise um das Epizentrum beschreiben. Da ein solcher Fall in der Natur aber praktisch nicht vorkommt, ist die Erstellung solcher Konturenlinien ein sehr subjektiver Prozess, da es keine genauen Vorschriften für das Zeichnen von Isoleisten gibt bzw., wie Roger Musson es ausdrückte, „gibt es so viele Arten Isoleisten zu zeichnen wie es Seismologen gibt“. Es können aber dennoch einige Richtlinien aufgestellt werden: Der Grad der Glättung sollte dem Zweck der zu erstellenden Karte angepasst sein. Dient

sie z.B. der Darstellung eines Gebiets höherer seismischer Gefährdung aufgrund von Bodenbeschaffenheiten, so sollte die Glättung minimal ausfallen und die Isoleisten den Daten entsprechend gewunden sein. Verfolgt man jedoch Absichten wie die Bestimmung von Erdbebenparametern oder tektonische Untersuchungen sollten die Konturen glatt und Ausreißer gut ersichtlich sein. Müssen Isoleisten über Gebirge oder Wasserflächen hinweg interpoliert oder extrapoliert werden, sind die entsprechenden Linienabschnitte gestrichelt einzuzichnen. In Fällen, in denen das Epizentrum beispielsweise vor der Küste liegt und angenommen nur ein Bogen von 120° der Isoleisten am Festland zu liegen kommt, ist es nicht korrekt die restlichen 240° der Isolinien auf die Karte zu projizieren, auch nicht in gestrichelter Form. Stattdessen sollten lediglich die Festlandabschnitte eingezeichnet werden eventuell mit einem kurzen gestrichelten Schweif über die Küste hinaus (Musson 2002). Für das Darstellen von Intensitätsdaten auf Karten existiert ein Satz internationaler Symbole für die jeweiligen Intensitätsgrade, erstmals eingeführt von der Kommission der Akademien sozialistischer Länder „Planetare Geophysik“ (Abb. 5).

⊙ 2	◐ 6	⊕ 10
⊖ 3	◑ 7	⊗ 11
⊕ 4	● 8	⊕ 12
◐ 5	⊗ 9	
⊖ indicates 3-4, etc		
○ felt		
— 1 (not felt)		

Abbildung 5: Symbole zur Darstellung von Intensitätsgraden, wobei jene für Intensitäten 2 – 9 internationaler Standard sind. Für Werte 10 – 12 bzw. „felt“ und „not felt“ existieren keine Standardsymbole. Die hier angeführten sind lediglich Möglichkeiten der Darstellung.

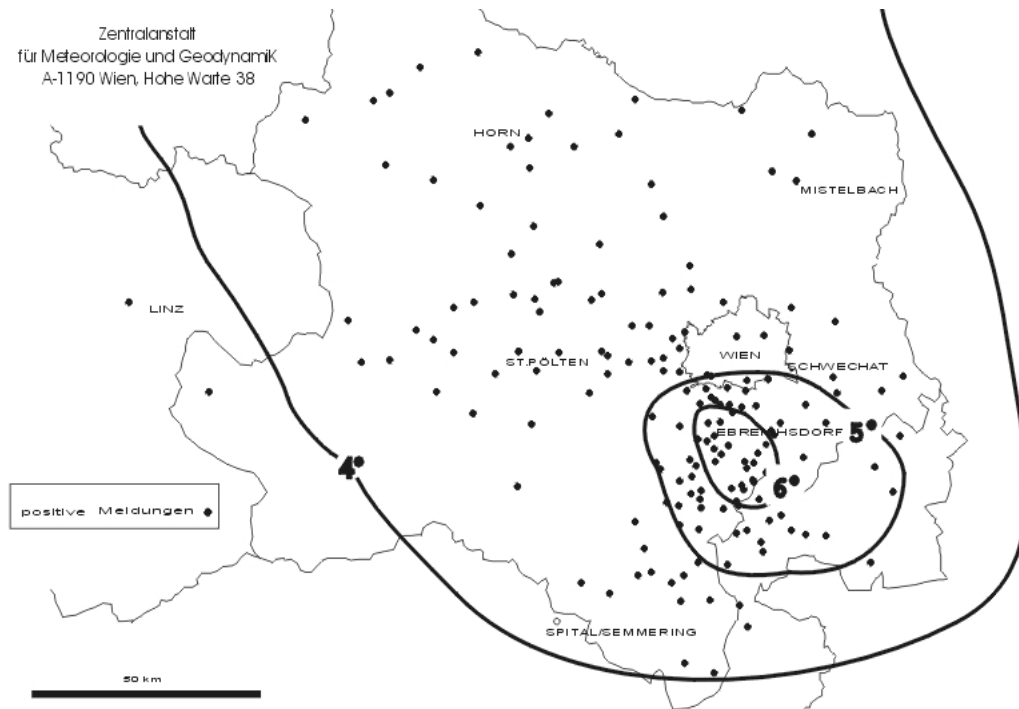


Abbildung 6: Beispiel einer Isoseistenkarte eines Erdbebens bei Ebreichsdorf, Niederösterreich (Quelle: ZAMG Wien).

Ein genereller Vorteil des Zeichnens von Isoseisten ist die Reduktion einer möglichen Verfälschung durch die Populationsverteilung. Anhand des Beispiels in Abbildung 7, wo die höchsten Intensitäten eines küstennahen Erdbebens an mehreren Orten am Festland und nur an einem Ort auf einer nahegelegenen Insel beobachtet wurden, könnte man das Epizentrum am Ort der meisten Meldungen (leerer Stern) annehmen. Da aber die Zahl der Intensitätsmeldungen selbstverständlich von der Bevölkerungsdichte abhängt, wird ein erfahrener Bearbeiter makroseismischer Beobachtungen, der weiß, dass diese irreguläre Verteilung topographische Ursachen hat, eher eine Isoseiste wie in der Abbildung 7 gezeigt zeichnen und das Epizentrum an der Stelle des vollen Sterns vermuten (vgl. Musson 2002, 2009).

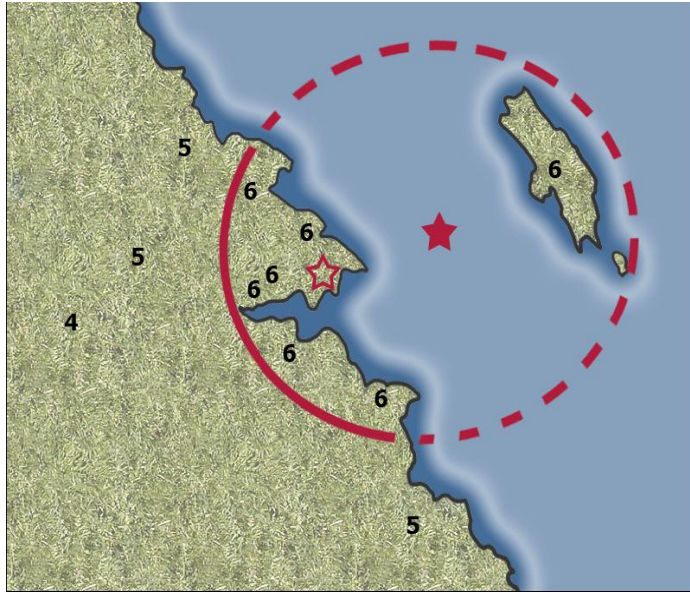


Abbildung 7: Mögliche Fehlinterpretation durch eine ungleiche Populationsverteilung. Der leere Stern zeigt das (fälschlich) vermutete Epizentrum am Ort der meisten Meldungen. Der volle Stern zeigt das viel wahrscheinlichere Epizentrum unter Berücksichtigung der Bevölkerungsverteilung (Quelle: Musson et al. 2007).

Für Festlandbeben mit nur wenigen Intensitätsdaten ist es weniger von Vorteil Isoseistenkarten anzufertigen - es sollten wenigstens drei sich gegenseitig unterstützende Datenpunkte pro Intensitätswert existieren, bevor man dies überhaupt in Erwägung zieht. Hier empfiehlt es sich, die makroseismischen Herdparameter direkt aus den individuellen Intensitätsbeobachtungen zu bestimmen. Dieses Verfahren, u. a. angewandt von Evernden et. al (1981) oder Bakun und Wentworth (1997), hat den großen Vorteil der Eindeutigkeit, was die Ergebnisse reproduzierbar macht. Weiteres können Unsicherheiten entsprechend eines bestimmten Konfidenzniveaus berechnet werden. Die Verwendung mehrerer solcher Konfidenzniveaus ermöglicht eine Berücksichtigung alternativer Herdparameterhypothesen im Entscheidungsbaum. Ein weiterer Vorteil gegenüber Isoseisten ist die Möglichkeit, Standortkorrekturen anzubringen, was zu einer signifikanten Verbesserung der Ergebnisse führen kann (vgl. Bakun und Wentworth, 1997).

2.2.4 Korrelation von Intensitäten mit Bodenbewegungsparametern

Ein essentieller Parameter zur Erstellung von seismischen Gefährdungs- und Erschütterungskarten (engl.: shake maps), ist die Abnahme der seismischen Wellen im Untersuchungsgebiet. Für gewöhnlich werden solche Abnahmebeziehungen über Bodenbewegungsparameter, wie der Bodenbeschleunigung (PGA) bzw. der Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) und manchmal auch der Bodenverschiebung

2. Intensität und Intensitätsskalen

definiert. Bei Untersuchungen der Schadenspotentiale großer Erdbeben haben solche PGA/PGV basierenden Beziehungen jedoch zwei große Nachteile. Zum einen sind Strong-Motion Datensätze meist nur limitiert vorhanden, weshalb man oft auf Abnahmebeziehungen, beruhend auf den Aufzeichnungen anderer Regionen ähnlicher Tektonik und Geologie zurückgreifen muss. Zum anderen gibt es keine direkte Beziehung zwischen Bodenbewegungsaufzeichnungen und Erdbebenschaden, da letzteres eine komplexe Funktion aus Bodenbewegungsausmaß, Beendauer, lokalen geologischen Beschaffenheit und der Schadensanfälligkeit der Gebäude darstellt.

Eine makroseismische Intensität hat den großen Vorteil, dass keinerlei Messgeräte zur Bestimmung notwendig sind und Intensitäten somit auch vor der Erfindung des ersten Seismometers 1890 bestimmt und dokumentiert werden konnten. Darüber hinaus steht Intensität in direktem Zusammenhang mit Bodenerschütterung und dem Schadensausmaß und kann daher direkt mit dem Schadenspotential zukünftiger Erdbeben in Verbindung gebracht werden. Cancani machte 1904 den Versuch, eine lineare Beziehung zwischen Intensität und dem Logarithmus von PGA herzustellen und auch Sieberg (1932) zielte bei der Zusammenstellung der makroseismischen MCS Skala auf eine lineare Abhängigkeit dieser beiden Größen ab (Tabelle V).

Tabelle V

Vergleich von Intensitätsskalen (Reiter, 1990; Murphy u. O'Brien, 1977; Richter, 1958) MM – Modifizierte Mercalli, RF – Rossi-Forell, JMA – Japanische Meteorologische Behörde, MSC – Mercalli-Cancani-Sieberg, MSK – Medvedev-Sponheuer-Karnik und entsprechenden PGA Stufen (Lliboutry, 2000; Panza et al., 2001)

MM	RF	JMA	MCS	MSK	PGA (g)
I	I	I	II	I	
II	II		III	II	
III	III		IV	III	
IV	IV	II	V	IV	
V	V		VI	V	0.01-0.025
VI	VI	III	VII	VI	0.025-0.05
VII	VII		VIII	VII	0.05-0.1
VIII	VIII	V	IX	VIII	0.1-0.2
IX	IX		X	IX	0.2-0.4
X	X	VI	XI	X	0.4-0.8
XI	XI		XII	XI	0.8-1.6
XII	XII	VII		XII	>1.6

Spätere Versuche, wie die von Trifunac und Brady (1975) eine Beziehung zwischen PGA und Intensität zu finden, waren wenig erfolgreich und hatten so große Streuung zur Folge, dass die Ergebnisse praktisch unbrauchbar waren. Mögliche Gründe dafür wären laut Musson (2002), dass andere Bodenbewegungsparameter wie Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) oder Verschiebung mindestens ebenso wichtig wie die Beschleunigung sind um das Erschütterungsausmaß physikalisch zu beschreiben. Auch ist die Dauer der Erschütterung sichtlich von Relevanz, da eine hohe Beschleunigung für eine sehr kurze Zeit von weniger als 1 Sekunde weitaus weniger Schaden anrichtet als eine geringere Beschleunigung über einen längeren Zeitraum. Ein weiterer Aspekt ist, dass PGA Werte nur einzelne Spitzen in einem Akzelerogramm wiedergeben, was eher unrepräsentativ für die gesamte Bodenbewegung eines Erdbebens ist. Bessere Ergebnisse erzielte Wald et. al (1999) mit seiner Regressionsbeziehung zwischen der modifizierten Mercalli Intensität und PGA bzw. PGV durch den Vergleich der horizontalen Bodenbewegung mit den beobachteten Intensitäten von acht kalifornischen Erdbeben. Dabei wurden PGA und PGV gemeinsam verwendet, unter Berücksichtigung der Sättigung von PGA für hohe Intensitäten sowie der Amplitudenabhängigkeit der Intensitätsskala. Folgendes einfaches Potenzgesetz wurde aufgestellt, wobei für PGM (engl.: peak ground motion) PGA bzw. PGV einzusetzen sind:

$$I_{mm} = a \log(PGM) - b \quad (1)$$

Es stellte sich heraus, dass niedrige Intensitätswerte recht gut sowohl mit PGA als auch mit PGV korrelieren, während hohe Intensitäten besser mit PGV übereinstimmen. Die Verwendung von PGA zur Bestimmung niedriger Intensitäten steht im Einklang mit der Ansicht, dass Intensitäten < VI auf Fühlbarkeitsangaben basieren und Menschen sensibler auf Bodenbeschleunigungen reagieren als auf Bodengeschwindigkeiten. Höhere Intensitäten werden über den Schadensgrad definiert. Angefangen bei Intensitäten von VI-VII, für gewöhnlich charakterisiert durch brüchiges Mauerwerk oder Schornsteinschäden, die sensibler bezüglich hochfrequenten Beschleunigungen sind, bis hin zu größeren strukturellen Schäden wofür die Spitzenschwinggeschwindigkeit (PGV) eher kennzeichnend ist. Diese Annahmen gehen einher mit Forschungen von Sokolov und Chernov (1988, 2002) die gezeigt haben, dass seismische Intensitäten recht gut mit einem begrenzten Bereich von Fourieramplitudenspektren von Bodenbeschleunigungen korrelieren. Dabei sind Frequenzen von 0,7-1 Hz am charakteristischsten für $I_{mm} > VIII$, während der Bereich von 3-6 Hz repräsentativ für Intensitäten von V bis VII ist (Abb. 8).

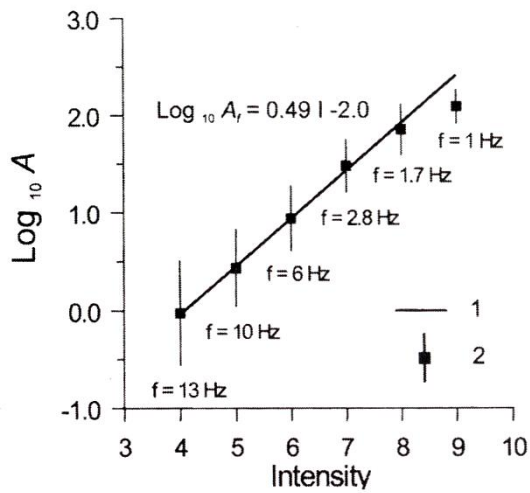


Abbildung 8: Beziehung zwischen spektraler Dichte und Intensität. 1 = lineare Regression, 2 = Mittelwert $\pm$ Standardabweichung der Daten. Man nimmt an, dass die Varianz (σ^2) der $\log A_f$ Werte bei denjenigen Frequenzen f_R am geringsten sind, die am „repräsentativsten“ für die seismische Wirkung der jeweiligen Intensität sind (Quelle: Sokolov und Chernov, 1998).

Kapitel 3

Methoden der Bestimmung

3.1 Die Intensitätsdaten

3.1.1 Seismizität in Europa und Österreich

Global gesehen ist die Seismizität Europas als mittelmäßig einzustufen. Der Großteil aller Beben in Europa konzentriert sich auf den Bereich der Plattengrenze zwischen der eurasischen und der afrikanischen Kontinentalplatte. Die seismisch aktivsten Gebiete sind Griechenland, Südspanien, die Türkei sowie Italien und die westlichen Region des Balkans (Abb. 9).

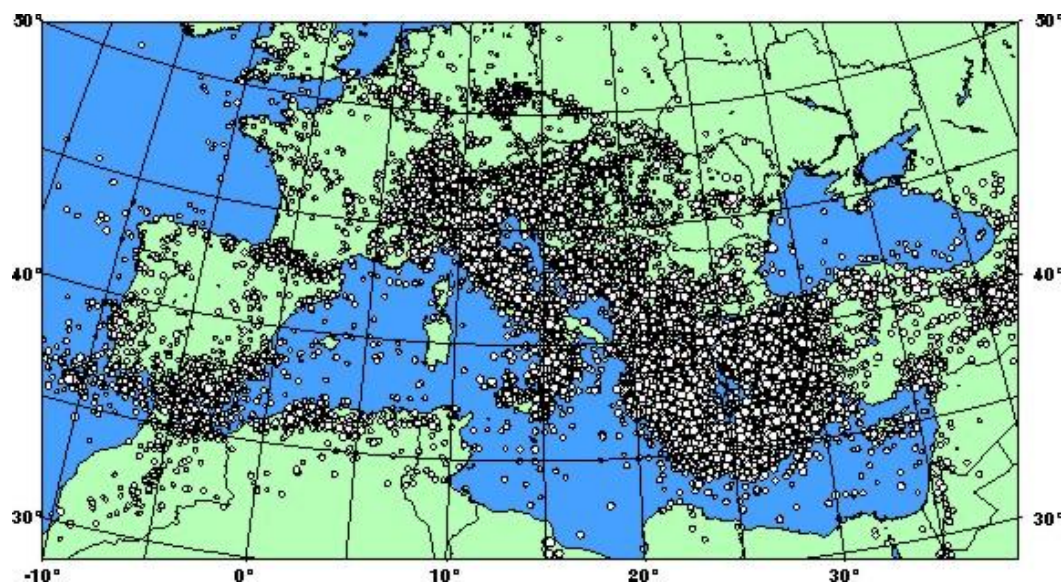


Abbildung 9: Erdbebenaktivität des Mittelmeerraumes und nördliche angrenzenden Teilen Europas; Daten nach Grünthal und Wahlström (2003, ergänzt).

Die Verteilung dieser Bebenherde hängt unmittelbar mit den geologischen Störungszonen des Mittelmeerraums zusammen (Plattengrenzen werden als Störungszonen erster Ordnung eingestuft). Die afrikanische Platte, welche sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 6mm/Jahr nach Nordwesten bewegt, stößt hier auf den westlichen Teil der eurasischen Platte, welcher oft auch als Europäische Platte bezeichnet wird. Dadurch wird im Bereich der Ägäis ozeanische afrikanische Kruste subduziert und an der nördlichen Ausbuchtung der Südgrenze der eurasischen Platte, dem Apulischen Sporn (AP), kam es

3. Methoden der Bestimmung

durch die Nordwärtsbewegung zur Aufschiebung der Alpen. Die Gegenbewegung der Europäischen Platte rührt von der Ausweitung des Mittelatlantischen Rückens her. Dort führen Störprozesse im Erdmantel dazu, dass Magma an die Oberfläche tritt, erkaltet und somit neue ozeanische Kruste bildet, was eine Verbreiterung des Atlantiks zur Folge hat (Abb.10). Durch diese tektonischen Bewegungen kommt es zu einem Verhaken und Verkannten der Platten an ihren Grenzen, was zu einem langsamen Spannungsaufbau innerhalb des Gesteins führt. Wird die Scherfestigkeit des Gesteins überschritten, kommt es zu einer plötzlichen, ruckartigen Ausgleichsbewegung der Gesteinsblöcke – einem tektonischen Erdbeben. Vergleicht man Abb. 9 mit Abb. 10 so sieht man deutlich den Zusammenhang der Erdbebenhäufigkeit mit den geologischen Störungszonen Europas (Grünthal, 2004).

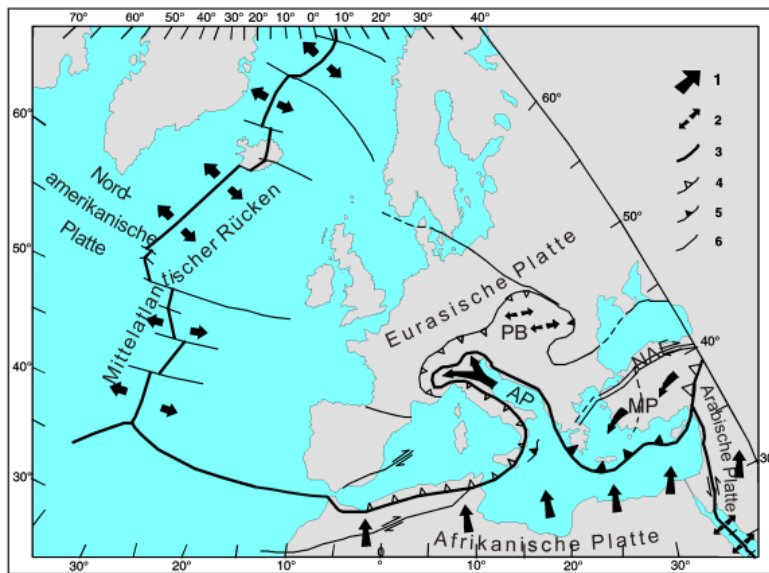


Abbildung 10: Westlicher Teil der Eurasischen Platte mit den angrenzenden Platten sowie ihre Bewegungsrichtungen, nach Grünthal und Stromeyer, (1992). 1 Richtung des Bewegungsvektors relativ zu Europa und/oder Richtung der an den Plattengrenzen angreifenden Kräfte; 2 tektonisches Extensionsregime; 3 hauptsächliche Plattengrenzen; 4 Kollisionsfronten; 5 Subduktionsfronten; 6 weitere Bruchstörung erster Ordnung und ihr Bewegungssinn. MP: Anatolische Mikroplatten, PB: Pannonisches Becken, NAF: Nordanatolische Störungszone, AP: Apulischer Sporn. (Quelle: Grünthal (2004), Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext; Abb. 4)

In Österreich sind Erdbeben mit zerstörerischen Auswirkungen eher eine Seltenheit. Dennoch werden etwa 30 – 60 der pro Jahr in Österreich auftretenden Beben im näheren Umkreis des Epizentrums verspürt. Viele dieser verhältnismäßig geringen Erschütterungen treten in Gebieten auf, in denen seit den ältesten Aufzeichnungen des Landes (1000 n.Ch.) durchaus heftige Erdbeben stattfanden, die möglicherweise eine Intensität vom Grad IX erreichten (Tabelle VI) (Lenhardt, 2007).

3. Methoden der Bestimmung

Tabelle VI
Liste der Starkbeben von Österreich

	Intensitätsgrad	Epizentrum	Region
1201	~9	Raum Katschberg ?	Kärnten/Steiermark/Salzburg
1267	8	Kindberg	Steiermark
1348	~10	Friaul	Italien
1572	8	Innsbruck	Tirol
1590	~9	Raum Neulengbach	Niederösterreich
1670	8	Hall	Tirol
1689	8	Innsbruck	Tirol
1690	~9	Friaul ?	Grenze Kärnten/Italien ?
1768	8	Bad Fischau	Niederösterreich
1794	7 - 8	Leoben	Steiermark
1876	7	Scheibbs	Niederösterreich
1885	8	Kindberg	Steiermark
1886	7	Nassereith	Tirol
1927	8	Schwadorf	Niederösterreich
1930	7	Namlos	Tirol
1936	7	Obdacher Sattel	Steiermark
1972	7	Seebenstein	Niederösterreich

Zu den am meisten von Erdbeben betroffenen Gebieten zählen die Mur-Mürztal Störung, das Wiener Becken, die Inntalstörung sowie die Lavanttalstörung und der südliche Teil Kärntens welcher von Erdbebenherden der Nachbarländer Italien und Slowakei beeinflusst wird. Betrachtet man eine Karte der Bebenherde in Österreich, lässt sich deutlich eine Konzentration an diesen tektonischen Störungsstellen erkennen (Abb. 11).

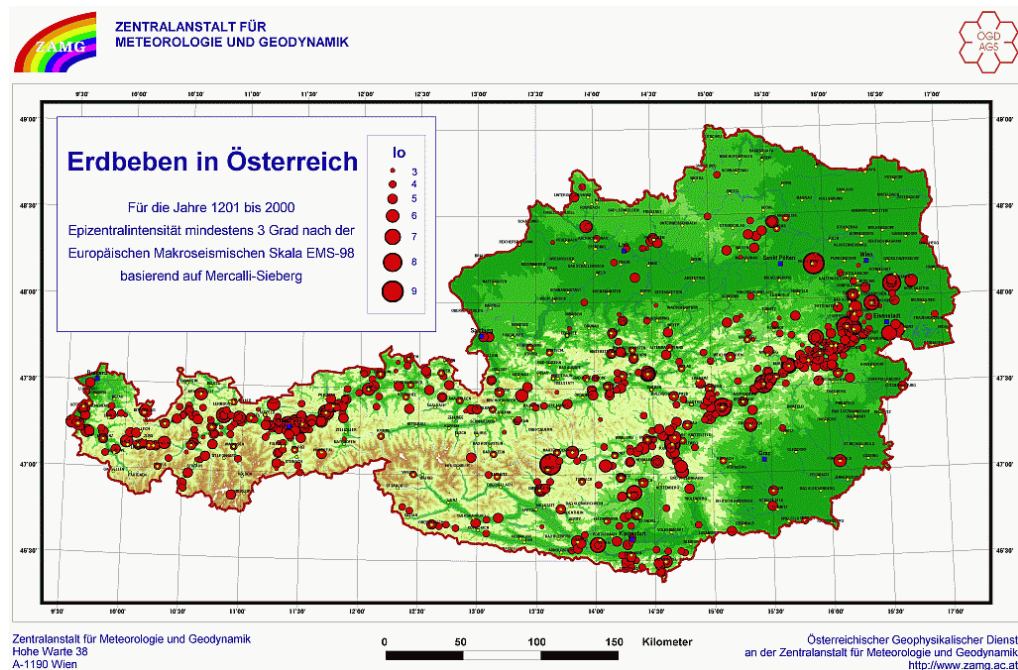


Abbildung 11: Erdbebenkarte für Österreich mit den Epizentralintensitäten nach der EMS-98 (Quelle: ZAMG Wien).

3. Methoden der Bestimmung

Die Ausbreitung der seismischen Wellen, und somit die räumlichen Auswirkungen eines Erdbebens, ist stark von der lokalen geologischen Struktur abhängig. Gerade bei makroseismischen Berechnungen ist die Kenntnis solcher Faktoren, wie etwa die distanzabhängige Amplitudenabnahme der seismischen Wellen von großer Bedeutung, weshalb das Bundesgebiet für die nachfolgenden Berechnungen in Gebiete einheitlicher Bebenparameter unterteilt werden soll. Es erscheint sinnvoll, sich bei der Gebietseinteilung nach der Geologie und Tektonik des Landes zu orientieren und die Beben den entsprechenden Hauptstörungszonen zuzuordnen. Leider gestaltet sich so eine Zuordnung als sehr schwierig, da es in Österreich Bereiche gibt, die zwar demselben geologischen Komplex angehören, sich jedoch in ihrer seismischen Aktivität deutlich unterscheiden. Auch die im Rahmen der seismischen Gefährdungsbestimmung der D-A-CH-Staaten abgegrenzten Quellenzonen nach Grünthal et al. (1998) hängen eher mit der Häufigkeit der Erdbeben in diesem Gebiet als mit deren gemeinsamen Abschwächungs- und Ausbreitungseigenschaften zusammen. Aus diesem Grund soll für die makroseismische Parameterbestimmung in dieser Arbeit, nach dem Beispiel von Hammerl und Lenhardt (1997), Österreich in drei Teile gegliedert werden, die sowohl örtliche Zusammenhänge als auch geologische Gemeinsamkeiten aufweisen – (1) der Norden, (2) der Süden und (3) der Westen (Abb. 12 und Abb. 13). Von den 112 Testbeben des 20. Jahrhunderts mit Epizentrum in Österreich, befinden sich 52 im Norden, 37 im Süden und 23 im Westen.

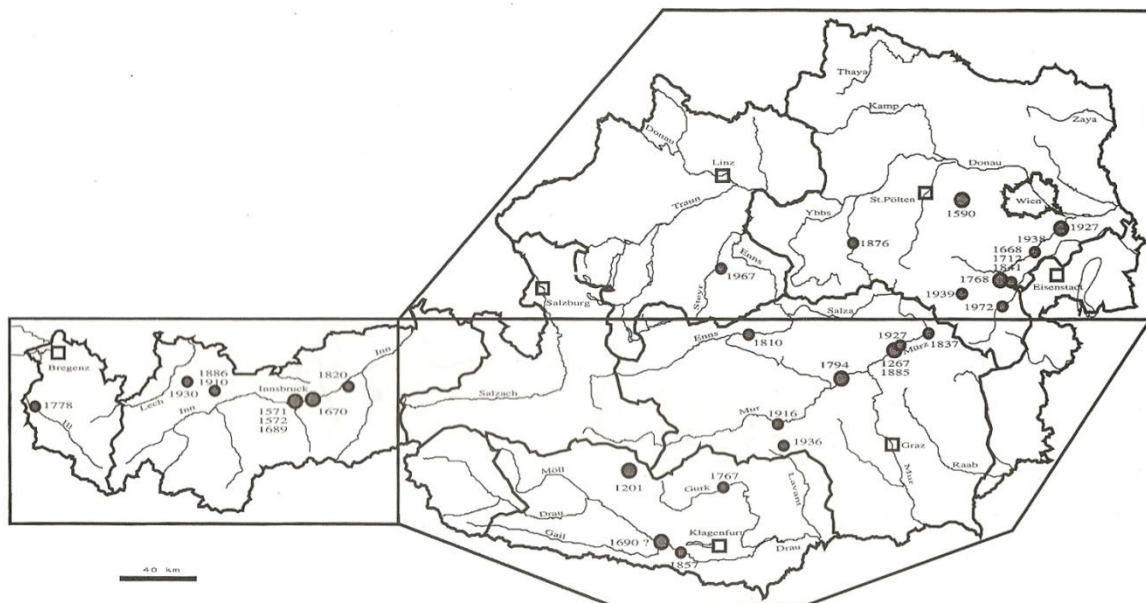


Abbildung 12: Unterteilung von Österreich in drei Gebiete – Norden, Süden und Westen – mit den Epizentren der stärksten Erdbeben in der Geschichte Österreichs (Quelle: Hammerl und Lenhardt, 1997).

3. Methoden der Bestimmung

Tabelle VII
Liste der Testbeben

NORDEN						SÜDEN						WESTEN											
			Momente		Bundes- land				Momenten		Bundes- land				Momenten		Bundes- land						
Epizentrum			n			Epizentrum			Magnitude			Epizentrum			Magnitude								
Jahr	Mo	Tag	Lat	Lon	Magnitude	Tiefe	Jahr	Mo	Tag	Lat	Lon	Mw	Tiefe	Jahr	Mo	Tag	Lat	Lon	Mw	Tiefe			
1900	09	28	48,30	14,50	2,0	2	OOE	1881	11	05	46,91	13,54	4,1*	8*	KTN	1897	02	20	47,30	11,50	3,1	4	TIR
1908	02	19	47,94	16,74	4,8	9*	BU	1897	12	11	47,15	14,65	3,4	6	STMK	1897	07	13	47,20	10,05	3,0	7	VO
1926	07	06	47,61	15,67	4,4	8	STMK	1907	05	13	47,51	15,45	4,4	8*	STMK	1910	07	13	47,30	10,90	4,8	8*	TIR
1926	09	28	47,72	16,04	4,7	6*	NOE	1910	03	24	47,20	14,28	4,4	5*	STMK	1912	05	09	47,27	11,39	3,5	6	TIR
1927	10	08	48,07	16,58	5,2	6*	NOE	1923	11	28	47,13	13,81	4,8	16*	SA	1933	11	08	47,36	10,66	4,6	9*	TIR
1927	10	13	47,67	15,77	3,2*	6*	NOE	1927	07	25	47,53	15,49	5,1	11*	STMK	1951	06	07	47,31	10,97	3,3	4*	TIR
1927	10	18	48,07	16,58	3,2*	6*	NOE	1930	05	18	47,46	13,38	4,1	8*	SA	1953	05	04	47,28	11,51	3,2	6	TIR
1928	01	25	48,07	16,58	3,3*	6*	NOE	1932	11	15	47,20	14,45	3,7	8	STMK	1958	09	30	47,23	10,59	4,5	8	TIR
1928	01	31	47,71	15,82	3,6*	6*	NOE	1938	02	24	47,62	15,76	3,4	8	STMK	1961	03	15	46,86	10,92	3,4	8	TIR
1930	07	31	47,65	15,92	3,2*	6*	NOE	1948	10	09	47,17	14,66	3,4	8	STMK	1961	08	25	47,38	10,56	3,8	8	TIR
1931	01	01	47,98	16,04	3*	4*	NOE	1950	01	14	46,91	14,80	3,4	8	KTN	1974	06	17	47,14	10,57	3,3	5	TIR
1931	10	09	47,71	16,16	3,2*	6*	NOE	1950	10	18	47,04	14,71	3,7	8	STMK	1975	10	24	47,26	10,34	3,4	9	TIR
1935	10	09	48,30	13,40	4,5	20,5	OOE	1950	10	24	47,01	14,74	4,1	8*	KTN	1975	11	30	47,20	11,50	2,3	3	TIR
1938	11	08	47,96	16,40	5,0	10*	NOE	1956	06	10	47,07	14,70	3,7	8*	STMK	1976	03	26	47,48	9,69	3,5	11	VO
1939	09	18	47,77	15,91	5,0	10*	NOE	1963	04	10	47,51	13,43	3,5	8	SA	1976	08	14	47,29	11,46	3,3	8	TIR
1944	10	07	47,94	16,11	2,7*	4*	NOE	1967	01	05	46,92	13,58	3,4	8	KTN	1978	03	29	47,27	11,24	3,0	7	TIR
1948	01	29	47,68	15,94	3,2*	6*	NOE	1969	06	01	46,98	14,22	4,4	11	KTN	1979	05	01	47,26	11,53	2,9	6	TIR
1953	05	02	48,08	16,75	4,1	8*	NOE	1971	11	25	47,15	14,61	3,0	9	STMK	1982	01	08	47,21	9,84	3,7	6	VO
1959	02	17	48,45	15,56	3,5*	4*	NOE	1973	05	06	47,38	15,09	3,2	8	STMK	1982	04	30	47,24	11,45	3,0	7	TIR
1960	12	04	47,65	15,92	3,2*	6*	NOE	1973	05	15	47,10	12,95	4,1	18	SA	1982	05	01	47,28	11,51	3,3	6	TIR
1963	12	02	47,88	16,37	4,5	8*	NOE	1973	06	12	47,54	15,51	4,0	8	STMK	1984	02	26	47,22	11,40	4,4	11	TIR
1964	06	30	47,60	15,80	3,4	8	STMK	1973	12	12	47,05	14,09	4,5	13	STMK	1985	06	10	47,32	11,86	3,8	11	TIR
1964	10	27	47,63	15,81	5,3	15*	STMK	1974	02	04	47,55	14,15	3,0	5	STMK	1989	11	17	47,39	11,85	4,0	12	TIR
1964	10	28	47,56	16,09	3,2*	6*	NOE	1974	10	10	47,45	12,70	3,7	11	SA								
1965	07	08	47,90	16,25	3,2*	6*	NOE	1976	03	09	46,61	14,18	3,0	7	KTN								
1966	04	25	48,37	15,42	2,7*	4*	NOE	1977	02	15	46,60	13,88	3,4	10	KTN								
1967	01	29	47,89	14,25	4,6	8	OOE	1978	05	05	47,50	14,23	3,4	8	STMK								
1968	02	25	47,52	15,92	3,4	8	STMK	1979	02	06	47,40	14,83	3,8	10	STMK								
1971	12	31	47,60	16,05	3,6	11	NOE	1979	05	12	47,28	15,33	4,0	9	STMK								
1972	01	05	47,82	16,24	4,1	9	NOE	1981	01	21	47,12	14,66	3,4	10	STMK								
1972	01	08	47,60	16,05	3,0	7	NOE	1981	01	31	47,12	14,66	3,7	8	STMK								
1972	04	16	47,71	16,18	5,3	10	NOE	1981	05	30	47,49	13,98	2,8	13	STMK								
1972	06	17	48,36	14,53	3,6	4	OOE	1981	06	15	47,04	14,73	4,4	12	STMK								
1973	09	29	47,68	15,94	3,1	8	NOE	1983	04	14	47,66	15,13	5,0	10	STMK								
1973	10	22	48,30	15,40	2,4	4	NOE	1987	03	22	47,40	15,15	2,7	7	STMK								
1974	02	06	48,30	15,40	2,0	2*	NOE	1989	07	18	47,55	13,12	4,0	10	SA								
1974	03	22	48,12	16,94	2,5	3*	NOE	1989	11	21	47,15	14,65	3,6	12	STMK								
1974	12	09	48,25	16,92	3,0	5	NOE																
1975	12	28	47,62	15,76	3,2	7	STMK																
1977	02	06	48,24	16,88	2,8	4	NOE																
1977	09	08	47,67	15,91	2,5	4	NOE																
1978	01	14	47,65	15,92	3,5	10	NOE																
1978	08	06	47,67	15,77	3,0	7	NOE																
1978	09	17	47,69	15,91	2,7	5	NOE																
1981	05	22	47,60	15,90	3,3	8	NOE																
1982	06	01	47,65	15,80	3,7	6	NOE																
1984	04	15	47,64	15,87	4,9	7	NOE																
1984	05	24	47,65	15,92	4,6	10	NOE																
1984	08	06	47,65	16,05	2,9	6	NOE																
1985	06	05	48,05	16,35	3,8	11	NOE																
1985	12	12	47,95	14,36	4,1	9	STMK																
1990	02	20	47,77	15,91	3,1	8	NOE																

Anzahl Testbeben: 112
Datum: 1881 - 1990
Magnitude: 2,0 - 5,3
Tiefe (km): 2 - 20,5
* = berechnet

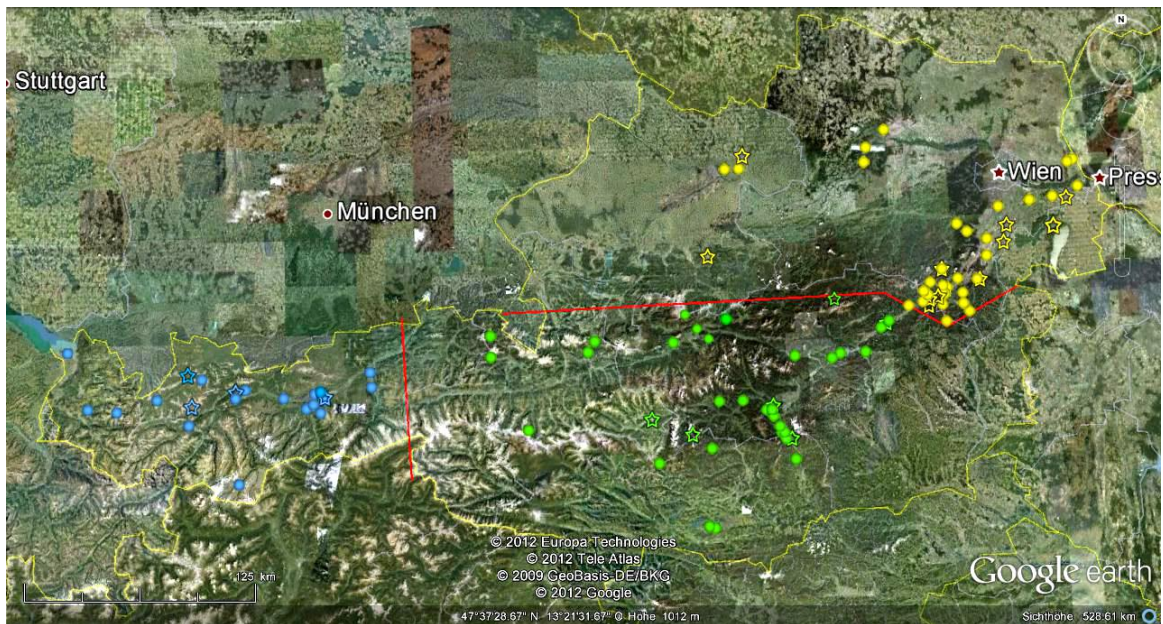


Abbildung 13: Testbeben unterteilt in die 3 Zonen Österreichs: Norden (gelb), Süden (grün) und Westen (blau). Die Sterne bezeichnen 21 Erdbeben, die zur Kalibrierung der Bakun-Wentworth Methode verwendet wurden (vgl. Abschnitt 4.3).

3.1.2 Makroseismisches Epizentrum

Während sich der Begriff des instrumentellen Epizentrums (d.h. die Oberflächenprojektion des Ausgangspunktes des Erdbebens) in der seismologischen Literatur gut etabliert hat (z.B. Richter, 1958), gibt es für die Definition des makroseismischen Epizentrums unterschiedliche Ansätze (Cecic und Musson, 2004; Pasolini et al., 2008). Der Begriff *makroseismisches Epizentrum* bezeichnet die beste Abschätzung des Epizentrums, abgeleitet aus verschiedenen nicht-instrumentellen Faktoren wie der Position den höchsten beobachteten Intensitäten, der Form der Isoleisten, Berechnungen basierend auf der Verteilung der Intensitätsdaten, Kenntnis der lokalen Geologie, Ähnlichkeitsvergleiche mit anderen Erdbeben usw.

Ein möglicher Ansatz ist die Bestimmung des Zentrums der gesamten Intensitätsverteilung durch Anwendung einer Abnahmebeziehung. Das Epizentrum ist jener Punkt an dem die Residuensumme am geringsten ist. (Peruzza, 1992; Bakun und Wentworth, 1997). Eine andere Möglichkeit ist, das Epizentrum als das geometrische Zentrum des Gebiets der höchsten Intensitäten oder als Zentrum der höchsten Isoleiste anzunehmen. Diesen Punkt, von dem die seismische Energie auszugehen scheint, bezeichnet man in der Makroseismik als Baryzentrum.

3.1.3 Definition der Herdstärke

Neben dem Epizentrum ist auch die Stärke eines Bebens eine wichtige Größe in der Makroseismik. Diese wird in den meisten Intensitätsabnahmebeziehungen durch die Epizentralintensität I_0 , also der am Epizentrum beobachteten Intensität ausgedrückt. Wenn auch oft verwendet, findet sich in der Literatur keine eindeutige Definition dieses Parameters, denn nicht immer liegen Intensitätsbeobachtungen direkt am Epizentrum vor. Nach Pasolini et al. (2008) besteht in Fällen in denen sich das Epizentrum in einem stark besiedelten Gebiet befindet die Möglichkeit, Epizentralintensität als „die höchste beobachtete Intensität“ $I_{\max}$ zu definieren. Eine solche Definition nimmt jedoch keine Rücksicht auf mögliche lokale Verstärkungseffekte, bedingt durch die geologischen Gegebenheiten am Beobachtungsort. Da für das Bemessen solcher Verstärkungseffekte noch keine Lösung gefunden wurde, kann es dadurch zu einer Überbestimmung der Epizentralintensität und damit der Stärke des Erdbebens kommen. Eine Alternative dazu wäre, Epizentralintensität gemeinsam mit anderen Abnahmeparametern zu bestimmen und I_0 als die, „anhand der Abnahmebeziehung vermutete Intensität am Epizentrum“ zu definieren. Weiteres wird I_0 für kleine Erdbeben stark von der Herdtiefe beeinflusst, welche i.A. für makroseismische Daten nicht bekannt ist. Musson (2005) zufolge kann es bei sehr starken, oberflächennahen Beben anhand von Effekten, die eher von Brucherscheinungen als Erschütterung herrühren ebenso zu einer Falschbestimmung von I_0 kommen. Auch können Fälle, in denen Intensitäten von etwa 8 bereits komplette Zerstörung hervorrufen, eine Bestimmung der Epizentralintensität nahezu unmöglich machen, insbesondere wenn man mit Skalen arbeitet, die unterschiedliche Gebäudetypen nicht berücksichtigen.

3.1.4 Magnitude

Das wohl bekannteste Stärkemaß eines Erdbebens ist seine Magnitude, welche auf den Amplituden der im Seismogramm aufgezeichneten resultierenden Wellen basiert. Sie ist ein dimensionsloses Maß für die entfernungskorrigierten maximalen Bodenverschiebungen und hat die allgemeine Form:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, \Delta) + C \quad (2)$$

Dabei ist A die Amplitude des Signals, T die vorherrschende Periode der Schwingung in Sekunden, F ist ein Korrekturterm für die Variation der Amplitude mit der Herdtiefe h und der Distanz vom Seismometer Δ und C ist eine Stationskonstante. Magnitudenskalen sind logarithmisch, dadurch entspricht die Erhöhung von z.B. Magnitude „5“ zu Magnitude „6“, einer zehnfachen Vergrößerung der Amplitude der seismischen Welle.

Die erste Magnitudenskala, eingeführt 1935 von Charles Richter für kalifornische Erdbeben, ist die Lokalmagnitude M_L , oft fälschlicherweise auch „Richterskala“

3. Methoden der Bestimmung

genannt. M_L wird über die Amplitude, die mit einem Wood-Anderson-Seismometer gemessen wurde bestimmt. Die Magnitude des maximalen Amplitudenausschlags des Signals (meist der S-Welle) wird gemessen und für die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger (Seismometer), durch den Unterschied in den Ankunftszeiten der P- und S-Welle, korrigiert. Die Beziehung

$$M_L = \log A + 2,76 \log \Delta - 2,48 , \quad (3)$$

für Beben in Südkalifornien definiert, ist eine spezielle Form der Gleichung (2). Richter-Magnituden in ihrer ursprünglichen Form sind heutzutage nicht mehr in Verwendung, da sie nur für kalifornische Verhältnisse geeignet sind und Wood-Anderson-Seismometer heute praktisch nicht mehr eingesetzt werden. Dennoch hat die Lokalmagnitude noch immer einen gewissen Stellenwert, da viele Gebäude eine Resonanzfrequenz um 1 Hertz aufweisen, nahe der des Wood-Anderson-Seismometers, und M_L somit oft einen guten Indikator für Bauwerksschäden durch Erdbeben darstellt.

Im Laufe der Zeit wurde viele unterschiedliche lokale und globale Magnituden-Skalen entwickelt wobei die beiden vorrangigen in der globalen Erdbebenforschung die Raumwellenmagnitude m_b und die Oberflächenwellenmagnitude M_s sind. m_b wird aus den Amplituden der ersten Schwingungen der direkt gelaufenen P-Welle ermittelt

$$m_b = \log \left(\frac{A}{T} \right) + Q(h, \Delta) \quad (4)$$

wobei A die Amplitude der Bodenbewegung in Mikrometer nach Beseitigung des Seismometereinflusses, T die Periode der Schwingung in Sekunden und Q ein empirischer, von der Entfernung zum Epizentrum in Grad, dem verwendeten Instrument und der Herdtiefe abhängiger Korrekturterm ist. Während die Lokal-Magnitude nur für oberflächennahe Beben in der Erdkruste definiert ist, kann die Raumwellen-Magnitude auch für Beben im Erdinneren bis 700 km Tiefe angewandt werden.

Die Oberflächenwellen-Magnitude M_s wird über die größte Amplitude (Null zu Spitze; engl.: zero to peak) der Oberflächenwellen bestimmt

$$M_s = \log \left(\frac{A}{T} \right) + 1,66 \log \Delta + 2,0 , \quad (5a)$$

$$M_s = \log A_{20} + 1,66 \log \Delta + 2,0 . \quad (5b)$$

Hierbei ist A wider die Amplitude der Bodenbewegung in Mikrometer, T die Schwingungsperiode und Δ die Entfernung in Grad. Die erste Gleichung beschreibt die

allgemeine Form, die zweite verwendet die Amplituden der Rayleigh Wellen, A_{20} , mit einer Periode von $T=20$ Sekunden, da diese meist die größten Amplituden besitzen. Als Maß für die Stärke eines Erdbebens haben Magnituden zwei große Vorteile. Zum einen sind sie direkt aus dem Seismogramm, ohne aufwendige Datenverarbeitung bestimmbar und zum anderen liefern sie Einheiten der Ordnung 1, was intuitiv attraktiv ist. Magnituden sind aber auch mit Einschränkungen verbunden, wie die Tatsache, dass sie absolut empirisch sind und daher keine direkte Verbindung mit der Physik von Erdbeben haben. Auch liefern unterschiedliche Magnituden-Skalen unterschiedliche Werte da die drei Magnituden bei verschiedenen Referenzfrequenzen gemessen werden. Daraus ergibt sich, dass Raum- und Oberflächenwellen-Magnitudenwerte nur bei mittelstarken Beben übereinstimmen, die Stärke von großen Ereignissen jedoch nicht korrekt wiedergeben. In den oberen Bereichen der Magnituden-Skalen, führt eine Zunahme der freigesetzten Energie eines Bebens zu einem immer geringer werdenden Anstieg der Magnitude. Dieser Effekt, die sogenannte Sättigung der Magnituden-Skalen, ist ein allgemeines Phänomen für m_b über etwa 6,2 und M_S über etwa 8,3. Um dieses Problem der Sättigung zu umgehen, wurde eine Magnituden-Skala entwickelt, die kompatibel mit anderen Magnituden-Skalen ist, jedoch auf dem seismischen Moment, welches frequenzabhängig ist, beruht. Die Momenten-Magnitude

$$M_w = \frac{\log M_0}{1,5} - 10,73 \quad (6)$$

definiert für M_0 in Newtonmeter ($10^{-7} Nm$), liefert eine Magnitude, die direkt mit dem Herdprozess des Bebens verbunden ist. Das weltweit bisher größte aufgezeichnete Erdbeben, das Beben von Valdivia, Chile 1960, wies eine Momenten-Magnitude von 9,5 auf. Auch wenn zur Bestimmung von M_0 (und damit M_w) mehr Seismogrammanalyse notwendig ist als für m_b oder M_S , ist die Momenten-Magnitude dennoch das inzwischen am meisten verbreitete Maß für Erdbeben. (Stein und Wysession, 2003)

3.1.5 Makroseismische Magnitude

Aus makroseismischen Intensitätsdaten lassen sich erstaunlich gute Abschätzungen der Magnitude machen, was einen extrem wichtigen Teil makroseismischer Studien darstellt. Dadurch lassen sich nämlich Erdbebenkataloge in die Vergangenheit erweitern, was speziell für Erdbebengefährdungsanalysen notwendig ist.

Viele frühere makroseismische Studien verfolgten das Ziel, eine Beziehung zwischen Magnitude und Epizentralintensität herzustellen. Da die Epizentralintensität aber sehr stark von der Herdtiefe abhängt, liefern solche Beziehungen nur dann akkurate Ergebnisse, wenn (a) die Herdtiefen bekannt sind, oder (b) ein Gebiet untersucht wird, in dem die Herdtiefe stark eingegrenzt werden kann.

Ein anderer Ansatz ist die Bestimmung der Magnitude anhand der gesamten Schütterfläche des Erdbebens, d.h. die von einer der äußeren Isoleisten (für gewöhnlich 3 oder 4) eingeschlossenen Fläche, da diese nicht so stark von der Herdtiefe beeinflusst wird, es sei denn es handelt sich um ein wirklich tiefes Erdbeben. Für Beben bis zu einer gewissen Stärke (etwa M_w 5,5) stehen die Magnitude und der Logarithmus der Schütterfläche in mehr oder weniger linearem Zusammenhang zueinander und regionale Beziehungen der Form

$$M = a \log A + b \quad (7)$$

können durch die Kalibrierung mit instrumentell bekannten Magnitudenwerten bestimmt werden, wobei A die Schütterfläche und a und b regionale Konstanten bezeichnen. Eine Form der Gleichung (7), die auch für Beben größerer Magnitude anwendbar ist, stellte Frankel 1994 auf und wird in Abschnitt 3.3.6 näher beschrieben.

Andere Beziehungen der Form

$$M = aI_0 + b \ln R + c \quad (8)$$

bzw.

$$M = aI_0 + \sum b_i \ln R_i + c \quad (9)$$

wurden aufgestellt, die, anstatt der Schütterfläche, den Radius R der i -ten Isoleisten und die Epizentralintensität I_0 mit M^2 in Beziehung setzen. (vgl. Albarello et al., 1995; Musson, 2002).

3.2 Die Abnahme seismischer Intensität

3.2.1 Physikalische Ursachen

Die grundlegenden physikalischen Ursachen für die Amplitudenabnahme der seismischen Welle bei ihrer Ausbreitung, sind die geometrische Ausbreitung (engl.: geometrical spreading) und die Dämpfung. Hinzu kommen noch Effekte wie die Streuung der seismischen Welle, etwa an Gesteinsschichtgrenzen, sowie Effekte im Nahbereich des Bebenherdes, welche sich auf die Wellenamplitude auswirken können. Während die ersten beiden Effekte recht gut durch die seismische Strahlentheorie beschrieben werden können, ist der Einfluss von Streuungs- und Nahbereichseffekten nicht so einfach nachzuvollziehen, da diese im speziellen von der regionalen Krustenstruktur und der

² Es soll darauf hingewiesen werden, dass M in allen oben angeführten Gleichungen als exemplarische Magnitude zu sehen ist. Bei der Anwendung dieser Beziehungen ist es wichtig immer den speziellen Magnitudentyp anzugeben (M_s , m_b , M_w , etc.).

3. Methoden der Bestimmung

Bruchgeometrie abhängen, wobei letztere besonders für historische Erdbeben selten bekannt ist.

- Absorption

Als Absorption bezeichnet man einen Prozess bei dem das Medium beim durchlaufen der seismischen Welle permanent verformt wird, was den Verlust kinetischer Energie zur Folge hat. Das Prinzip lässt sich anhand des Modells einer Feder zeigen, an der eine Masse befestigt ist, welche an einer Oberfläche gleitet. Die anelastische Amplitudenabnahme als Funktion der Entfernung x ist gegeben durch

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} \quad (10)$$

wobei
$$\alpha = \frac{\pi f}{v_s Q}$$

wo A_0 die Amplitude bei $x = 0$, V die Ausbreitungsgeschwindigkeit, f die Frequenz und Q_i den Güte- oder Qualitätsfaktor, der die Dämpfung eines schwingungsfähigen Systems charakterisiert, bezeichnet. Der Kehrwert des Qualitätsfaktors repräsentiert den relativen Energieverlust pro Schwingungsperiode

$$\frac{1}{Q_i} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}. \quad (11)$$

- Streuung

Das Erdinnere, insbesondere die Erdkruste, ist voll von kleinskaligen Heterogenitäten, wie sie etwa durch kleinräumige Materialunterschiede, Brüche und Klüfte oder Änderungen in der Schichtung und Gesteinsstruktur entstehen können. Trifft eine seismische Welle auf solche Heterogenitäten, kommt es zu Reflexionen, Refraktionen, Konversionen oder Beugungen, welche die Ausbreitung des Wellenfeldes beeinflussen. Die Interaktion mit solchen Streuzentren hat zur Folge, dass jeweils ein kleiner Anteil der Energie abgelenkt wird und dadurch mit einer Zeitverzögerung am Messpunkt eintrifft. Die Verschiebung der Energie in die sogenannte Coda³ kann eine Abnahme der Energie der direkten Welle bewirken, die durch den exponentiellen Dämpfungs-Q-Faktor Q_{sc} dargestellt wird.

³ Die Coda (ital.: Schwanz) ist ein charakteristischer Teil des Seismogramms, welcher unmittelbar nach dem Eintreffen der Wellenfront folgt und von wenigen Minuten bis über eine Stunde andauern kann (Lay und Wallace, 1995).

3. Methoden der Bestimmung

Da es schwierig ist zwischen Absorption und Streuung zu unterscheiden, können beide in einem einzigen Qualitätsfaktor $Q = Q_i + Q_{sc}$ zusammengefasst werden (Lay und Wallace, 1995).

- Geometrische Ausbreitung

Die durch die Energieerhaltung bedingte Änderung der Energie pro Einheitswellenfront durch das Ausdehnen der Wellenfront bei ihrer Ausbreitung, bezeichnet man als geometrische Ausbreitung (engl.: geometrical spreading). Oberflächenwellen auf einer homogenen flachen Erde breiten sich als „Wellenfrontringe“ mit Umfang $2r\pi$ aus, deren Energie mit $1/r$ und Amplitude mit $1/\sqrt{r}$ abnehmen. Da die Erde aber nicht flach, sondern eine Kugel ist, lässt sich die Änderung der Energie pro Einheitswellenfront durch

$$1/r = 1/(a \sin \Delta) \quad (12)$$

beschreiben. Hierbei bezeichnet Δ die Winkeldistanz, a den Kugelradius und r den Radius des Wellenfrontrings (Abb. 14).

Von tiefen Quellen ausgehende Raumwellen breiten sich als Kugelwellen in einer homogenen Erde aus. Die Energie bleibt dabei in sich ausdehnenden kugelförmigen Wellenfronten der Fläche $4r^2\pi$ erhalten, was die Abnahme der Energie mit $1/r^2$ und der Amplitude mit $1/r$ bedingt.

Der Effekt der geometrischen Ausbreitung wird kompliziert durch die Tatsache, dass die Erde in Wirklichkeit inhomogen ist und die Amplituden der Raumwellen von den Strahlenwegen und somit von der Geschwindigkeitsstruktur im Erdinneren abhängig sind (vgl. Streuung) (Stein und Wysession, 2003).

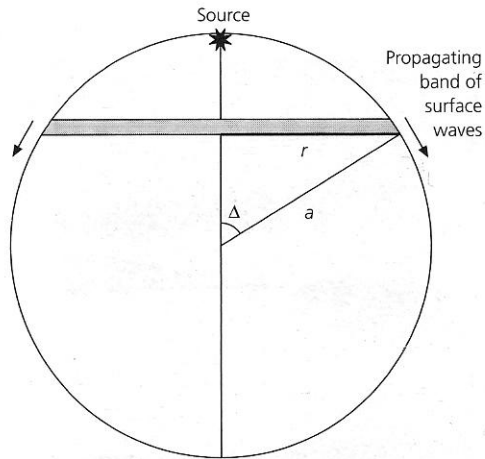


Abbildung 14: Durch geometrische Ausbreitung von Oberflächenwellen auf einer lateral homogenen Erde ergibt sich ein „Wellenfrontring“, dessen Umfang mit $a \sin \Delta$ variiert (Quelle: Stein und Wysession, 2003).

3.2.2 Abnahmebeziehungen

Kennt man die Ursachen der Amplitudenabnahme seismischer Wellen, so lässt sich eine empirische Beziehung formulieren, die die Abhängigkeit zwischen Intensität und Entfernung beschreibt. Eine solche Beziehung würde einen linearen Term enthalten, entsprechend dem Energieverlust durch Anelastizität und Streuung, sowie einen logarithmischen Term für die geometrische Ausbreitung (vgl. Pasolini et al. 2008). Einen ersten Versuch in diese Richtung stellte Kövesligethy (1906) mit der Beziehung

$$\Delta I = I_0 - I = 3 \log_{10} \left(\frac{D}{h} \right) + 3 \alpha (\log_{10} e) (D - h) \quad (13)$$

auf, in der $D = \sqrt{R^2 + h^2}$ die Hypozentraldistanz in Kilometer, R die Epizentraldistanz in Kilometer, h die Herdtiefe in Kilometer und α einen empirischen Parameter bezeichnet. Der erste Term repräsentiert die geometrische Ausbreitung und der zweite beschreibt mit dem Absorptionskoeffizient α die anelastischen Abschwächungseigenschaften der Erdkruste. Einen ähnlichen Ansatz zur Bestimmung der Herdtiefe lieferte Blake (1941), indem er den linearen Term des Kövesligethy-Modells vernachlässigte

$$\Delta I = s \log_{10} \frac{D}{h}, \quad (14)$$

wobei s einen freien Parameter, abgeleitet aus den jeweiligen Daten darstellt.

Eine modifizierte Form des Kövesligethy-Modells erstellte Sponheuer (1960)

3. Methoden der Bestimmung

$$\Delta I = I_0 - I_i = k m \log_{10} \left(\frac{D_i}{h} \right)^m + k \alpha (\log_{10} e) (D_i - h) \quad (15)$$

mit der Epizentralintensität I_0 , der Lokalintensität I_i und Hypozentralabstand D_i in km. Die Variable k ist ein Maß der Ähnlichkeit zwischen den Graden der Intensitäts-Skala und den Bodenbewegungsamplituden; m bezeichnet den geometrischen Ausbreitungskoeffizienten der Wellenamplitude (1 für Raumwellen und 0,5 für Oberflächenwellen); α ist der Absorptionskoeffizient, abhängig von Wellenfrequenz und Bodenbeschaffenheit und h bezeichnet die Herdtiefe in Kilometer. Grundsätzlich kann man sagen, je kleiner α und je tiefer der Bebenherd, desto größer ist das Schüttergebiet (Abb. 15). Weiters lässt sich zeigen, dass die Abnahme der Intensität als Funktion von (D_i/h) variiert. Im Fernbereich ($D_i \gg h$) ändert sich ΔI offensichtlich langsam mit der Tiefe. Im Nahbereich ($D_i/h \approx 1$) hingegen, im Falle eines seichten Bebenherdes ($1/h \gg \alpha$), variiert die Intensität fast ausschließlich mit der Tiefe und ist somit von α praktisch unabhängig. Folglich würde ΔI im Fernbereich eines Erdbebens mit tiefem Herd ($1/h \ll \alpha$; $D_i/h \approx 1$) fast ausschließlich vom Absorptionskoeffizienten α abhängen (Scotti et al., 1999).

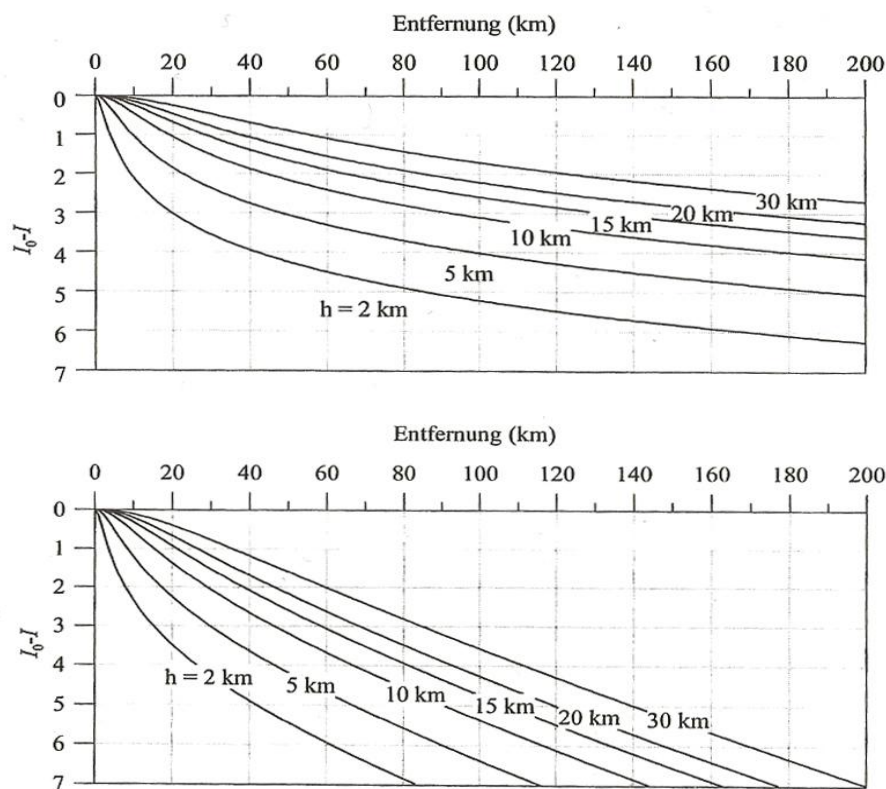


Abbildung 15: Über die Beziehung von Kövesligethy (9) ermittelte Abhängigkeit des Isoseistenradius (Entfernung) von der Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ für Absorptionskoeffizienten von $\alpha = 0,001$ (oben) und $\alpha = 0,02$ (unten). Die Parameter an den Kurven geben die jeweiligen Herdtiefen an. (quelle: Meskouris et al. 2007).

Ein wichtiger Punkt, den alle Abnahmebeziehungen dieser Form gemeinsam haben ist die Annahme, dass die Größenänderung der Intensität mit der Entfernung vom Epizentrum von der Herdstärke unabhängig ist. Die spektrale Struktur der seismischen Bodenbewegung jedoch hängt erheblich von der Herdstärke ab was eine andere

Verteilung der Bebeneffekte an der Erdoberfläche hervorrufen kann. Albarello und D'Amico (2004) unter anderen adoptierten Abnahmebeziehungen der Form

$$I = a + bD + c \ln D + dI_0 \quad (16)$$

welche einen Term proportional zu I_0 beinhalten. Weitere Autoren explizierten diesen Ansatz indem sie die Magnitude direkt in die Beziehung miteinbezogen (Bakun und Wentworth, 1997, Bakun 2006, Musson 2005).

3.3 Bestimmungsverfahren

3.3.1 Zentroid Methode

Der erste Schritt in der Bestimmung des Epizentrums folgt bis zu einem gewissen Grad der BOXER Methode nach Gasperini et al. (1999), entwickelt zur makroseismischen Bestimmung von Herdparametern sowie zur systematischen Lageänderung von Erdbeben aus den Aufzeichnungen des historischen Erdbebenkatalogs Italiens, des CFTI (*Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*). Das Verfahren ist im Großen und Ganzen eine Erweiterung der Methode der höchsten Intensität, bei der das Epizentrum als das Zentrum der stärksten Erdbebeneffekte angenommen wird (vgl. Abschnitt 3.1.2). Es ist also das Epizentrum mit dem Baryzentrum gleichzusetzen.

Die Daten werden in Intensitätsklassen unterteilt, wobei Intensitätsangaben zwischen zwei Klassen wie etwa IV-V der niedrigeren Klasse zugeteilt werden. Ein Anfangszentroid basierend auf den höchsten beobachteten Intensitäten I_{max} wird bestimmt. Ist die Anzahl von I_{max} kleiner 5, wird der Datensatz um die nächst niederen Intensitäten erweitert. Die am weitesten von diesem Anfangszentroid entfernten Datenpunkte werden weggeschnitten und aus dem, um etwa 25% der Punkte getrimmten Datensatz wird ein neues Zentroid berechnet.

3.3.2 Rasterverfahren

Über das alle Intensitäts-Datenpunkte (IDPs) beinhaltende Schütterungsgebiet wird ein Raster gelegt, wobei das zuvor bestimmte Zentroid-Epizentrum als Startpunkt (0,0) definiert wird. Im nächsten Schritt werden die weiteren Punkte (-R,-R), (-R,0), (-R,R), (0,-R), (0,0), (0,R), (R,-R), (R,0) und (R,R) bestimmt (Abb. 16). Begonnen wird mit einer Rasterlänge von $R = 64$ Kilometern. Für jeden dieser ermittelten Rasterpunkte wird der quadratische Mittelwert (RMS) für eine gegebene Funktion (dem jeweiligen Verfahren B&W, Meep oder Pairwise entsprechend) berechnet. Der Punkt mit dem niedrigsten RMS wird als Startposition des nächsten Verfahrensschritts festgesetzt und der Rasterabstand R wird um 50% reduziert. Dies wird für die Gitterabstände R gleich 64, 32, 16, 8, 4, 2, 1

3. Methoden der Bestimmung

bis 0,5 km wiederholt. Der Punkt mit dem niedrigsten quadratischen Mittelwert der letzten Iteration stellt dann das am besten angepasste Epizentrum dar (Abb. 16). Das Rasterverfahren ist die Rahmenanwendung der drei Verfahren „Meep“, „B&W“ und „Pairwise“ zur Optimierung der Lage des Epizentrums.

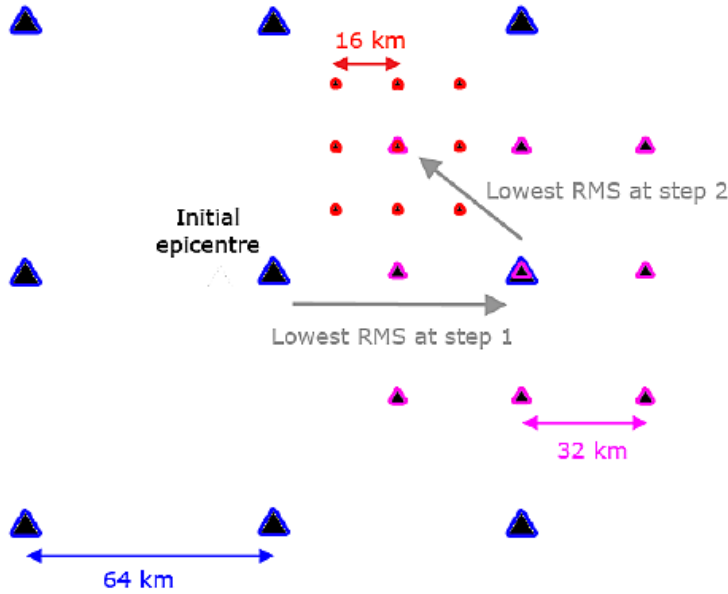


Abbildung 16: Prinzip des Rasterverfahrens (Quelle: Musson, 2009).

3.3.3 Meep-Methode

Die Meep-Methode verwendet das Modell nach Kövesligethy, indem versucht wird dieses dem Datensatz anzupassen (Abb. 17).

$$I_i = I_0 - \left[k \log\left(\frac{D_i}{h}\right) + k\alpha M(D_i - h) \right] \quad (17)$$

mit $M = \log_{10}(e)$ und $D_i = \sqrt{(R_i^2 + h^2)}$.

Hierbei ist I_0 die Epizentralintensität, I_i die von der i-ten Isoleiste begrenzte Intensität, R_i der Epizentralabstand der i-ten Isoleiste in Kilometer, h die Herdtiefe in Kilometer, e die Euler Konstante, die Konstante k (ursprünglich von Kövesligethy als 3 angenommen) gibt den Isoleistenabstand an und α ist ein empirischer Parameter. Für die Herdtiefe h wird vorerst ein benutzerdefinierter Anfangswert verwendet, welcher im weiteren Verlauf des Programms optimiert wird. Für jedes, durch das Rasterverfahren ermittelte,

3. Methoden der Bestimmung

Testepizentrum werden die drei nächsten IDPs gesucht und der höchste der drei als I_0 für diese Position angenommen. Mit diesem I_0 -Testwert (I_{max}) wird über Gleichung (17) die Intensität für gegebene Hypozentralentfernung berechnet und dann die mittlere Abweichung zwischen berechneten und beobachtetem Intensitätswert bestimmt.

$$rms = (I_{beobachtet} - I_{berechnet}) \quad (18)$$

Danach wird versucht den Fehler zu minimieren, indem der Intensitätstestwert I_{max} bis zu einem vom Benutzer vordefinierten Grenzparameter erhöht wird. Je nach Größe dieses Parameters ist das Epizentrum mehr oder weniger an den Ort der höchsten beobachteten IDPs gebunden.

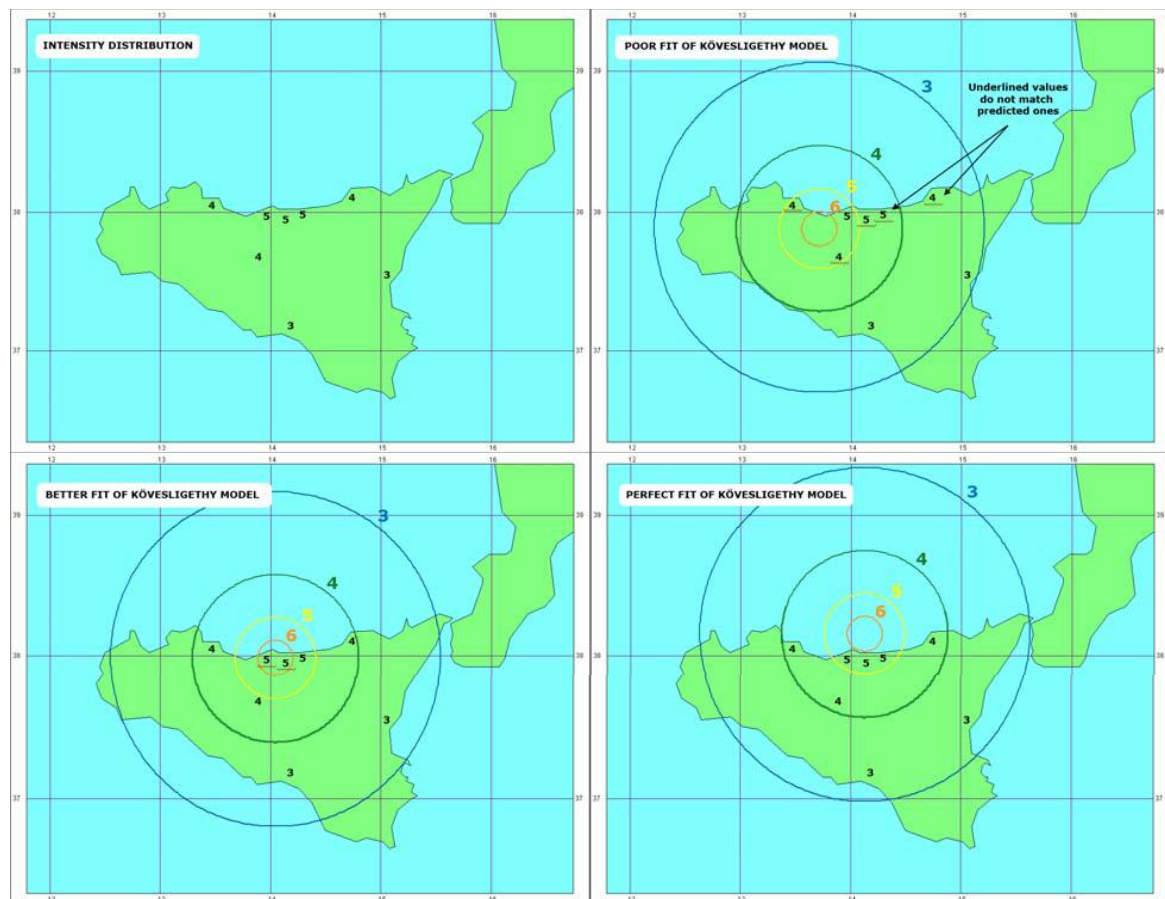


Abbildung 17: Prinzip der Lagebestimmung des MEEP-Epizentrums (Quelle: Musson, 2009).

3.3.4 Bakun-Wentworth Methode

Die 1997 von William H. Bakun und Carl M. Wentworth veröffentlichte Methode zur Bestimmung von Erdbebenparametern direkt aus den individuellen makroseismischen

3. Methoden der Bestimmung

Intensitätsdatenpunkten ist im Grunde eine Erweiterung des Minimising Residuals Verfahrens von Laura Peruzza (1992). Das Prinzip nach Peruzza ist folgendes:

Man geht von einem Epizentrum aus, welches dem Punkt an der Oberfläche entspricht, von dem die Energie des Erdbebens auszustrahlen scheint. Eine Abnahmebeziehung der Form

$$I_0 - I = fn[r] \quad (19)$$

(wobei r die Epizentralentfernung bezeichnet), sollte genau dann die besten Ergebnisse liefern, wenn r der Distanz zum wahren Epizentrum entspricht. Angenommen, man findet eine Form der Gleichung (19) für die jeweiligen regionalen Beschaffenheit geeignet ist, kann man eine Position für ein Testepizentrum festlegen und die Intensität für jeden IDP Standort berechnen. Die Residuen von den berechneten zu den wahren beobachteten Intensitätswerten werden erfasst und aufsummiert. Wiederholt man dies über einem Raster möglicher Standorte, definiert man so eine Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion der Lage des Epizentrums, was dem Ort der geringsten Residuensumme entspricht.

Die Erweiterung von Bakun und Wentworth (1997) bzw. Bakun (2006) besteht in der Verwendung einer Abnahmebeziehung der Form

$$I_i = aM + b \log R_{h,i} + cR_{h,i} + d, \quad (20)$$

wobei $R_{h,i}$ den Abstand vom Hypozentrum zum jeweiligen IDP in Kilometer, I_i die dort beobachtete Intensität, M die Magnitude und a , b , c und d Regressionskoeffizienten bezeichnen. Anstatt wie Peruzza eine bekannte Epizentralintensität I_0 zu verwenden, wird in Gleichung (20) die Magnitude als Unbekannte angenommen. Dies resultiert in zwei Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktionen – eine für die Lage des Epizentrums und eine für die Magnitude (bei gegebenem Epizentrum). Das Hauptziel dieser Methode liegt darin, mit nur einem Minimum an freien Parametern (entsprechend der spärlichen Intensitätsdaten von Erdbeben vor 1900) möglichst adäquate Resultate zu erzielen. Kalibriert wird das Verfahren mittels Erdbeben mit bekannter Momenten-Magnitude und Herd, bestimmt aus instrumentellen Daten sowie makroseismischen Beobachtungen (vgl. Abschnitt 4.3).

Zu Beginn des Programmablaufs wird für jeden einzelnen IDP Epi- und Hypozentralabstand (mit dem zuvor bestimmten Zentroid-Epizentrum als Startpunkt) berechnet. Über das von Musson (2007) etwas abgeänderte Intensitäts-Magnituden Modell

$$M_i = aI_i + b \ln R_{h,i} + cR_{h,i} + d \quad (21)$$

wird für jeden einzelnen IDP die Magnitude M_i berechnet und der Mittelwert M_I bestimmt.

$$M_I = \text{mean}(M_i) = \frac{\sum_i M_i}{\text{Anzahl der IDPs}} \quad (22)$$

Eine Entfernungs-Wichtfunktion w_i wird eingeführt damit Intensitäten nahe dem Epizentrum stärker ins Gewicht fallen und das Ergebnis nicht von niederen Intensitätsdaten (welche meist viel zahlreicher sind) dominiert wird.

$$w_i = 0,1 + \cos \left[\left(\frac{R_{h,i}}{150} \right) * \left(\frac{\pi}{2} \right) \right] \quad \text{für } R_{h,i} < 150\text{km} \quad (23a)$$

$$w_i = 0,1 \quad \text{für } R_{h,i} > 150\text{km} \quad (23b)$$

Unter Miteinbeziehung der Wichtfunktion wird die mittlere Abweichung der berechneten Magnitude M_i zur mittleren Magnitude M_I bestimmt.

$$\text{rms} [M_I - M_i] = \left\{ \sum_i [w_i \cdot (M_I - M_i)]^2 / \sum_i w_i^2 \right\}^{1/2} \quad (24)$$

Über die acht Iterationsschritte des Rasterverfahrens gelangt man so wieder zu der Position des Epizentrums, mit der am besten übereinstimmenden Magnitude.

3.3.5 Pairwise Methode

Als „Pairwise Methode“ bezeichnet man ein Verfahren, das von Shumila bei der Generalversammlung der European Seismological Commission (ESC) 1994 in Athen vorgestellt wurde. Die Grundlage der Methode, welche auf einen simplen Algorithmus hinausläuft, lautet wie folgt: Betrachtet man zwei beliebige Intensitätsdatenpunkte eines Datensatzes, von denen einer höher ist als der andere, so ist es nur logisch anzunehmen, dass das Epizentrum näher am höheren IDP liegen wird. Demnach sind alle Orte, die näher am höheren IDP Wert liegen, jenen vorzuziehen, die näher am niedrigeren IDP liegen. Wird dies nun auf alle möglichen IDP Paare angewendet, so ist das Epizentrum der Ort, der möglichst nahe an den höheren IDPs aller Paare liegt. Befindet sich ein Punkt höherer Intensität näher am Epizentrum wird er mit -0,001 bewertet, befindet er sich

weiter weg mit +0,001. Diese sogenannten „scores“ werden aufsummiert, wobei sich der geringste Wert am Punkt des optimalen Epizentrums ergibt (Abb. 18).

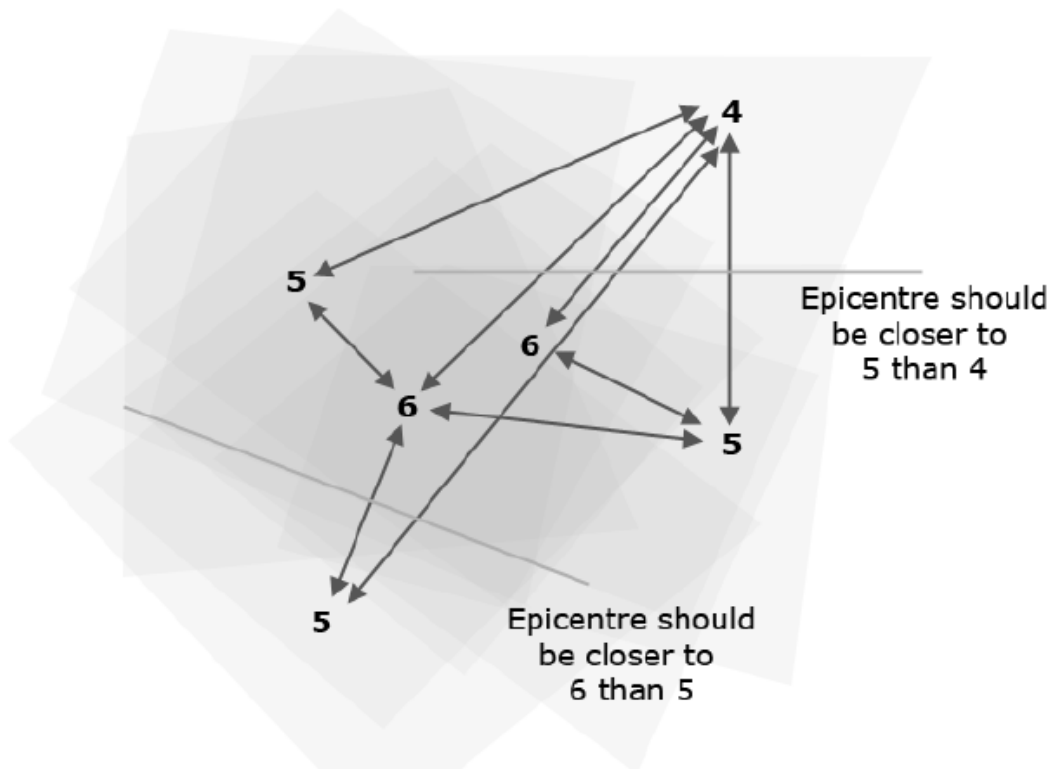


Abbildung 18: Prinzip der Lokalisierung des „Pairwise“-Epizentrums (Quelle: Musson, 2009).

3.3.6 Schütterfläche (engl.: *felt area*)

Ein Vertreter der bereits in Abschnitt 3.1.5 erwähnten Magnitudenbestimmung anhand der totalen Schütterfläche eines Erdbebens ist Arthur Frankel (1994). Er fand in seinen Studien heraus, dass Schütterflächen- M_w Daten für stabile Kontinentalregionen (SKR bzw. SCR = Stable Continental Regions) (d.h. Regionen geringer Seismizität) sowohl mit einem Erdbebenspannungsabfall, welcher von M_w 4 bis 8 als konstant angesehen wird, als auch mit einem Verschiebungsquellspektrum (engl.: displacement source spectrum) das mit einem ω^{-2} Frequenzabfall übereinstimmt. Ein wichtiger Aspekt der SKR Daten ist der, dass der Zusammenhang zwischen dem 10er-Logarithmus der Schütterfläche und M_w keiner geraden Linien entspricht, sondern mit zunehmender Magnitude an Steilheit verliert (Abb.19).

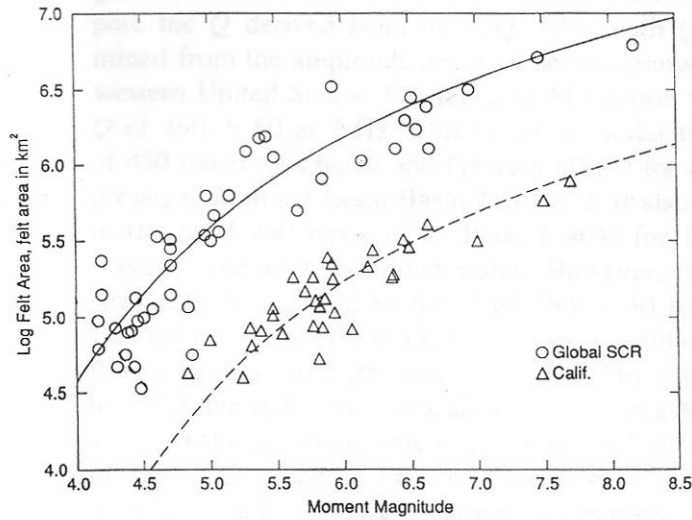


Abbildung 19: Logarithmus der Schütterfläche aufgetragen gegen M für globale SKR Daten (Kreise, von Johnston, 1993) und Daten aus Kalifornien (Dreiecke, von Hanks et al., 1975; Hanks und Johnston, 1992). Durchgezogene und gestrichelte Linien sind Anpassungen an die jeweiligen Daten mittels Formel (25) mit fixem m bei 0,5.

Basierend auf der Annahme, dass die Spektralamplitude A_{fa} zu einer bestimmten Frequenz f ein Maß für die Bodenbewegung ist, welche die untere Schwelle der Wahrnehmbarkeit definiert, erstellte Frankel folgende Formel für die Momenten-Magnitude

$$M_w = n \log \left(\frac{A}{\pi} \right) + \frac{2m}{2,3\sqrt{\pi}} \sqrt{A} + C \quad (25)$$

mit der (kreisförmigen) Schütterfläche A , dem Exponenten der geometrischen Ausbreitung n , der Konstanten C , (der Wert 2,3 im Nenner folgt aus der Umrechnung vom natürlichen Logarithmus ($\ln$) in den Zehner-Logarithmus ($\log$)) und

$$m = \frac{\pi f}{Q\beta} \quad (26)$$

wo Q den Qualitätsfaktor für Lg-Wellen (Krustenphase generiert durch oberflächennahe Beben) und β die Scherwellengeschwindigkeit bezeichnet. Die Frequenz f ist die mittlere Frequenz der Bodenbewegung an der Grenze der Schütterfläche. Die instrumentell abgeleiteten Werte für Q und die Anpassung an die SKR-Schütterflächen- M_w Daten führen zu einer durchschnittlichen Frequenz f des Minimums der Wahrnehmbarkeit der Bodenbewegung von etwa 2 bis 4 Hz. Dieser Frequenzbereich ist ähnlich der des Thorax-Abdomen Systems eines durchschnittlichen Menschen, welcher 3 bis 4 Hz beträgt. Diese

Erkenntnis geht einher mit der Theorie von Trifunac und Brady (1975), dass Menschen sensibler bezüglich eines schmalen Frequenzbereichs sind, nämlich dem, der natürlichen Frequenzen des menschlichen Körpers.

Hat man mit dem Frankel-Modell den Radius der Isoseiste 3 bestimmt, wird nach innen interpoliert um die Radien aller weiteren Isoseisten zu bestimmen. Dazu eignet sich wieder das Kövesligethy-Modell, durch Umformung von Gl. (13) zu

$$\begin{aligned} \left(k \log \left(\frac{R_i}{h} \right) + k \alpha \log(e) (R_i - h) \right) - \left(k \log \left(\frac{R_{i+1}}{h} \right) + k \alpha \log(e) (R_{i+1} - h) \right) = \\ = (I_0 - I_i) - (I_0 - I_{i+1}) = I_{i+1} - I_i = 1 \end{aligned} \quad (27)$$

wobei I_0 die Epizentralintensität, I_i die Intensität an der Stelle im in der Entfernung R_i vom Epizentrum in Kilometer und h die Herdtiefe in Kilometer ist.

3.3.7 Herdtiefe

Aus den Auswirkungen eines Erdbebens an der Oberfläche, sowie der Stärke des Bebens, ist es möglich auch etwas über die Tiefe des Bebenherdes zu sagen. Für Ereignisse der gleichen Magnitude, wird ein seichteres Beben zu engeren Konturen höherer Intensitäten tendieren wohingegen ein tiefes Beben eher niedrige Intensitäten mit größerem Isoseistenabstand aufweist. Das gleiche Muster kann in der Verteilung der IDPs beobachtet werden auch ohne die Konstruktion von Isoseisten. Das Prinzip wird in Abbildung 20 veranschaulicht:

Zur Bestimmung der Tiefe aus makroseismischen Intensitätsdaten gibt es viele verschiedene Methoden, beispielsweise von Blake (1941), Sponheuer (1960) oder Shebalin (1968), welche alle auf dem Modell von Kövesligethy (1906) basieren. Bei dieser Methode werden Herdparameter als unwesentlich angesehen, weshalb allen darauf basierenden Rechenverfahren vereinfachende Annahmen zugrunde liegen:

1. Der Herd des Erdbebens ist punktförmig.
2. Die Erdoberfläche um das Epizentrum im Bereich fühlbarer Erschütterungen ist eben.
3. Das Ausbreitungsmedium ist homogen und isotrop d.h. die Erdbebenwellen pflanzen sich längs einer Geraden fort.
4. Für alle Erdbebenwellen wird eine mittlere Schwingungsperiode angenommen, die auch mit zunehmender Entfernung konstant bleibt.

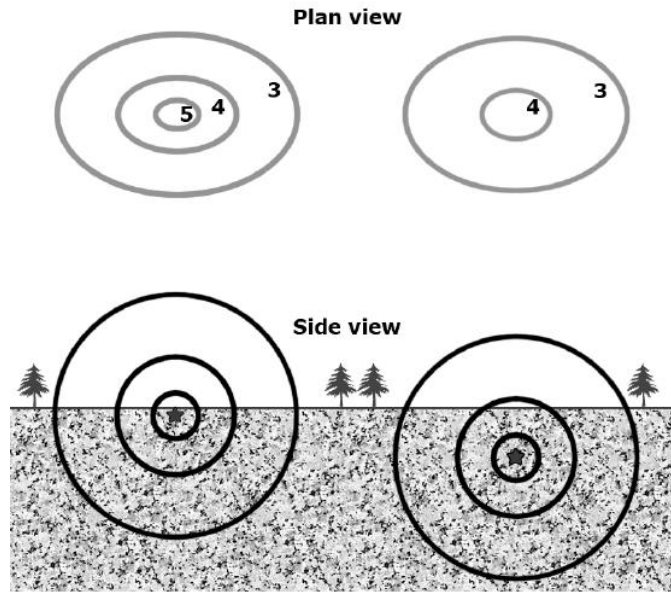


Abbildung 20: Tiefere Beben sind über größere Flächen hinweg fühlbar und an der Oberfläche werden größere Iseistenabstände beobachtet (Quelle: Musson et al., 2007).

Aufgrund dieser Annahmen sind solche Methoden recht gut für kleine Erdbeben geeignet, für große Beben jedoch, welche ein Einreißen der Oberfläche verursachen ist zweifelhaft ob ein solches Konzept der Herdtiefe überhaupt von Bedeutung ist. Aus diesem Grund liegt die Tendenz in der Verwendung der Joyner-Boore Distanz (die kleinste horizontale Entfernung zur vertikalen Oberflächenprojektion der Bruchfläche) anstelle der Hypozentraldistanz. Da wir es in Österreich jedoch fast ausschließlich mit Erdbeben zu tun haben, welche über eine Magnitude von 6 Mw nicht hinausgehen und eine mittlere Tiefe von etwa 7 km aufweisen (Lenhardt, 2007), erscheint das Modell nach Kövesligethy zur Berechnung der Herdtiefe als durchaus geeignet:

$$I_i = I_0 - \left[k \log_{10} \left(\frac{D_i}{h} \right) + k \alpha \log_{10}(e) (D_i - h) \right] \quad (28)$$

mit der Hypozentraldistanz $D_i = \sqrt{(R_i^2 + h^2)}$.

Hierbei ist I_0 die Epizentralintensität, I_i die von der i-ten Iseiste begrenzte Intensität, R_i der Pseudo-Iseistenradius in Kilometer und h die Herdtiefe in Kilometer. Der Abnahmekoeffizient α sowie Skalierungskonstante k der einzelnen Iseisten müssen mit einem Hilfsprogramm für die jeweilige Erdbebenzone kalibriert werden (vgl. Abschnitt 4).

Zur Bestimmung der Herdtiefe geht MEEP 2.0 folgendermaßen vor:

Nach der Bestimmung des Epizentrums für die Zentroid-, Meep- und Pairwise-Verfahren werden die jeweiligen Epizentralabstände zu den Intensitätsklassen von III bis IX ermittelt. Aus den berechneten Epizentralentfernungen der Intensitätsklassen wird die 84-Perzentile Distanz bestimmt (eine Durchschnittsdistanz innerhalb derer 84% alle IDPs gleicher Intensität liegen) und als Pseudo-Isoseistenradius der jeweiligen Intensität festgelegt. Der I_0 Wert wird angefangen von der höchsten beobachteten Intensität I_{max} bis hin zur vermuteten, wahren Epizentralintensität variiert, abhängig vom benutzerdefinierten Grenzwert der Überschreitung. Innerhalb dieser Schleife wird über Gleichung (28) die Herdtiefe optimiert indem für h Werte von 1 bis 20 eingesetzt werden (20 km ist die maximal zulässige Herdtiefe). Für jede Iteration wird die mittlere Abweichung der so berechneten Intensität I_i vom jeweiligen entsprechenden Pseudo-Isoseistenradius bestimmt. Der Tiefenwert, bei dem die Abweichung am geringsten ist, wird als am besten angepasste Herdtiefe (für optimierte Epizentralintensität I_0) festgelegt.

3.3.8 Unsicherheiten

Die Unsicherheiten der bestimmten Parameter werden über eine Bootstrap⁴ Resampling Routine berechnet. Dazu wird der gesamte Programmablauf d.h. die zuvor beschriebenen Methoden 1000 mal wiederholt wobei jeweils der Intensitätsdatensatz durch willkürliche Stichproben ausgetauscht wird. Beinhaltet der Datensatz beispielsweise die Punkte p1, p2, p3, p4 und p5, so wäre ein mögliches Resample p2, p2, p4, p5, p5, oder sogar p1, p1, p1, p1, p1. Aus diesen 1000 Bestimmungen jedes Parameters kann eine Standardabweichung abgeleitet werden. Diese repräsentiert die 63-Perzentil Werte für die absoluten Unterschiede zwischen dem, aus dem IDP Datensatz berechneten Parametern und den Ergebnissen der 1000 Bootstrap Stichproben-Wiederholungen. Das bedeutet, dass mögliche Lösungen des Datensatzes innerhalb dieses Unsicherheitsbereichs liegen. Allerdings ist es keine Garantie dafür, dass sich das wahre/instrumentelle Epizentrum auch wirklich in diesem Bereich befindet (Musson, 2009).

3.4 Programmablauf MEEP 2.0

Zum Einlesen der makroseismischen Daten in CALIMEEP bzw. MEEP 2.0 ist es notwendig, zwei Dateien mit ganz bestimmter Formatvorgabe zu erstellen:

Die erste Datei, die IDP-Datei, beinhaltet Ort (U), Breitengrad (P), Längengrad (L), Intensität (V) und einen Datenqualitätsgrenzwert (Q) und muss als Text Datei JJJJMMTT.int (Jahr/Monat/Tag) gespeichert werden. Die T-Spalte ist für etwaige

⁴ **Bootstrapping** ist in der Statistik eine Methode des Resampling (d.h. Stichprobenwiederholung). Dabei werden wiederholt Statistiken auf der Grundlage lediglich einer Stichprobe berechnet. Verwendung finden Bootstrap-Methoden, wenn die theoretische Verteilung der interessierenden Statistik nicht bekannt ist (Efron, 1997).

3. Methoden der Bestimmung

Die Intensitätswerte können dabei in der Form 5-6, 5.5 oder 55 dargestellt werden. Römische Intensitätsangaben wie V-VI werden vom Programm nicht anerkannt, Intensitätswerte wie beispielsweise 5.1 oder 3.9 müssen auf 5.0 bzw. 3.5 gerundet werden. „Felt“ Meldungen können im File mit F eingetragen werden, werden jedoch vom Programm ausgesondert und nicht verwendet. Die Werte 0 oder 1 werden als „not felt“ – also als Negativmeldung gewertet.

Zusätzlich wird eine Datei genannt CONST.DAT benötigt, welche alle für die Berechnung notwendigen Konstanten enthält. Sie muss sich ebenfalls im selben Verzeichnis wie die YYYYMMDD.int Datei befinden. Die Konstanten-Datei sieht folgendermaßen aus:

```
Margin for Io above observed value.....:0.5
Regional Q value.....:420.0
Scaling factor C.....:1.29
Default depth value.....:10.0
Regional alpha.....:0.001
Iseismal K factor.....:3.0
Intensity file quality factor threshold.:999
Frequency of human perception (Hz).....:3.0
Geometric spreading (N).....:0.5
>> Intensity model in the form Mw = a I + b ln R + c R + d <<
Value for a .....:0.477
Value for b .....:0.5
Value for c .....:0.0043
Value for d .....:0.435
Value for h0 .....:6.2
```

Die Parameter in dieser Datei sind so angeordnet, dass die für unterschiedliche Fälle am meisten benötigten Modifikationen zu Beginn stehen.

Die erste Zeile bestimmt den erlaubten Anstieg von I_0 über die höchste beobachtete Intensität I_{max} des Datensatzes. Das Programm durchläuft alle möglichen Werte wobei die Intensität jeweils um 0,1 Intensitätseinheiten erhöht wird. Befindet sich das Epizentrum in einem besiedelten Gebiet mit guter Datenüberdeckung wird dieser Wert klein zu wählen sein, etwa 0,1 bis 1,0. Wird das Epizentrum im Meer, fern der Küste oder im Gebirge vermutet, wo keine Intensitätsbeobachtungen in der unmittelbaren Nähe der Epizentrums vorliegen, so wird man den Wert entsprechend größer wählen. Dieser Wert ist der einzige, der für jedes einzelne Erdbeben entsprechend angepasst werden muss.

Die zweite Zeile beinhaltet den regionalen Q-Faktor⁵ für Lg-Wellen bei 3 Hz, welcher für verschiedene Zonen in Österreich bestimmt wurde (vgl. Abschnitt 4.1).

In der dritten Zeile befindet sich der Skalierungsfaktor C des Schütterflächenmodells. Frankel (1994) fand bei seinen Berechnungen $C=1,77$ für stabile Kontinentalregionen und

⁵ Es ist zu beachten, dass aufgrund des Einleseformats von MEEP 2.0 der Datei der angegebene Wert von Q einer Kommastelle bedingt (z.B. 300.0), da sonst eine Dezimalstellenverschiebung auftritt.

3. Methoden der Bestimmung

$C=2,53$ für Kalifornien. Passende Werte wurden für Österreich kalibriert (vgl. Abschnitt 4.2).

Als nächstes kommt der Anfangstiefenwert, welcher im weiteren Programmablauf optimiert wird. Dieser Wert wurde für alle Beben auf 10 km gesetzt.

In der fünften und sechsten Zeile stehen der regionale Abnahmekoeffizient α des Kövesligethy-Modells sowie der Iseisen-Skalierungswert k , ursprünglich als 3 festgelegt (Kövesligethy 1907, Sponheuer 1960). Beide Werte wurden für die drei Zonen Norden, Süden und Westen Österreichs über das Programm CALIMEEP bestimmt.

Die sechste Zeile kommt zum Einsatz in Fällen, in denen Intensitätsdateien einen Qualitätsfaktor für jede Beobachtung besitzen, wobei ein kleiner Qualitätsfaktor für bessere Qualität der Daten steht. Entsprechend ist es möglich eine Grenze festzulegen, sodass Daten schlechterer Qualität ausgesondert werden. Die Verwendung des Wertes 999 hier bedeutet, dass alle Daten verwendet werden.

Die beiden folgenden Zeilen beziehen sich auf das Frankel-Modell (1994). Es wird angenommen, dass die dominante Frequenz der menschlichen Wahrnehmung von seismischen Wellen bei 3 Hertz liegt und die geometrische Ausbreitung 0,5 ist. Diese Werte wurden bei der Auswertung nicht verändert und implizieren, dass die Erschütterungen hauptsächlich von Oberflächenwellen stammen. Diese Werte wurden bei der Auswertung nicht verändert.

Der zweite Teil der Datei gibt die Regressionskoeffizienten (a , b , c , d) sowie den Anfangstiefenwert h_0 für die Berechnungen nach Bakun und Wentworth an. Das Modell wird durch die Formel

$$M_w = aI + b \ln R_h + cR_h + d \quad (29)$$

beschrieben, mit $R_h = \sqrt{r^2 + h_0^2}$.

Der Wert für h_0 steht für den Anfangswert der Herdtiefe. Er wurde als mittlere Tiefe für den Westen und Norden auf 6 km und für den Süden auf 8 km gesetzt. r steht für die Epizentraldistanz der einzelnen Bebenbeobachtungen. Die Konstanten a , b , c und d wurden anhand von 21 Testbeben aus ganz Österreich kalibriert (vgl. Abschnitt 4.3).

Meep.exe wird im selben Verzeichnis gestartet, in dem sich die CONST.DAT-Datei und die IDP-Dateien der einzelnen Ereignisse befinden. Beim Start des Programms wird zu allererst ein Dateiname verlangt z.B. 19711231.int. Danach fragt das Programm, ob die Epizentralkoordinaten bereits bekannt sind. Dies eignet sich für Fälle in denen die Lage des Epizentrums bereits bestimmt wurde und nur die Magnitude berechnet werden soll.

3. Methoden der Bestimmung

Die Bildschirmausgabe sieht folgendermaßen aus:

```
**** MEEP v2.00 ****

Data file name.....:19711231
Do you know the epicentre?...:n
Total number of datapoints      =    50
Quality threshold                =    99
Number of usable points         =    50
Number of intensity points read =    50

... now calculating ...

*** SUMMARY OF DATA ***
# of points of intensity      5 =    2
# of points of intensity     4-5 =    6
# of points of intensity      4 =   24
# of points of intensity     3-4 =   10
# of points of intensity      3 =    8
# of points of intensity     2-3 =    0
# of points of intensity      2 =    0
# of points felt/no intensity  =    0
# of points not felt          =    0
***      END OF SUMMARY      ***

Maximum intensity (Imax)      =    5
Number of Imax points         =    2
Second highest intensity      =   4-5
Number of 2nd highest I points =    6
Zentroid solution =   47.621  16.083

Computing MEEP solution ...
Step 1  Delta =  64.0  RMS =   8.217  ( 47.621 16.083)  5.0 /  5.0
Step 2  Delta =  32.0  RMS =   8.217  ( 47.621 16.083)  5.0 /  5.0
Step 3  Delta =  16.0  RMS =   8.217  ( 47.621 16.083)  5.0 /  5.0
Step 4  Delta =   8.0  RMS =   7.877  ( 47.560 16.042)  4.5 /  4.9
Step 5  Delta =   4.0  RMS =   7.235  ( 47.591 16.062)  4.5 /  4.9
Step 6  Delta =   2.0  RMS =   7.401  ( 47.606 16.073)  4.5 /  4.9
Step 7  Delta =   1.0  RMS =   7.781  ( 47.610 16.090)  4.5 /  4.9
Step 8  Delta =   .5  RMS =   7.787  ( 47.616 16.087)  4.5 /  4.9

Now computing Bakun solution ...
Step 1  Delta =  64.0  RMS =   .298  ( 46.894 16.520)  6.1
Step 2  Delta =  32.0  RMS =   .292  ( 47.013 17.068)  6.2
Step 3  Delta =  16.0  RMS =   .291  ( 47.072 17.343)  6.3
Step 4  Delta =   8.0  RMS =   .292  ( 47.132 17.385)  6.4
Step 5  Delta =   4.0  RMS =   .293  ( 47.162 17.406)  6.3
Step 6  Delta =   2.0  RMS =   .293  ( 47.169 17.441)  6.3
Step 7  Delta =   1.0  RMS =   .294  ( 47.181 17.434)  6.3
Step 8  Delta =   .5  RMS =   .294  ( 47.182 17.443)  6.3

Now computing Pairwise solution ...
```

3. Methoden der Bestimmung

```
Step 1 Delta = 64.0 RMS = -.926 ( 47.621 16.083)
Step 2 Delta = 32.0 RMS = -.926 ( 47.621 16.083)
Step 3 Delta = 16.0 RMS = -.926 ( 47.621 16.083)
Step 4 Delta = 8.0 RMS = -1.006 ( 47.560 16.042)
Step 5 Delta = 4.0 RMS = -.986 ( 47.591 16.062)
Step 6 Delta = 2.0 RMS = -1.014 ( 47.599 16.097)
Step 7 Delta = 1.0 RMS = -.978 ( 47.610 16.090)
Step 8 Delta = .5 RMS = -.954 ( 47.614 16.093)
```

*** PSEUDO-ISOSEISMAL RADII ***

```
For intensity 5 from 2 points, effective distance = 7.2 km
For intensity 4 from 30 points, effective distance = 19.0 km
For intensity 3 from 18 points, effective distance = 54.5 km
```

*** RESULTS ***

Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h +/-
Zentroid	47.621	16.083	4.1	3.5	0.3	1 9
MEEP	47.619	16.089	4.4	3.5	0.3	1 0
Bakun	47.622	16.137	28.2	3.7	0.2	
Pairwise	47.618	16.095	5.1	3.5	0.3	

Als erstes folgt eine statistische Zusammenfassung wobei „usable points“ diejenigen IDPs sind, die unterhalb der Qualitätsschwelle liegen. „Number of intensity points“ bezieht sich auf die Anzahl der Punkte mit numerischen Intensitätswerten (also nicht „felt“). „Number of intensity points read“ sind alle Intensitätsdatenpunkte > 1 , da Intensitäten 1 und 0 ausgesondert werden. Es folgt eine Auflistung der IDPs für jede Intensitätsklasse.

Die nächste Zeile gibt die Zentroid-Position an, die als Ausgangspunkt für das Rasterverfahren verwendet wird.

Danach folgen insgesamt acht Schritte des Rasterverfahrens, wobei der Rasterabstand bei jedem Schritt verringert wird. Dabei nähert sich das Programm bei jedem Schritt an den Ort der geringsten mittleren Intensitätsabweichung. Für alle acht Iterationsschritte des Rasterverfahrens werden der jeweilige Rasterabstand sowie

(i) für die MEEP Methode die kleinste mittlere Intensitätsabweichung, die dazugehörigen Koordinaten von I_0 , der Ausgangswert für I_0 , welcher für die Berechnungen verwendet wurde, und der optimal angepasste I_0 Wert,

(ii) für die Bakun und Wentworth Methode die mittlere Magnitudenabweichung $rms [M_I - M_i]$, die Epizentralkoordinaten (kleinster quadratischer Mittelwert), und die mittlere Magnitude M_I ,

und (iii) für die Pairwise-Berechnung der geringste „score“ und die Epizentralkoordinaten ausgegeben.

3. Methoden der Bestimmung

Die darauffolgenden Zeilen geben die Pseudo-Isoseistenradien an, das heißt die „effektiven“ Entfernungen (84-Perzentil) für die jeweilige Intensitätsklasse, die zur Bestimmung der Magnituden verwendet wurden.

Zuletzt folgen die Resultate aller Methoden, d.h. Epizentrum, Magnitude und Herdtiefe (Tiefen werden für Bakun und pairwise nicht berechnet), inklusive der Unsicherheiten aus dem Bootstrapping-Verfahren. Weiteres wird eine Kontrolldatei generiert, welche nützliche Informationen zum Programmablauf von MEEP 2.0 enthält. Unter anderem kann man darin die Magnitudenberechnungen über die Frankel-Formel und die Isoseistenradien für die Zentroid, Meep und Pairwise überprüfen.

4.6	187.0	95.0	46.0	21.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	41.60
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
4.7	200.0	102.0	49.0	23.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	39.11
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
4.8	213.0	109.0	53.0	25.0	11.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	29.20
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
4.9	226.0	116.0	57.0	27.0	12.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	28.44
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
5.0	239.0	124.0	61.0	29.0	13.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	29.26
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
5.1	253.0	132.0	65.0	31.0	14.0	-20.0	-20.0	-20.0	-20.0	32.05
	197.6	134.1	100.3	43.1	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	

Die Zahl ganz links steht für die getestete Magnitude. Für jeden Magnitudenwert erscheinen zwei Reihen: In der oberen Zeile stehen die, anhand der Frankel-Formel erwarteten Radien für die jeweilige Lokalintensität, angefangen von I=3 bis hin zu I=11 (-20 steht hierbei für nicht erwartete Intensitäten). Direkt darunter befinden sich die, direkt aus den IDP-Daten bestimmten 84-Perzentil-Isoseistenradien. Der Wert ganz rechts ist der kleinste quadratische Fehler der Abweichung der Radien voneinander. Im gezeigten Beispiel ist 4,9 die best-fit Magnitude. (Musson, 2009)

Kapitel 4

Kalibrierung der Methoden

Das Problem der Kalibrierung lässt sich bei den hier verwendeten Methoden nicht ganz vermeiden, da für Österreich bisher noch keine Studien zur Bestimmung von makroseismischen Intensitätsabnahmeparametern vorliegen. Es lassen sich zwar Studien finden, wie die von Karnik (1969), in der Abnahmekoeffizienten, wie das Kövesligethy- α für Gebiete in ganz Zentraleuropa bestimmt wurde, jedoch lieferten österreichische Beben nur einen sehr geringen Beitrag zu den Berechnungen und Österreich kommt als kleines Land in einem großen, mehrere Länder überdeckendem Gebiet einheitlicher Parameter zu liegen. Auch Grünthal et al. (1998) fand für die D-A-CH-Staaten Österreich, Deutschland und Schweiz ein α von 0,002. Für Studien innerhalb Österreichs sind solche verallgemeinerten Abschätzungen jedoch wenig repräsentativ und somit auch nicht hinreichend. Aus diesem Grund wurden lokale Abnahmeparameter wie der Absorptionskoeffizient α des Kövesligethy-Modells, der Q-Faktor (Lg-Wellen Dämpfung bei 3Hz) für die Frankel-Formel sowie die regionalen Regressionskoeffizienten der Bakun und Wentworth-Abnahmebeziehung aus den zur Verfügung stehenden Daten für verschiedene Gebiete in Österreich abgeschätzt. Zusätzlich dient ein eigens für MEEP 2.0 entwickeltes Kalibrierungs-Programm CALIMEEP zur Bestimmung der regionalen Konstante C für das Schütterflächen-Modell nach Frankel (1994) und der Konstanten k, welche die Relation zwischen Intensitätsgrad und Amplitude der Bodenbewegung repräsentiert, und in Sponheuer's Version der Kövesligethy-Beziehung Verwendung findet.

4.1 Q-Faktor und Kövesligethy- α

Für all jene Methoden, die auf dem Kövesligethy-Modell basieren, spielt der regionale Absorptionskoeffizient α eine wichtige Rolle und muss für die, in dieser Arbeit verwendeten drei Gebiete Norden, Süden und Westen Österreichs bestimmt werden. Für das zur Magnitudenbestimmung verwendete Schütterflächenmodell ist die Kenntnis des regionalen Q-Faktors für Lg-Wellen notwendig. Weiteres sind diese beiden Parameter wichtig um mittels CALIMEEP die Kalibrierung von k und C für die zu untersuchende Region durchführen zu können.

Aus Sponheuer's Version der Kövesligethy-Formel

$$\Delta I = I_0 - I_i = k m \log_{10} \left(\frac{D_i}{h} \right)^m + k \alpha (\log_{10} e)(D_i - h) \quad (30)$$

lässt sich zeigen, dass die Abnahme der Intensität als Funktion von (D_i/h) variiert (vg. Abschnitt 3.2.2).

Die Dämpfung seismischer Wellen, d.h. die fortschreitende Amplitudenabnahme bei der Wellenausbreitung im Erdinneren, wird oft mithilfe von Q bzw. Q^{-1} beschrieben also dem relativen Energieverlust pro Schwingungsperiode aufgrund der Materialverteilung im Erdinneren bzw. der Erdkruste (vgl. Kapitel 3.2.1). Frankel (1994) war der Ansicht, dass für seine Berechnungen der Schütterflächenradien (100-1400 km) höherfrequente Oberflächenwellen⁶ (Lg) die Bodenbewegung dominieren.

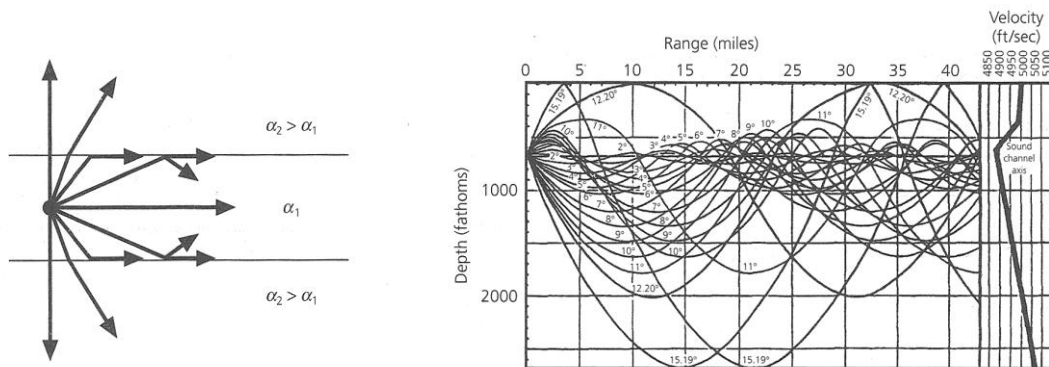


Abbildung 21: Links: Eine Schicht geringer seismischer Geschwindigkeit (engl.: low-velocity layer) zwischen zwei Schichten höherer Geschwindigkeit fungiert als Wellenleiter. Wellen fallen an jeder Schichtgrenze mit einem Winkel $>$ kritischen Winkel ein und werden somit total reflektiert. Rechts: Der SOFAR Kanal, eine low-velocity Zone (rechts) im Ozean, fungiert als Wellenleiter wie anhand der Strahlenwege, ausgehend von einer Quelle innerhalb des Kanals, dargestellt (links). (Quelle: Stein und Wysession 2003, S.70, Fig. 2.5-11)

Die Lg-Amplitudenabnahme ist größer für tektonisch junge, aktive Regionen als für alte, stabile Kontinentalkruste. Den Grund dafür liefern Mechanismen, wie die effektive Absorption hochfrequenter seismischer Energie durch stark geklüftete Kruste, wie sie in tektonisch jungen Regionen vorkommt, Temperaturunterschiede in der Kruste und Variationen in Krustenstruktur, welche die Wellenausbreitung kontrollieren. Somit ist der Q-Faktor abhängig vom Materialtyp, thermischen Status und Heterogenitätsgrad der Kruste. Viele Versuche wurden auch unternommen, den Gütefaktor mit der Frequenz in Verbindung zu bringen. Der frequenzabhängige Q-Faktor wird für gewöhnlich über ein Leistungsgesetz der Form

⁶ Lg-Wellen bewegen sich mit einer Gruppengeschwindigkeit von etwa 3,5 m/s fort, was der mittleren Scherwellengeschwindigkeit entspricht. Generell wird angenommen, dass die Lg-Phase durch Superposition von Oberflächenwellen höherer Moden (engl.: higher mode surface waves) generiert wird oder durch multiple überkritische Reflexionen von Scherwellen in einem Wellenleiter zwischen Erdoberfläche und Moho entsteht.

$$Q(f) = Q_0 \left(f / f_0 \right)^\eta \quad (31)$$

modelliert, wobei f_0 die Referenzfrequenz (für gewöhnlich 1 Hertz) ist, Q_0 bezeichnet das Q bei f_0 und η wird, über die Frequenzen von Interesse, als konstant angenommen (Stein und Wysession, 2003).

Um Q und α für die untersuchte Region zu finden, wurden multiple Durchläufe von CALIMEEP für die drei Gebiete Österreichs durchgeführt, wobei die Werte für Q und α variiert wurden und die Kombination der beiden Parameter, welche die kleinste Abweichung lieferte verwendet wurde. Die Kalibrierung ergab für den Norden $\alpha = 0,001$ und $Q = 420$, für den Süden $\alpha = 0,018$ und 250 und für den Westen $\alpha = 0,005$ und $Q = 270$.

4.2 Programmablauf CALIMEEP

Das Programm CALIMEEP, welches zur Bestimmung von C und k vorgesehen ist, wurde wie im vorherigen Kapitel erwähnt auch zur Kalibrierung von Q und α verwendet.

Für dieses Programm muss zusätzlich zu den IDP-Dateien eine Eingabedatei erstellt werden welche Datum, geographische Breite, Länge, Magnitude und Tiefe jedes Bebens enthält. Die Angaben müssen der genauen FORTRAN Formatanweisung (A8,2; F6.2; 1X; F3.1; F3.0) entsprechen und als *List.txt* gespeichert werden.

Beispiel: List.txt

```
19260928 47.72 16.04 4.7 6
19260930 47.72 16.02 3.2 6
19271008 48.07 16.58 5.2 6
19271013 47.67 15.77 3.2 6
19271018 48.07 16.58 3.2 6
19280125 48.07 16.58 3.3 6
19280131 47.71 15.82 3.6 6
19300731 47.65 15.92 3.2 6
19310101 47.98 16.04 3.0 4
19311009 47.71 16.16 3.2 6
19381108 16.40 47.96 5.0 10
19390918 15.91 47.77 5.0 10
19441007 16.11 47.94 2.7 4
19480129 15.94 47.68 3.2 6
19530502 16.75 48.08 4.1 8
```

19590217	15.56	48.45	3.5	4
19590218	15.56	48.45	2.7	4
19601204	15.92	47.65	3.2	6
19631202	16.37	47.88	4.5	8
19641028	16.09	47.56	3.2	6
19650708	16.25	47.90	3.2	6
19660425	15.42	48.37	2.7	4
19711231	16.05	47.60	3.6	11
19720105	16.24	47.82	4.1	9
19720108	16.05	47.60	3.0	7
19720416	16.18	47.71	5.3	10
19720417	16.18	47.71	4.0	7
19730929	15.94	47.68	3.1	8
19731022	15.40	48.30	2.4	4

Das Programm *calimeep.exe* wird im selben Verzeichnis gestartet, in dem sich die IDP-Dateien und List.txt befinden geöffnet. Zu Programmbeginn muss, für das jeweilige Untersuchungsgebiet, ein geeigneter Wert für den Absorptionskoeffizienten α des Kövesligethy-Modells, sowie ein Wert für den Q-Faktor angegeben werden (Kapitel 4.1). Für die Werte der Konstanten C und k werden vorläufig die Werte C = 2,0 und k = 1,5 angenommen. Als Startwert der Isoleistenabstände für die Intensitäten 3 bis 11 werden die Radien gewählt, welche 84% aller Datenpunkte beinhalten. Ausreißer, d.h. Datenpunkte niedriger Intensität, die einen geringeren Radius als die benachbarten Datenpunkte höherer Intensität haben, werden intensitätskorrigiert.

Die Formel nach Frankel (Kapitel 3.3.6)

$$Testmagnitude = n \log \left(\frac{A}{\pi} \right) + \frac{2m}{2,3\sqrt{\pi}} \sqrt{A} + C \quad (32)$$

$$\text{mit } A = \pi * Testradius^2$$

verbindet Magnitude mit der totalen Schütterfläche A des Erdbebens, welche als die vom Isoleistenradius der Intensität 3 eingeschlossenen Fläche angenommen werden kann. Für die Magnitudenwerte von (3,0 – 7,9) werden die erwarteten Radien generiert, wobei für C der vorläufige Wert 2,0 verwendet wird. Der Testradius wird bei 1 km gestartet und so lange erweitert, bis die Testmagnitude (TM) zum gewünschten Wert konvergiert. Die so berechneten TM werden mit den eingelesenen instrumentellen Magnitudenwerten (RM) verglichen. Ist TM < RM wird der Testradius um 1 vergrößert und die Prozedur so lange wiederholt, bis die Magnitudenwerte übereinstimmen. Nun kennen wir die Isoleistenradien für die Intensität 3 der jeweiligen Magnituden. Um nach innen zu interpolieren, wird überprüft, ob die Testradien größer als die Herdtiefe sind um anschließend die Kövesligethy Formel (13) anwenden zu können.

$$D_1 = k \log\left(\frac{\text{Testradius}}{h}\right) + k \alpha M(\text{Testradius} - h) \quad (33a)$$

bzw.

$$D_2 = k \log\left(\frac{\text{Testradius} - 1}{h}\right) + k \alpha M(\text{Testradius} - 1 - h) \quad (33b)$$

D_1 entspricht dem erwarteten Anstieg von I_0 zur nächsthöheren Intensität für entsprechenden Testradius. Der Testradius wird so lange um jeweils 1 km verringert, bis der Anstieg genau 1 entspricht ($D_1 - D_2 = 1$) – dies markiert die nächste Iseiste. Auf diese Weise vermeidet man die direkte Verwendung der Epizentralintensität I_0 . Raten von nichterwarteten Intensitäten, wie $I=8$ wenn $I_{max}=6$, wird ein negativer Wert von -20 zugeteilt. Die Bestimmung des Fehlers erfolgt über den Vergleich zwischen dem, mittels Frankel bestimmten Iseistenradius, und dem 84 Perzentil-Radius

$$\text{error} = (R_{84\%} - R_{Frankel})^2. \quad (34)$$

Die Frankel-Testmagnitude für das $R_{Frankel}$ bei dem der Fehler am kleinsten ist wird gespeichert. Da die vorhergehenden Berechnungen alle mit einem Ersatzwert von $C=2$ durchgeführt wurden, gilt es nun das passende C für entsprechendes k zu finden. Um den absoluten Fehler zu verringern, muss ein Korrekturterm für das bisher verwendete C gefunden werden, was eine „Verschiebung“ der zuvor bestimmten Magnituden zur Folge hat, da C ein additiver Wert ist. Dazu wird die aus der List.txt Datei eingelesene (instrumentell bestimmte) Magnitude mit der Frankel-Testmagnitude verglichen. Aus dem Mittelwert der geringsten Abweichung plus 2 ergibt sich der Wert von C . Um letztlich den Iseistenabstand k zu optimieren werden Werte von 1,5 bis 9,9 (in 0,1 Schritten) durchlaufen und ähnlich wie zuvor die kleinste Abweichung der Magnituden gesucht, mit dem Unterschied, dass nun bereits der optimierte C Wert zur Bestimmung der Testmagnitude verwendet wurde.

Die Bildschirmausgabe sieht folgendermaßen aus:

```
Value for Q.....:420
Value for Alpha.....:0.001
For K = 2.30 and C = 1.29 misfit is 9.33
For K = 2.40 and C = 1.29 misfit is 8.84
For K = 2.50 and C = 1.30 misfit is 8.85
For K = 2.60 and C = 1.26 misfit is 9.10
For K = 2.70 and C = 1.26 misfit is 9.06
For K = 2.80 and C = 1.26 misfit is 7.94
For K = 2.90 and C = 1.28 misfit is 8.40
For K = 3.00 and C = 1.29 misfit is 7.41
```

4. Kalibrierung der Methoden

```
For K = 3.10 and C = 1.31 misfit is 7.72
For K = 3.20 and C = 1.30 misfit is 7.46
For K = 3.30 and C = 1.35 misfit is 7.80
For K = 3.40 and C = 1.36 misfit is 7.42
For K = 3.50 and C = 1.36 misfit is 7.70
For K = 3.60 and C = 1.36 misfit is 7.66
For K = 3.70 and C = 1.37 misfit is 8.01
For K = 3.80 and C = 1.38 misfit is 7.99
For K = 3.90 and C = 1.39 misfit is 7.96
For K = 4.00 and C = 1.40 misfit is 8.15
For K = 4.10 and C = 1.41 misfit is 8.19
```

Inst Macr Magnitude

```
4.1 3.9
5.2 4.8
3.2 3.6
3.5 3.2
2.7 2.9
2.4 2.8
2.0 2.3
4.1 3.9
4.6 4.4
3.6 3.0
2.7 2.9
3.1 3.2
3.2 3.0
4.8 4.4
```

Value for K is 3.00 ; value for C is 1.29 (misfit = 7.41)

Die am besten angepassten C und k Werte ergeben sich durch die geringste mittlere Abweichung von instrumenteller zu makroseismischer Magnitude.

Folgende Parameter wurden für die jeweiligen Gebiete gefunden:

Norden	Süden	Westen
Q = 420	Q = 250	Q = 270
$\alpha = 0,001$	$\alpha = 0,018$	$\alpha = 0,005$
k = 3	k = 2,2	K = 1,5
C = 1,35	C = 1,52	C = 1,44
misfit = 12,71	misfit = 0,76	misfit = 2,24

Die durch das Schütterflächenmodell nach Frankel (1994) ermittelten Grenzen der Wahrnehmbarkeit (d.h. die Radien der Isoseiste 3) für die Magnituden von 1 bis 9 sind in Abbildung (32) dargestellt.

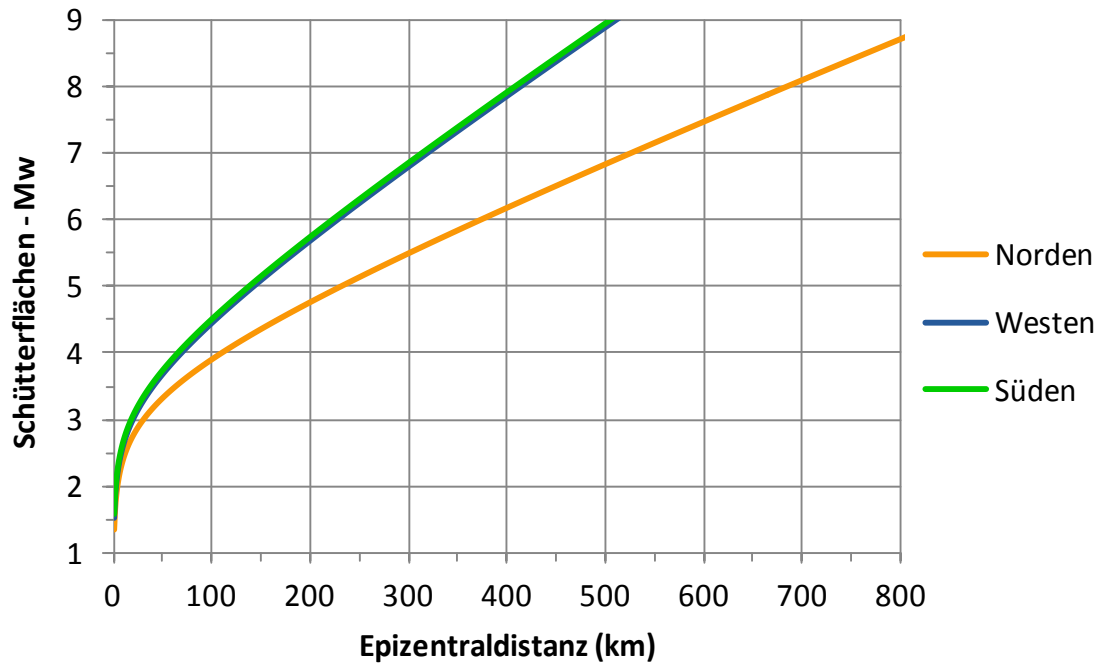
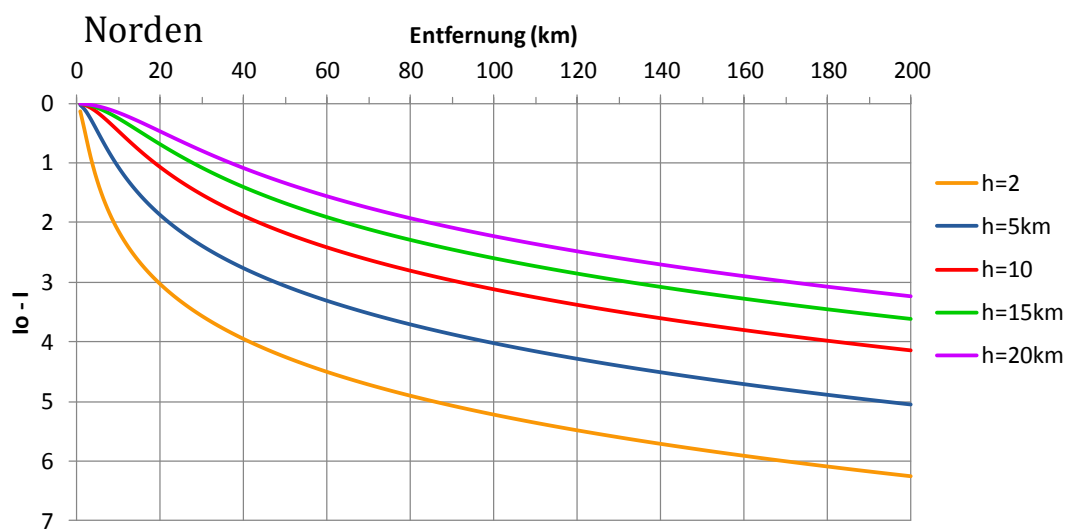


Abbildung 22: Die Grenze der Schütterfläche nach Frankel dargestellt für die jeweiligen Magnitudenwerte. Entsprechend der ermittelten Q und C Werte für die drei Regionen zeigt sich, dass die Abschwächung der seismischen Energie im Norden am geringsten ist und Erschütterungen über weitere Distanzen wahrnehmbar sind als im Süden und Westen des Landes.

Über die Beziehung (30) wurden Diagramme der Abhängigkeiten des Iseisenradius von der Entfernung zum Epizentrum mit den α und k Werten der jeweiligen Region, für unterschiedliche Herdtiefen dargestellt (Abbildung 23).



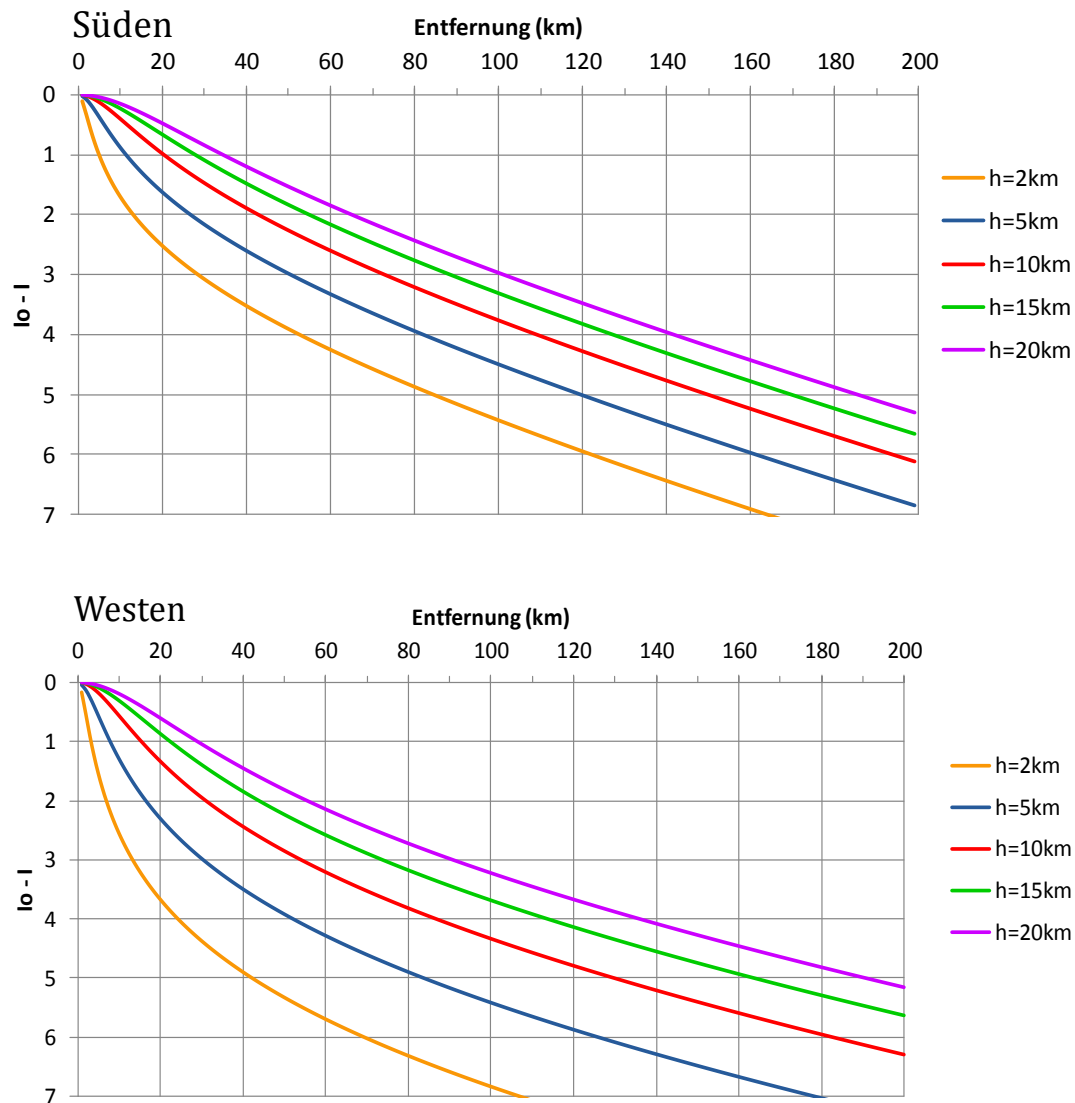


Abbildung 23: Abhängigkeit des Iseisenradius (Entfernung zum Epizentrum) von der Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ für die Absorptionskoeffizienten α und der drei Regionen. Der Norden mit $\alpha = 0,001$ und $k = 3$ (oben), der Süden mit $\alpha = 0,018$ und $k = 2,2$ (Mitte) und der Westen mit $\alpha = 0,006$ und $k = 3,5$ (unten). Die Abhängigkeit wurde für unterschiedliche Herdtiefen dargestellt.

4.3 Bakun-Wentworth Regressionskoeffizienten

Die Bakun-Wentworth-Methode basiert auf einer Intensitätsabnahmebeziehung als Funktion von Magnitude M und Entfernung. Die in MEEP 2.0 verwendete Form nach Musson lautet wie folgt:

$$M_i = aI_i + b \ln R_{h,i} + cR_{h,i} + d \quad (35)$$

4. Kalibrierung der Methoden

Hierbei ist $R_{h,i} = \sqrt{r_i^2 - h^2}$ die Hypozentraldistanz zu den individuellen Intensitätsdatenpunkten, r_i die Epizentraldistanz und h die Herdtiefe. Zur Bestimmung der Regressionskoeffizienten wurde ein Set von 21 Testbeben aus ganz Österreich mit bekannten instrumentell bestimmten Parametern erstellt (Tabelle VII). Bei der Auswahl der Kalibrierungsbeben wurde darauf geachtet, dass möglichst alle Magnitudenklassen vorkommen und die Datensätze von hinreichend guter Qualität sind sodass sie mit möglichst viele Intensitätsbeobachtungen unterschiedlicher Klasse beinhalten.

Tabelle VII
Kalibrierungsbeben

Event				Momenten Magnitude M _w			
Nr.	Jahr	Mon	Tag	EZ lat	EZ lon		Bundesland
1	1982	5	1	47,28	11,51	3,3	TIR
2	1948	10	9	47,17	14,66	3,4	STMK
3	1964	6	30	47,60	15,80	3,4	STMK
4	1972	6	17	48,36	14,53	3,6	OOE
5	1961	8	25	47,38	10,56	3,8	TIR
6	1950	10	24	47,01	14,74	4,1	KTN
7	1958	9	30	47,23	10,59	4,5	TIR
8	1963	12	2	47,88	16,09	4,5	NOE
9	1973	12	12	47,05	14,09	4,5	STMK
10	1967	1	29	47,89	14,25	4,6	OOE
11	1908	2	19	47,94	16,74	4,8	BU
12	1910	7	13	47,30	10,90	4,8	TIR
13	1923	11	28	47,13	13,81	4,8	SA
14	1984	4	15	47,64	15,87	4,9	NOE
15	1938	11	8	47,96	16,40	5,0	NOE
16	1939	9	18	47,77	15,91	5,0	NOE
17	1983	4	14	47,66	15,13	5,0	STMK
18	1927	7	25	47,53	15,49	5,1	STMK
19	1927	10	8	48,07	16,85	5,2	NOE
20	1964	10	27	47,63	15,81	5,3	STMK
21	1972	4	16	47,71	16,18	5,3	NOE

Für jeden Intensitätsdatenpunkt wurde die Epizentraldistanz, die Hypozentraldistanz über die bekannte Herdtiefe berechnet. Ausreißer, d.h. IDP mit einer Hypozentraldistanz größer ± 2 Standardabweichung vom arithmetischen Mittel wurden aus den Datensätzen entfernt. Für jede Intensitätsklasse wurde der arithmetische Mittelwert inklusive ± 1 Standardabweichung, sowie der Zentralwert (Median) der Hypozentraldistanz bestimmt.

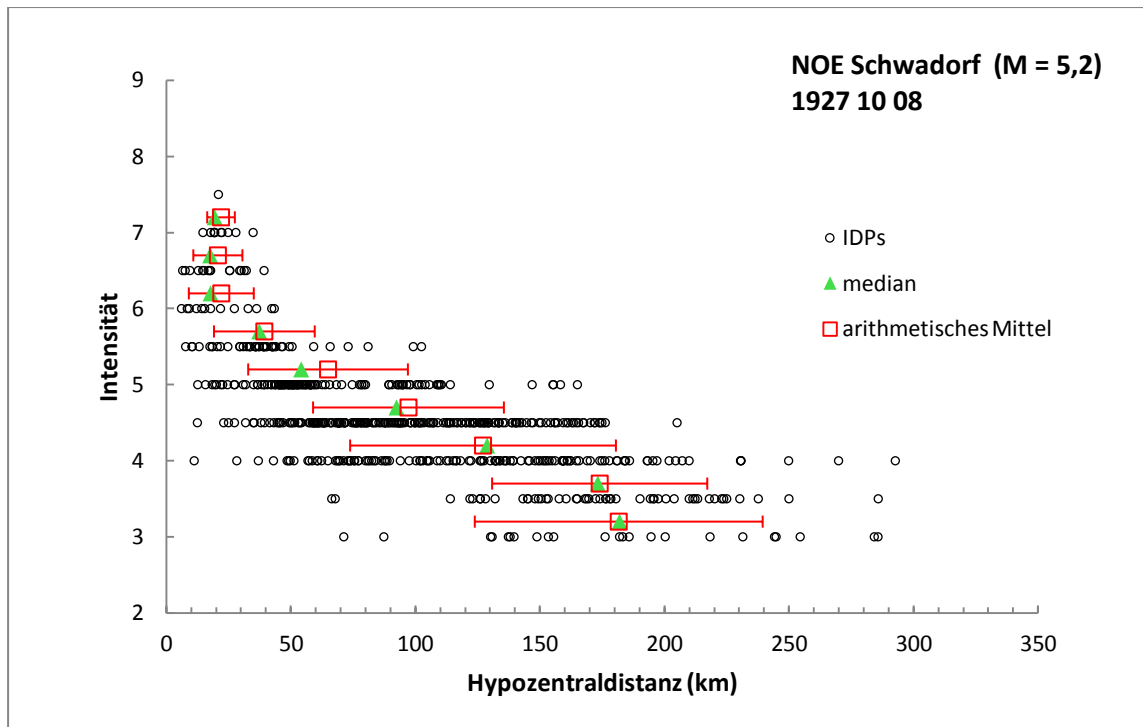


Abbildung 24: Für alle Kalibrierungsbeben wurden für den jeweiligen Intensitätsgrad die Hypozentraldistanzen aufgetragen und ihr arithmetischer Mittelwert (rote Quadrate), der Median (grüne Dreiecke) sowie ± 1 Standardabweichung vom Mittelwert bestimmt. IDPs größer ± 2 Standardabweichung wurden getrimmt.

Unterschiedliche Ansätze zur Kalibrierung von Formel (35) wurden untersucht. Die Koeffizienten a , b , c und d wurden immer über die Regressionsmethode der kleinsten Fehlerquadrate mit der Bedingung ermittelt, dass c entweder null oder positiv ist, da negative Werte physikalisch nicht sinnvoll sind. In der ersten Variante wurden die Entfernungen jedes einzelnen Intensitätsdatenpunktes, angefangen von Intensität 3 inklusive „halber“ Intensitätsgrade (z.B. 4,5) für die Berechnungen verwendet. Über Formel (35) wurde die Magnitude für jeden einzelnen der 6149 IDPs bestimmt, wobei anfänglich für a , b , c und d Werte verwendet wurden, die von Musson (2009) für Italien bestimmt wurden. Die Koeffizienten wurden so lange variiert bis die Summe der Fehlerquadrate zwischen instrumenteller und berechneter Magnitude ein Minimum bildete. Daraus ergab sich mit einer Fehlerquadratsumme von 902,65 folgende Beziehung:

$$M = 0,314 I + 0,394 \ln R + 1,94 \quad (36)$$

Nun kann argumentiert werden, dass Intensitätsbeobachtungen kleiner $I=4$ eine große Unsicherheit anhaftet, da sie ausschließlich auf Fühlbarkeitsangaben basieren. Obwohl in Gebieten wie Österreich, in denen Erdbeben relativ selten sind auch die kleinen gefühlten Erschütterungen gemeldet werden, ist auf Isoleistenkarten eine deutliche Unregelmäßigkeit in der Verteilung kleiner Intensitäten zu erkennen. Deshalb wurden alle

4. Kalibrierung der Methoden

Intensitäten kleiner 4 vom Datensatz ausgeschlossen, wodurch sich dieser auf 4674 IDPs reduzierte. Dies liefert Gleichung (37):

$$M = 0,3 I + 0,386 \ln R + 2,04 \quad (37)$$

Die Summe der Fehlerquadrate reduzierte sich durch den Ausschluss geringer Intensitäten auf den Wert 529,6, was zwar deutlich geringer ist als zuvor, doch noch immer einen großen Fehler darstellt.

Um den Fehler aufgrund der Streuung der IDPs weiter zu reduzieren, wurde die mittlere Epizentralentfernung (aus den bereits getrimmten Datensatz) für alle ganzen und „halben“ Intensitätsgrade bestimmt (Abb. 24, rote Quadrate). Aus den 154 mittleren Entfernungen inklusive Intensität 3 bzw. 3-4 ergibt sich folgende Form der Gleichung (26)

$$M = 0,548 I + 0,783 \ln R - 0,74 \quad (38)$$

wobei die Summer der Fehlerquadrate nur noch 18,97 beträgt. Ausschluss der Intensität 3 und 3-4 liefert, mit einem Fehler von 10,325 folgende Gleichung:

$$M = 0,575 I + 0,795 \ln R - 0,92 \quad (39)$$

Wie man sieht hat sich der Fehler durch Ausschluss von Intensitäten kleiner 4 zwar deutlich verringert, die Werte für die Koeffizienten haben sich aber kaum geändert.

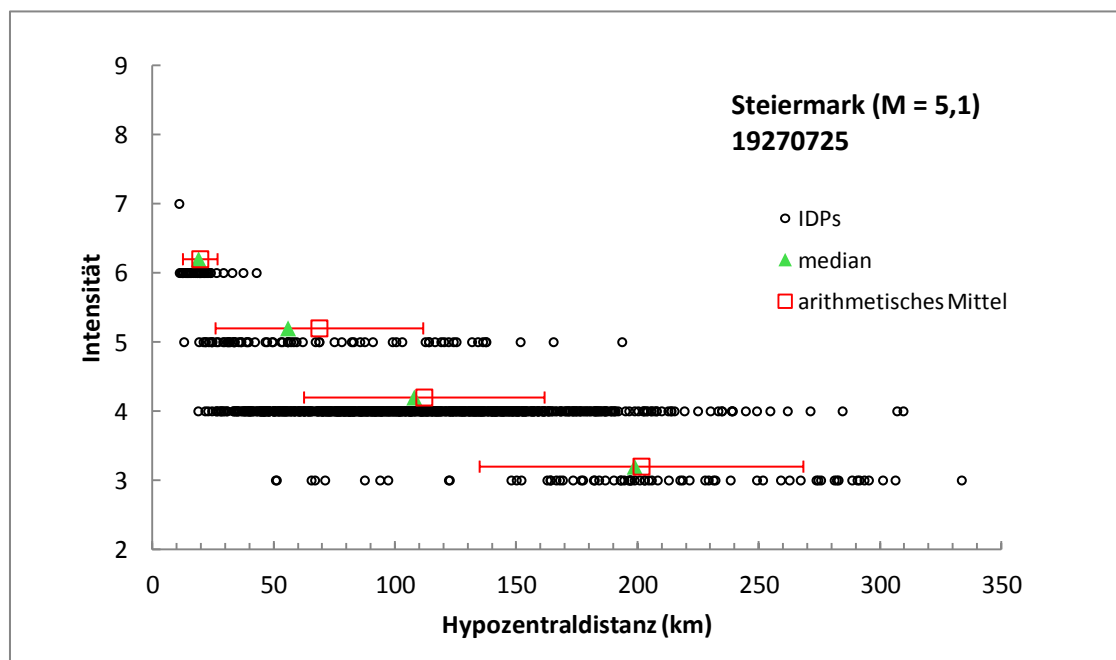


Abbildung 25: Ausschließlich ganze Intensitätsgrade wurden gegen die Hypozentraldistanzen geplottet und ihr arithmetischer Mittelwert (rote Quadrate), der Median (grüne Dreiecke) sowie ± 1 Standardabweichung vom Mittelwert bestimmt. IDPs größer ± 2 Standardabweichung wurden getrimmt.

Letztendlich wurde untersucht ob sich der Fehler weiter reduzieren lässt, wenn ausschließlich integer Intensitätswerte zur Bestimmung verwendet werden. Dazu wurden alle Intensitätsangaben zwischen zwei Intensitätsgraden der niedrigeren zugeteilt z.B. Intensität 5 – 5,9 wurden als $I=5$ klassifiziert (Abb. 25). Die arithmetischen Mittelwerte der Epizentralentfernungen wurden bestimmt wobei Intensität 3 im Datensatz beibehalten wurde (Abb. 26). Dies führt zu Gleichung (40) mit einer Fehlerquadratsumme von 12,04.

$$M = 0,532 I + 0,76 \ln R + 0,0008 R - 0,56 \quad (40)$$

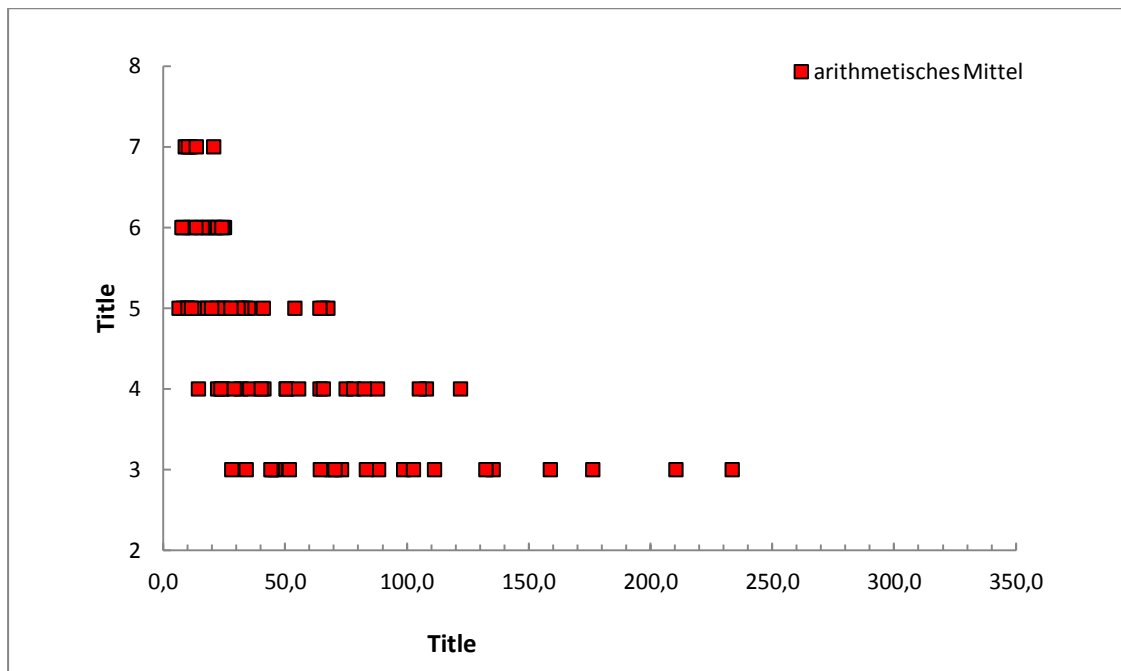


Abbildung 26: Mittelwerte der Hypozentraldistanzen alle Testbeben für die jeweilige Intensitätsstufe

Da der logarithmische Term die geometrische Ausbreitung repräsentiert, wurde die Gleichung insofern verändert, indem b als 0,5 fixiert wurde was zu wodurch sich, mit einem Fehler von 12,67 folgende Beziehung ergab:

$$M_i = 0,478 I_i + 0,5 \ln R_{h,i} + 0,0043 R_{h,i} + 0,435 \quad (41)$$

Gleichung (40) und (41) wurden beide an den Daten getestet wobei Gleichung (41) geringfügig bessere Ergebnisse lieferte weshalb diese Form der Gleichung letztendlich für die Berechnungen am besten geeignet schien.

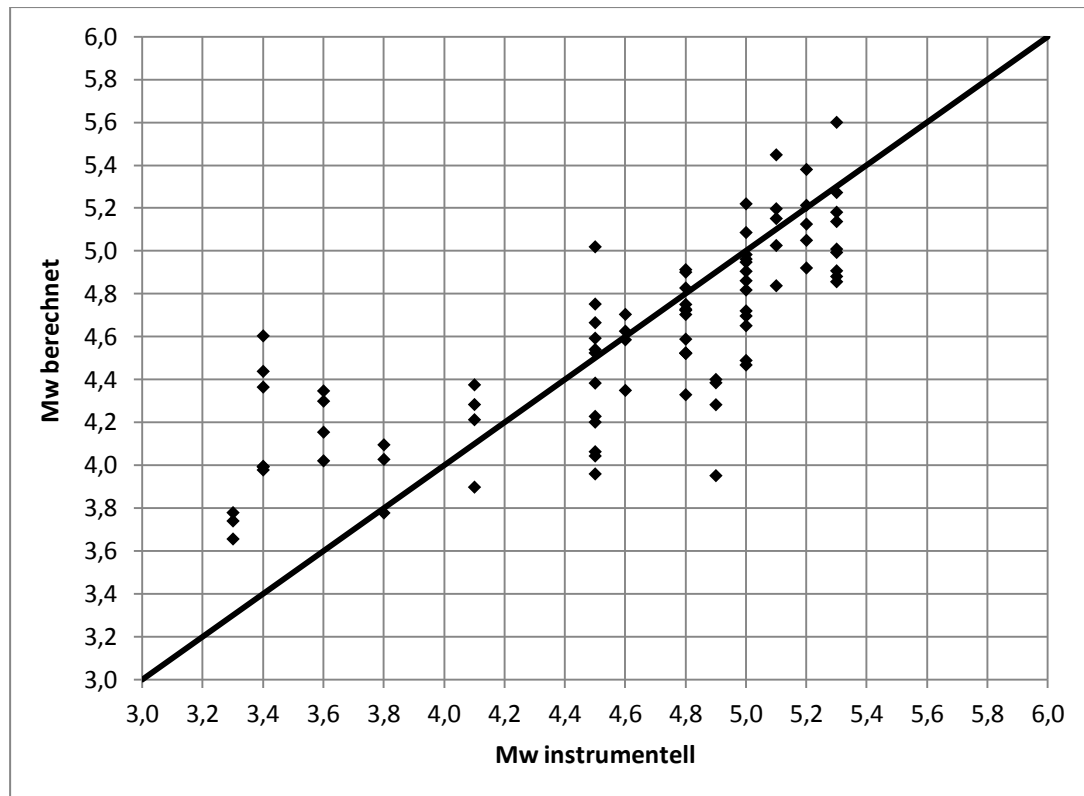


Abbildung 27: Übereinstimmung zwischen instrumentellen und berechneten Kalibrierungsbeben- Magnituden.

Wie in Abbildung 27 deutlich zu erkennen, ist die Übereinstimmung für Beben kleinerer Magnitude wesentlich schlechter. Dies könnte implizieren, dass die B&W-Methode für Beben unterschiedlicher Stärke eigens kalibriert werden sollte. Dazu müsste man sich auf einen gewissen „Magnitudengrenzwert“ einigen und entsprechend geeignete Erdbeben mit ausreichend guten und vertrauenswürdigen Intensitätsdatensätzen auswählen was sich für kleine Beben schwierig gestalten könnte, da hier meist „nur“ Beobachtungen des Menschen und dessen Beschreibungen von Objektbewegungen für die Intensitätsbestimmung herangezogen werden können. Zu beachten ist auch, dass meist erst ab einer Magnitude von Mw 4 Gebäudeschäden in Österreich auftreten. Diese stellen eine eigene Intensitäts-Bewertungsklasse in der EMS-98 (Grünthal 1998) dar.

Kapitel 5

Diskussion der Ergebnisse

In diesem Abschnitt sollen nun die Vor- und Nachteile der verwendeten Verfahren anhand des Vergleichs der Ergebnisse mit den instrumentellen Daten, sowie die Unsicherheit in den bestimmten Parameter besprochen werden. Die Ergebnisse der Epizentren- und Magnitudenbestimmung wurden als Diagramme dargestellt (Abb. 33 und 34). Die Ergebnistabellen sind im Anhang angeführt.

Die Zentroid-Methode ist aus praktischer Sicht mit Sicherheit eine der attraktivsten zur Bestimmung des Epizentrums, da sie mit einem relativ simplen Softwareverfahren Ergebnisse von sehr zufriedenstellender Qualität liefert. Obwohl das Zentroid-Epizentrum als Ausgangspunkt der Lagebestimmung der anderen drei Verfahren dient, kommt es dem instrumentellen Epizentrum in vielen der untersuchten Ereignisse am nächsten. Ein weiterer großer Pluspunkt dieser Methode ist, dass sie ohne jegliche Kalibrierung auskommt. Ein Nachteil ist jedoch, dass das bestimmte Epizentrum sehr an den Ort der höchsten beobachteten Intensitäten gebunden ist und somit von der Populationsverteilung abhängt. Dies stellt ein Problem in Fällen dar, in denen keine Intensitätsbeobachtungen direkt am Ort des wahren Epizentrums vorliegen. Gerade bei der Auswertung von stärkeren historischen Erdbeben besteht nach Ansicht von Musson et al. (2007) die Gefahr einer solchen, auf den höchsten Intensitäten basierenden Methode, dass der Eindruck vermittelt wird, viele Erdbeben hätten direkt unter historisch wichtigen Städten stattgefunden.

Der Pairwise-Algorithmus nach Shumila zur Bestimmung des Epizentrums ist ebenfalls sehr simpel und es sind keine zusätzlichen Angaben von regionalen Abnahmeparametern nötig. Die Methode liefert recht gute Ergebnisse für große Datensätze mit vielen Intensitätsdatenpunkten und weicht oft nur wenige Kilometer vom instrumentell bestimmten Epizentrum ab. Für schlechte Datensätze mit nur wenigen IDPs liefert die Pairwise-Methode jedoch eher unstabile Ergebnisse und ist daher für solche Fälle weniger geeignet.

Ein Vorteil der Meep-Methode gegenüber dem Zentroid-Verfahren ist die Berücksichtigung des Umstandes, dass die höchste beobachtete Intensität nicht immer der „wahren“ Intensität am Epizentrum entsprechen muss. Indem man die Epizentralintensität im Kövesligethy-Modell bis zu einem gewissen Grad über die maximale beobachtete Intensität ansteigen lässt, ist eine optimale Anpassung des Modells an den makroseismischen Datensatz möglich – selbst wenn keine Intensitätsbeobachtungen direkt am Ort des Epizentrums vorliegen. Weiteres bietet Meep die Möglichkeit, die Herdtiefe in das Modell zu integrieren. Anstatt wie die anderen Methoden einfach zu

versuchen ein zweidimensionales Epizentrum dem makroseismischen Feld anzupassen, kann somit durch die Überführung des Modells in drei Dimensionen das optimale Hypozentrum bestimmt werden. Leider hat dieser Punkt auch einen Nachteil – wird nämlich die Tiefe falsch bestimmt, so werden sowohl die Lage des Epizentrums als auch die Magnitude „fehlkorrigiert“ (vgl. Musson et al. 2007).

Abnahmebeziehungen wie die nach Kövesligethy, welche Intensität als Funktion der Epizentralintensität und Epizentralentfernung darstellen sind aber auch mit Problemen behaftet. Neben dem Fall, dass die wahre Epizentralintensität höher als die höchste beobachtete Intensität ist, kann auch der gegenteilige Fall eintreten. Wie schon in Kapitel 2.1 besprochen, kann es vorkommen, dass mögliche Boden-Verstärkungseffekte unnatürlich hohe Grade der Bodenbewegung hervorrufen und somit zu hohe Intensitäten beobachtet werden. In einem gut besiedelten Gebiet mit vielen Intensitätsbeobachtungen im Bereich des Epizentrums würde man diese „verstärkten“ Intensitäten womöglich als Epizentralintensität definieren, was zu einer Überbestimmung der Herdstärke führen würde. Das betrifft vor allem Fälle, in denen die höchsten IDPs nur wenige sind und relativ weit voneinander entfernt liegen. Ein Beispiel dafür ist das Berndorf Erdbeben von 1944 bei dem die höchste beobachtete Intensität ($I=4$) an mehreren, weit voneinander entfernten Orten beobachtet wird (vgl. Abb. 28).

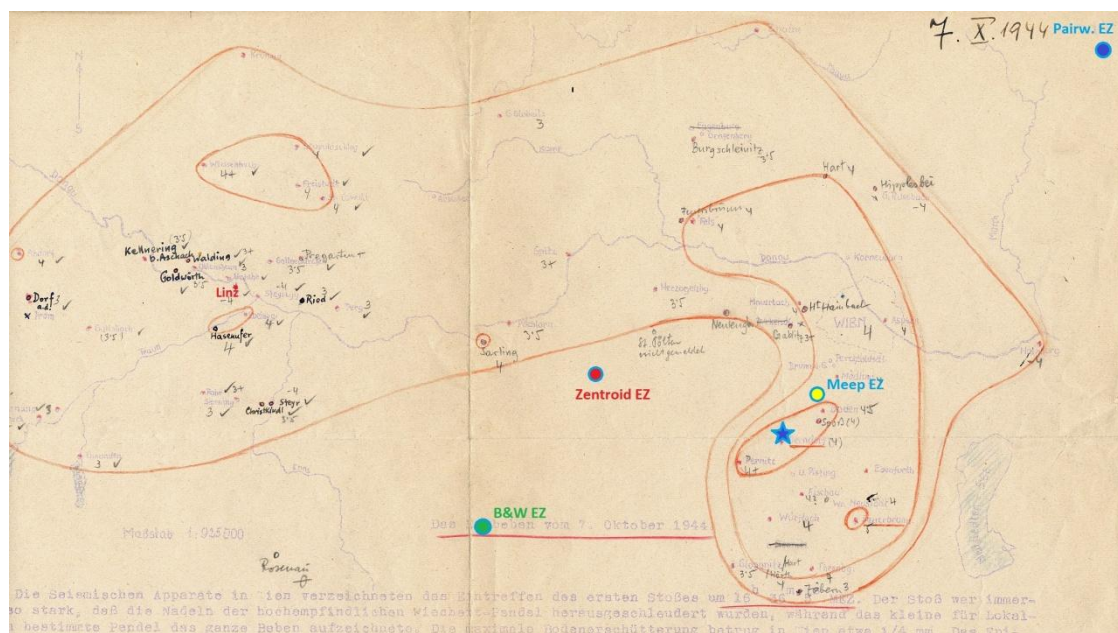


Abbildung 28: Beim Beben vom 7. Oktober 1944 bei Berndorf wurde an mehreren Orten die höchste Intensität beobachtet was zu unterschiedlich großen Fehlbestimmungen der getesteten makroseismischen Methoden führt. So befindet sich etwa das Zentroid-Epizentrum am geometrischen Schwerpunkt aller Orte, an denen die höchste Intensität beobachtet wurde, und liegt somit rund 64 km vom instrumentellen Epizentrum (blauer Stern) entfernt. (Isoleistenkarte aus den Archiven der ZAMG Wien)

Aber auch wenn es sich nicht um die höchste beobachtete Intensität handelt können Felder höherer Intensität in einem Bereich geringerer Intensität Probleme in der Parameterbestimmung hervorrufen, wie am Beispiel des Schottwien-Bebens vom 24. Mai

1984 zu sehen (Abb. 29). Hier wurden die über die Frankel- und Kövesligethy-Formel berechneten Isoseisten (blau) sowie die Pseudo-Isoseisten, welche 84% der IDPs einer Intensität umschließen in die entsprechende, von der ZAMG erstellte, Isoseistenkarte des Bebens eingezeichnet. Wie unschwer zu erkennen ist, sind die Pseudo-Isoseistenradien für $I=3$ und $I=4$ nahezu identisch. Grund dafür ist vermutlich ein kleiner Bereich der Intensität 4 nördlich des Epizentrums, welcher inmitten eines Gebiets geringerer Intensität liegt. Ein seismischer Bearbeiter würde diesen kleinen Bereich vermutlich als Anomalie infolge von lokalen Verstärkungseffekten werten und ihn beim zeichnen der Isoseisten entsprechend außen vor lassen. Anders bei einem Computerprogramm, welches Anomalien nicht als solche erkennt. Im Fall des Schottwien-Bebens liegen diese abseits gelegenen Intensitäten vom Grad 4 offensichtlich innerhalb der 84-Perzentil Grenze weshalb der Isoseistenradius entsprechend groß berechnet wird. Dies ist natürlich eine ganz klare Fehlbestimmung, welche sich auch auf das Frankel-Kövesligethy-Isoseistenmodell auswirkt, da das am besten angepasste Isoseistenmodell jenes ist, das die kleinste Abweichung zum Pseudo-Isoseistenmodell liefert.

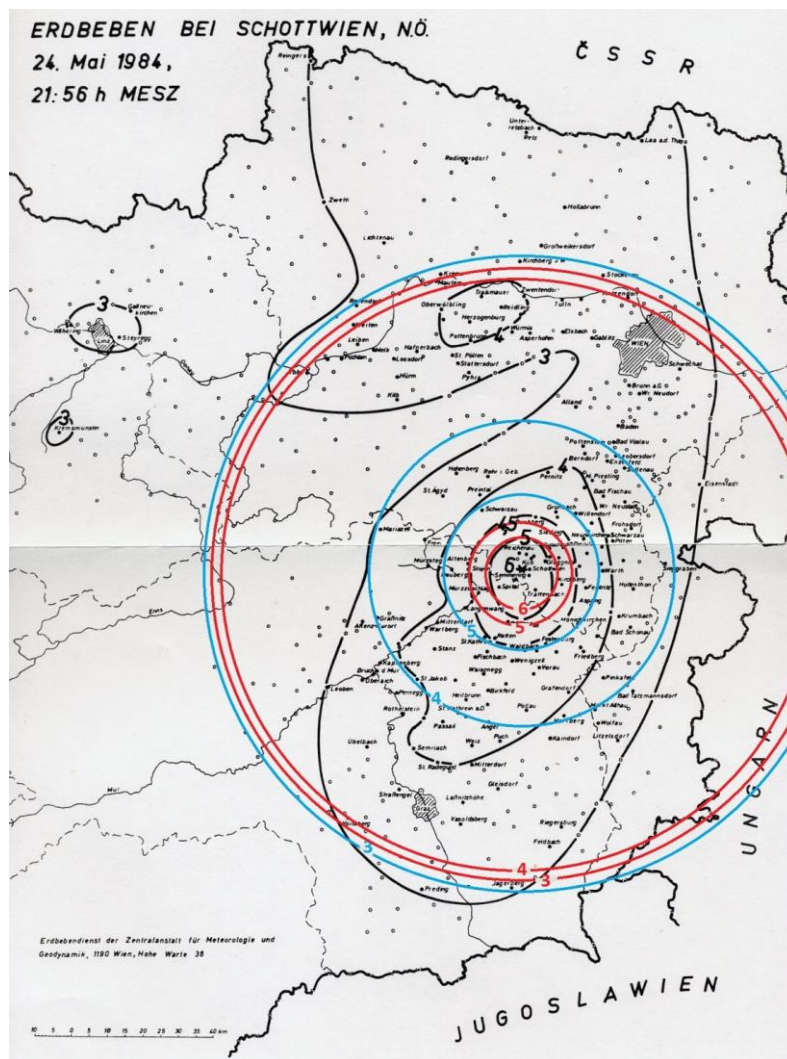


Abbildung 29: Vergleich der berechneten Isoseistenmodelle nach Frankel (grün) und der, offensichtlich unrealistischen Darstellung der 84-Perzentilabstände (rot) mit der (subjektiven) Interpretation der Intensitätsverteilung (schwarz) (Diskussion siehe Text). (Quelle: ZAMG Wien).

Die Verwendung von Isoleisten, zur Bestimmung der Herdtiefe, der Schütterflächen-Magnitude sowie des Meep-Epizentrums ist generell ein wichtiger Punkt. Die Isoleisten werden entweder über das Kövesligethy-Modell bestimmt, wo sie vom Abnahmekoeffizienten α sowie von einem Isoleisten-Skalierungswert k abhängen, oder als Konturenlinien, welche 84% der IDPs eines Intensitätsgrades umschließen. In jedem Fall jedoch werden Isoleisten als perfekte konzentrische Kreise gehandhabt. Für österreichische Verhältnisse mag eine solche Approximation bei schwachen Beben mit vergleichsweise kleinem makroseismischen Feld ganz akkurat sein, bei starken Beben, deren Erschütterungen über ein großes Gebiet hinweg gefühlt wurden, erkennt man beim Betrachten der Intensitätsdatenverteilung jedoch klare Unterschiede in der Ausbreitung der seismischen Energie. Der Grund dafür liegt in den regional unterschiedlichen Dämpfungseigenschaften der Erdkruste. Beben, deren makroseismisches Feld sich beispielweise über die Mur-Mürz-Störungszone hinweg erstreckt, sind nördlich davon, im Gebiet der Böhmisches Masse sowie des Wiener Beckens über deutlich weitere Entfernungen vom Epizentrum zu fühlen als südlich. Diese Beobachtung geht einher mit den kalibrierten Q und α Werten für die jeweiligen Gebiete, welche im Norden mit einem α von 0,001 und einem Q von 420 eine geringere Dämpfung der seismischen Wellen implizieren als im Süden (vgl. Abb. 30). Diese asymmetrische Intensitätsverteilung wird stärker mit der Entfernung zum Epizentrum und wirkt sich somit besonders auf geringe Intensitäten aus. Es zeigt sich dass, je größer das makroseismische Gebiet (d.h. je stärker das Beben oder je tiefer der Herd), desto weniger entspricht es einer Kreisfläche. Genau auf solch einer kreisförmigen Schütterfläche oder genauer gesagt dessen Limit, basiert nun das Schütterflächen-Modell nach Frankel (1994), das zur Magnituden- und Tiefenbestimmung (mit Ausnahme der B&W-Methode) verwendet wird. Obwohl die Intensitätsdatensätze der entsprechenden Beben sehr gut sind, liefern die Ergebnisse Magnitudenabweichungen von $> 0,5$ was nicht zuletzt am meist viel zu tief bestimmten Herd liegt. Generelle Voraussetzung für die Anwendbarkeit des Frankel-Modells zur Magnitudenbestimmung, ist das Vorhandensein von Intensitäten vom Grad 3. Solche geringen Intensitäten basieren ausschließlich auf Fühlbarkeitsangaben, da sie keinerlei Schäden verursachen und oft auch gar nicht als Erdbeben wahrgenommen werden (vgl. Definition des Grades 3 in den Tabellen I, II und III). Vor allem in seismisch sehr aktiven Gebieten, in denen Menschen an Erdbeben gewöhnt sind, werden derart geringe Erschütterungen oft gar nicht gemeldet, weshalb in so einem Fall eine Magnitudenbestimmung mit der Formel nach Frankel (1994) unmöglich ist. Da in Österreich starke Erdbeben relativ selten sind, werden zwar auch sehr geringe Erschütterungen gemeldet, dennoch kann man nicht von der Vollständigkeit oder absoluten Vertrauenswürdigkeit solcher Intensitätsdaten ausgehen.

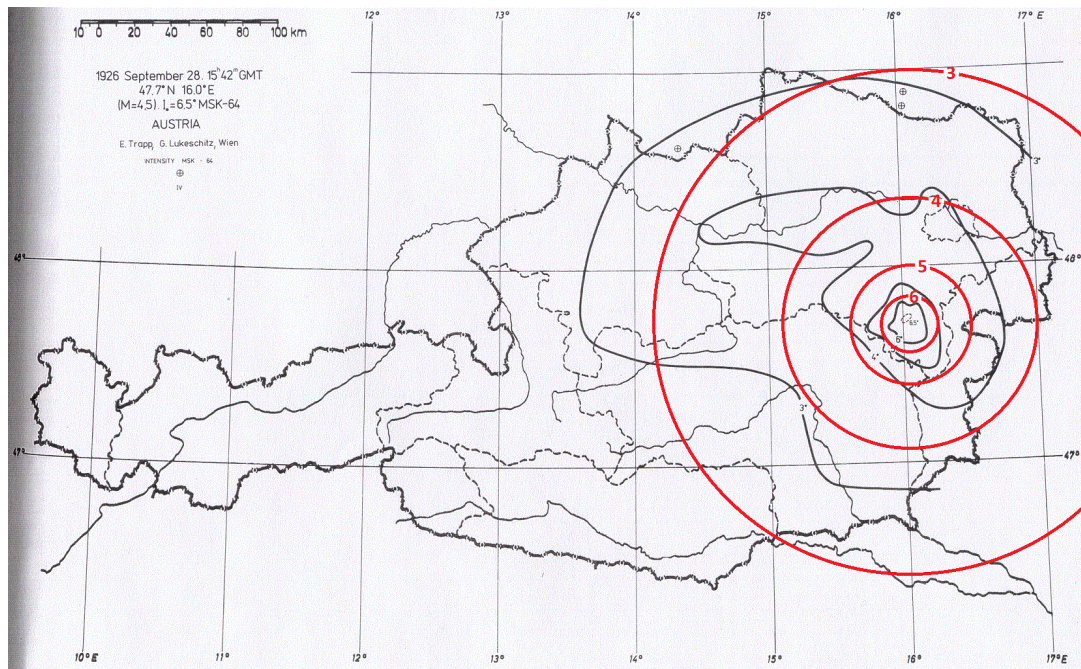


Abbildung 30: Vergleich der gezeichneten Isoseisten eines Bearbeiters der ZAMG (schwarz) mit den über die Frankel-Formel berechnete Isoseiste für $I=3$ und allen weiteren, über die Kövesligethy-Abnahmebeziehung nach innen interpolierten Isoseisten (rot).

Das einzige verwendete Verfahren, welches für sowohl Epizentren- als auch Magnitudenbestimmung ganz ohne Isoseisten auskommt, ist das nach Bakun und Wentworth (B&W). Da die Vorgehensweise genau angegeben ist, sind die Resultate jederzeit reproduzierbar, was natürlich von großem Vorteil ist, da so keine Interpretationsunterschiede verschiedener Bearbeiter in die Auswertung einfließen. Das größte Problem dieser Methode liegt in ihrer Kalibrierung welche sehr sorgfältig für unterschiedliche Regionen mit guten und repräsentativen Datensätzen durchgeführt werden muss. Im direkten Vergleich hat die B&W-Methode am schlechtesten abgeschnitten. In einigen Fällen ergaben sich sogar extreme Abweichungen von 50 km bis hin zu über 100 km vom instrumentellen Epizentrum mit einer angegebenen Unsicherheit in derselben Größenordnung. Das bedeutet, dass die verschiedenen Stichprobenwiederholungen des Bootstrapping sehr unterschiedliche Parameter liefern und dem Endergebnis somit kein großes Vertrauen geschenkt werden darf. Die Analyse zeigt, dass die entsprechenden Intensitätsdatensätze Verstärkungseffekte aufweisen, d.h. IDPs der größten beobachteten Intensität sind vereinzelt in kleinen Bereichen fernab des Epizentrums zu finden. Beim Rasterverfahren bewegt sich der Ort des Epizentrums in die Richtung dieser Anomalien. Da Epizentrum und Magnitude bei diesem Verfahren gemeinsam bestimmt werden, geht ein großer Fehler in der Lage auch zwangsläufig mit einer Fehlbestimmung in der Magnitude einher.

Zur Fehleranalyse kann es hilfreich sein, die Kontrolldateien, in der die einzelnen Schritte des Rasterverfahrens angeführt sind, zu untersuchen. Begonnen beim Zentroid-Epizentrum in Schritt 1 des Verfahrens wird für jede Rasterposition der kleinste

quadratische Mittelwert (RMS) bestimmt um so in Schritt 8 zum optimale Epizentrum mit dazugehöriger Magnitude zu gelangen. Betrachtet man zum Beispiel das Semmering Erdbeben von 1981, so fällt auf, dass in Schritt 7 und 8 des Verfahrens viele verschiedene Koordinaten und Magnituden ähnliche bzw. denselben RMS-Wert liefern (Abb. 31). Das bedeutet, die RMS-Verteilung grenzt die Herdparameter nicht gut ein weshalb die Unsicherheit in den Parametern natürlich viel größer ist, als in Fällen in denen der geringste RMS wesentlich kleiner ist als der Wert davor bzw. danach. Der Fehler in den Epizentralkoordinaten zeichnet sich verständlicherweise in der Magnitudenberechnung ab - besonders im Fall der Bakun-Wentworth-Methode. Dies zeigt sich auch beim Rasterverfahren im Schritt 1 (fett in Abbildung 31), wo das Zentroid-Epizentrum mit einer Abweichung vom instrumentellen Epizentrums von nur 5,4 km auch mit die Magnitude liefert, die am besten dem instrumentellen Magnitudenwert entspricht.

19810522	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error	km Rang	Mw Rang
	Zentroid	47,714	16,015	7	3,1	0,1	9	5	15,33	0,2	1	2
	MEEP	47,553	16,162	27,7	3,3	0,2	15	5	20,34	0	2	1
	Bakun	47,530	17,249	116,6	4,8	0,3			101,51	-1,5	4	4
	Pairwise	47,721	16,462	53,6	3,5	0,5			44,19	-0,2	3	2
instrumentell		47,60	15,90		3,3		8					
Zentroid solution = 47.714 16.015 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.264 (47.459 14.910) 4.6 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.235 (47.952 15.236) 4.3 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.258 (48.443 15.570) 4.7 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.299 (47.225 15.685) 4.3 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.378 (47.714 16.015) 3.5 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.452 (48.201 16.354) 4.4 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.236 (46.986 16.453) 4.6 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.224 (47.471 16.788) 4.4 Step 1 Delta = 64.0 RMS = 0.251 (47.954 17.131) 4.7 Step 2 Delta = 32.0 RMS = 0.266 (47.350 16.235) 4.1 Step 2 Delta = 32.0 RMS = 0.265 (47.593 16.402) 4.0 Step 2 Delta = 32.0 RMS = 0.241 (47.836 16.572) 4.3 ... Step 7 Delta = 1.0 RMS = 0.214 (47.517 17.247) 4.8 Step 7 Delta = 1.0 RMS = 0.214 (47.524 17.253) 4.8 Step 7 Delta = 1.0 RMS = 0.214 (47.532 17.258) 4.8 Step 8 Delta = 0.5 RMS = 0.214 (47.530 17.249) 4.8 Step 8 Delta = 0.5 RMS = 0.214 (47.534 17.252) 4.8 Step 8 Delta = 0.5 RMS = 0.214 (47.538 17.255) 4.8 Step 8 Delta = 0.5 RMS = 0.214 (47.528 17.256) 4.8 Step 8 Delta = 0.5 RMS = 0.214 (47.532 17.258) 4.8												

Step 8	Delta =	0.5	RMS =	0.214	(47.536 17.261)	4.8
Step 8	Delta =	0.5	RMS =	0.214	(47.526 17.262)	4.8
Step 8	Delta =	0.5	RMS =	0.214	(47.530 17.264)	4.8
Step 8	Delta =	0.5	RMS =	0.214	(47.534 17.267)	4.8

Abbildung 31: Auszug aus der Kontrolldatei – Ergebnisse des Rasterverfahrens für die B&W-Methode des Bebens vom 22. Mai 1981.

Neben dem eben erwähnten Fall, dass verschiedene Werte den selben RMS liefern, können noch weitere Fälle unterschieden werden, die Aufschluss bezüglich der Gewissheit der Ergebnisse geben können. Zum Beispiel kann der RMS-Wert hoch oder niedrig sein. Ein hoher RMS bedeutet, dass die Daten dem theoretischen Modell nicht gut entsprechen was eine Unsicherheit in den Ergebnissen impliziert. Ein anderer Fall wäre, dass man einen gut beschränkten, kleinen RMS hat, das Ergebnis aber dennoch falsch ist. Der Grund dafür kann, - so Musson et al. (2007) - eine schlechte Kalibrierung oder ein anormaler Datensatz sein. Genauso könnte natürlich ein schlecht beschränkter RMS, wie in Abbildung 31 ein absolut passendes Ergebnis liefern. Generell sollte man nicht vergessen, dass instrumentellen Werten, welche bei makroseismischen Bestimmungen gerne als „korrekt“ angesehen werden, selbst eine gewisse Unsicherheit anhaftet. Für die untersuchten Beben ist die Lage des Epizentren < 5 km genau und die Magnituden streuen etwa um 0,2. Deshalb ist es nicht ganz auszuschließen, dass in manchen Fällen makroseismische Bestimmungen die präziseren Ergebnisse liefern. Unter den Testbeben befinden sich einige Beben, deren Magnitude und Herdtiefe manuell berechnet wurden – Magnituden und Tiefen sind in den Datentabellen entsprechend mit einem Stern gekennzeichnet.

Die Ergebnisse liefern für alle drei Untersuchungsgebiete sehr ähnliche Muster (Abb. 33 a-c und Abb. 34 a-c). Die Ergebnisse der Zentroid- und Meep-Methode liefern sehr ähnliche Ergebnisse für die Lage des Epizentrums wobei im direkten Vergleich die Zentroid-Methode in allen Gebieten geringfügig besser abgeschnitten hat. Die Magnitude ist für größere Beben bei beiden Methoden meist etwas unterbestimmt, für kleine Beben hingegen überbestimmt. Das könnte mit der Tiefe zusammenhängen, da diese in die Magnitudenberechnung einfließt und für kleine Erdbeben oft stark überbestimmt ist. Die Pairwise-Methode liefert im Süden und Westen ebenfalls ähnlich gute Ergebnisse wie die Zentroid- und Meep-Methode. Auch die Magnituden sind für stärkere Beben eher unter- und für kleinere überbestimmt obwohl bei dieser Methode keine Herdtiefe berücksichtigt wird. Im Norden zeigen sich jedoch immer wieder Abweichungen vom Epizentrum > 60 km. Bei den entsprechenden Beben handelt es sich um sehr schlechte makroseismische Datensätze mit nur sehr wenigen Intensitätsdatenpunkten. Im Falle solcher Datensätze haben die ersten beiden Methoden wesentlich besser abgeschnitten. Das schlechteste Ergebnis sowohl in Lage als auch Magnitude liefert in alle drei Gebieten ganz eindeutig die Bakun und Wentworth-Methode. Betrachtet man Abbildung (34a-c), in der die instrumentell bestimmten Magnituden gegen die berechneten aufgetragen sind, so zeigt sich, dass Magnituden $< 3,5$ sehr stark überbestimmt sind wohingegen die

Übereinstimmung für $M_w > 3,5$ sogar besser ist als bei den anderen Methoden. Dieses Muster wurde bereits bei der Kalibrierung der B&W-Methode (Kapitel 4.3) beobachtet und lässt vermuten, dass für verschieden starke Beben, unterschiedlichen Abnahmebeziehungen aufgestellt werden müssen. Eine solche Notwendigkeit wirft jedoch weitere Probleme auf - so muss etwa ein Magnitudengrenzwert für kleine und große Beben festgelegt werden. Weiteres müssen für die Kalibrierung geeignete Beben gefunden werden, von denen sowohl instrumentell bestimmte Parameter als auch sehr gute makroseismische Intensitätsdatensätze existieren. Was die Regionalisierung der Methode betrifft, so zeigt sich kein großer Unterschied in den drei unterteilten Gebieten. Obwohl die B&W-Methode für ganz Österreich kalibriert wurde, weisen alle drei Regionen ein sehr ähnliches Fehler-Muster auf.

Um zu veranschaulichen wie die vier Methoden im direkten Vergleich abgeschnitten haben, wurden die Ergebnisse für Magnitude und Epizentrum mit 1 (bestes Ergebnis) bis 4 (schlechtestes Ergebnis) bewertet und die Rangsummen in Tabelle VIII dargestellt.

Tabelle VIII			
Summe der Ergebnistränge			
	Norden	Süden	Westen
Anzahl der Beben	52	38	23
Entfernung			
Methode	total	total	total
Zentroid	107	78	47
MEEP	118	98	49
Bakun	151	114	69
Pairwise	139	89	59
Magnitude			
Methode	total	total	total
Zentroid	87	67	39
MEEP	82	65	37
Bakun	158	112	71
Pairwise	104	59	37

In Abbildung (33) wurden die Lage- und Magnitudenfehler der vier Methoden für das jeweilige Gebiet dargestellt und die Perzentile P90, P80 und P90 berechnet. Unterhalb dieser Magnituden- bzw. Entfernungsgrenzwerte liegen 90%, 80% und 70% aller Datenpunkte (Abb. 32).

NORDEN	Perzentil	90%	80%	70%
	Magnitude	1,2	0,7	0,6
	Entfernung	55,2 km	15 km	9,3 km
SÜDEN	Perzentil	90%	80%	70%
	Magnitude	0,7	0,5	0,4
	Entfernung	15,5 km	9,3 km	7,7 km
WESTEN	Perzentil	90%	80%	70%
	Magnitude	0,9	0,6	0,4
	Entfernung	12 km	8,3 km	6,6 km

Abbildung 32: Perzentile P90, P80 und P70 für Magnitude und Epizentraldistanz.

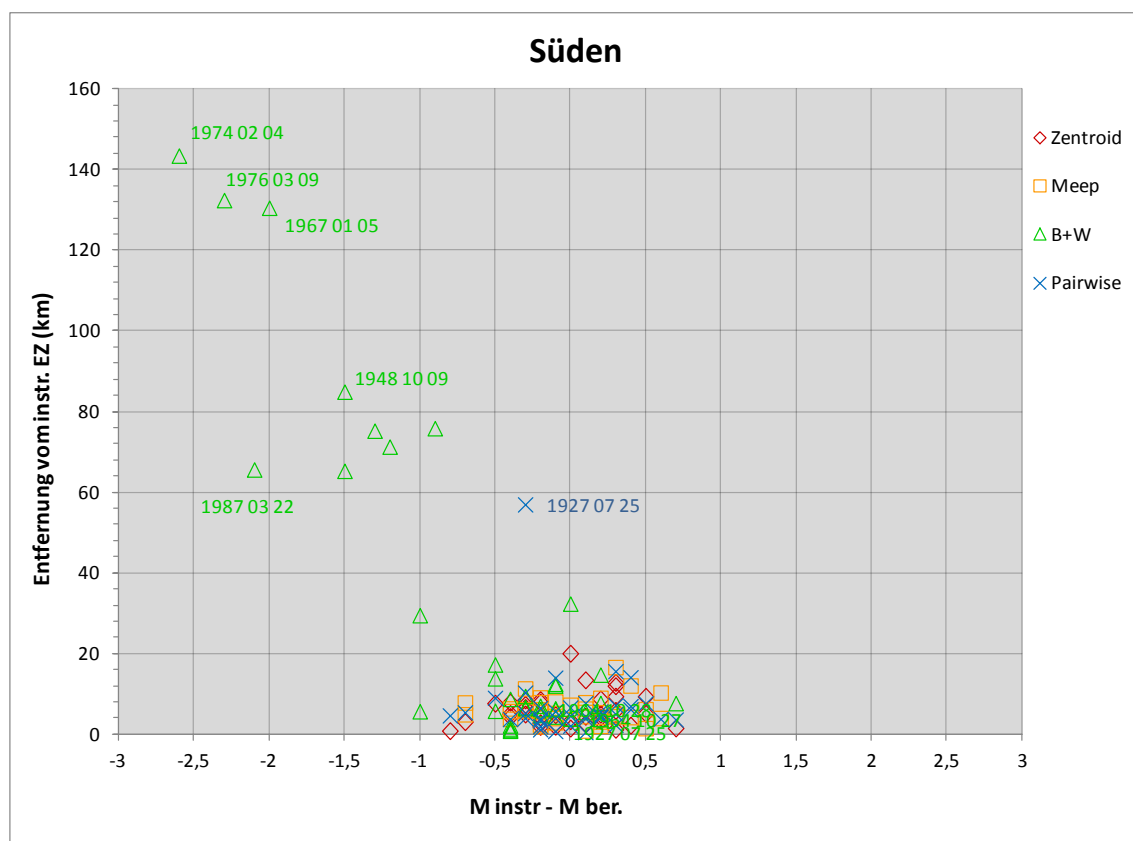


Abbildung 33a): Darstellung der Entfernung der bestimmten Epizentren zu den instrumentellen Epizentren gemeinsam mit dem jeweiligen Magnitudenfehler ($M_{\text{instrumentell}} - M_{\text{berechnet}}$) für die Testbeben im Süden.

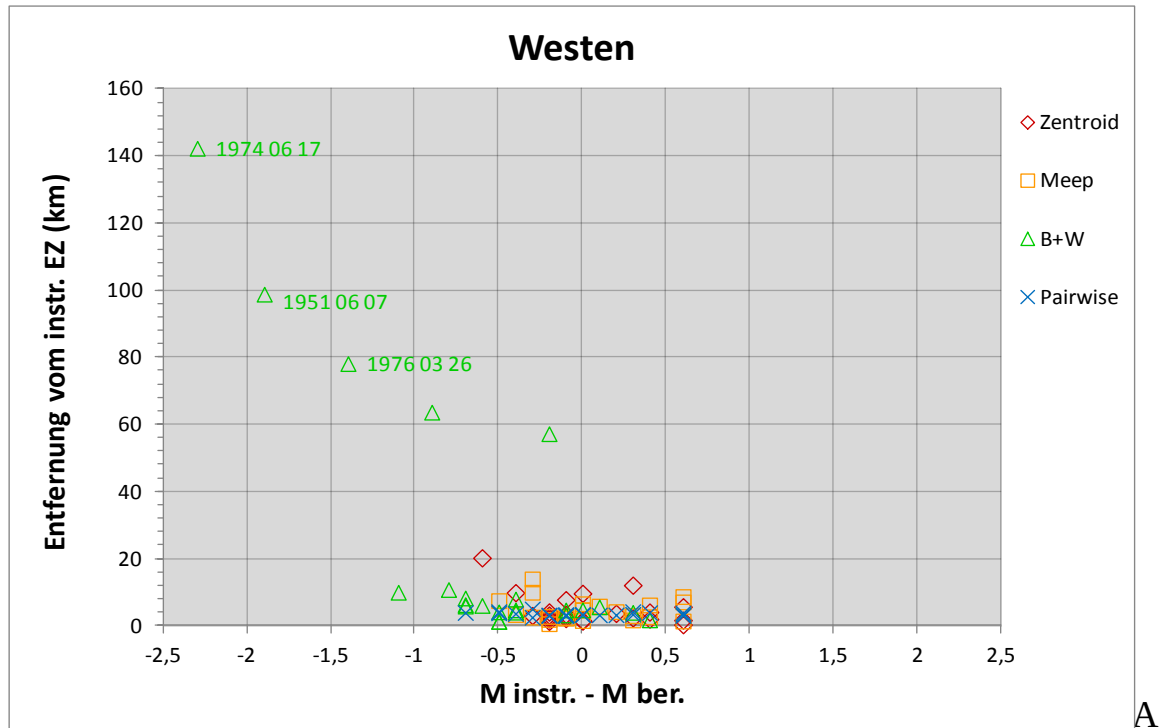


Abbildung 33b): Darstellung der Entfernung der bestimmten Epizentren zu den instrumentellen Epizentren gemeinsam mit dem jeweiligen Magnitudenfehler (M instrumentell – M berechnet) für die Testbeben im Westen

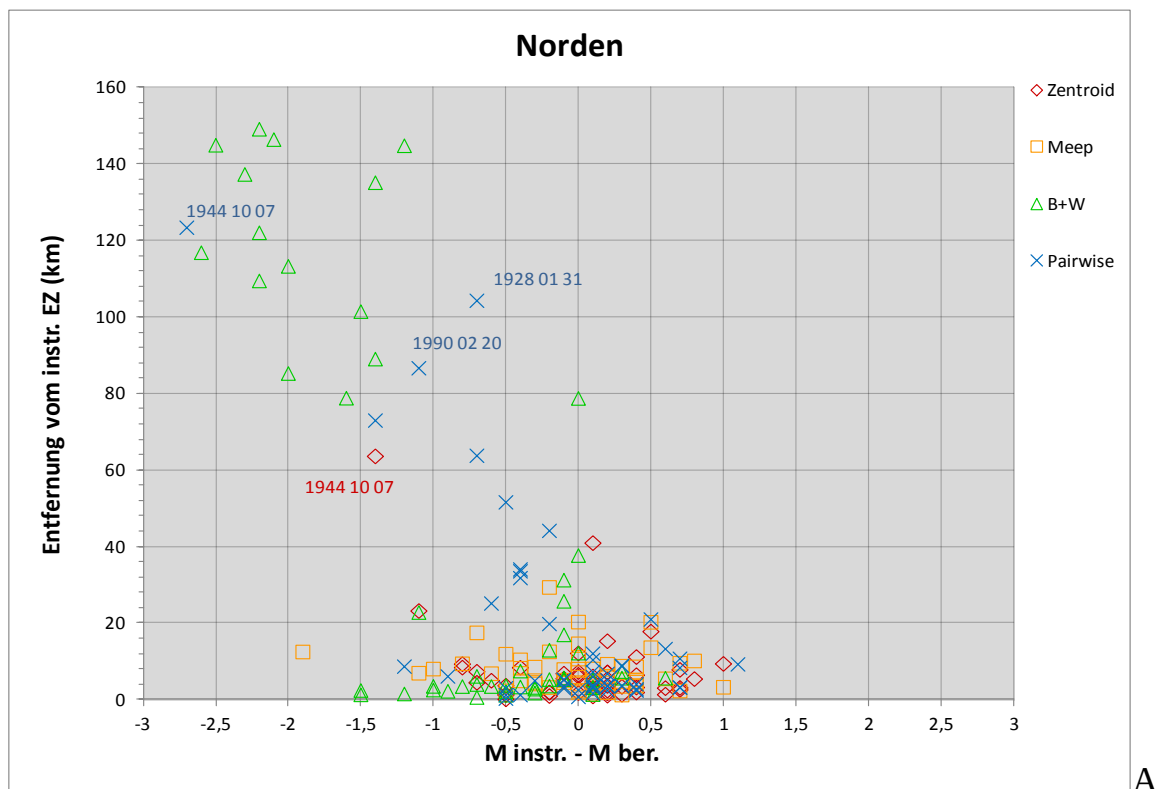


Abbildung 33c): Darstellung der Entfernung der bestimmten Epizentren zu den instrumentellen Epizentren gemeinsam mit dem jeweiligen Magnitudenfehler (M instrumentell – M berechnet) für die Testbeben im Norden.

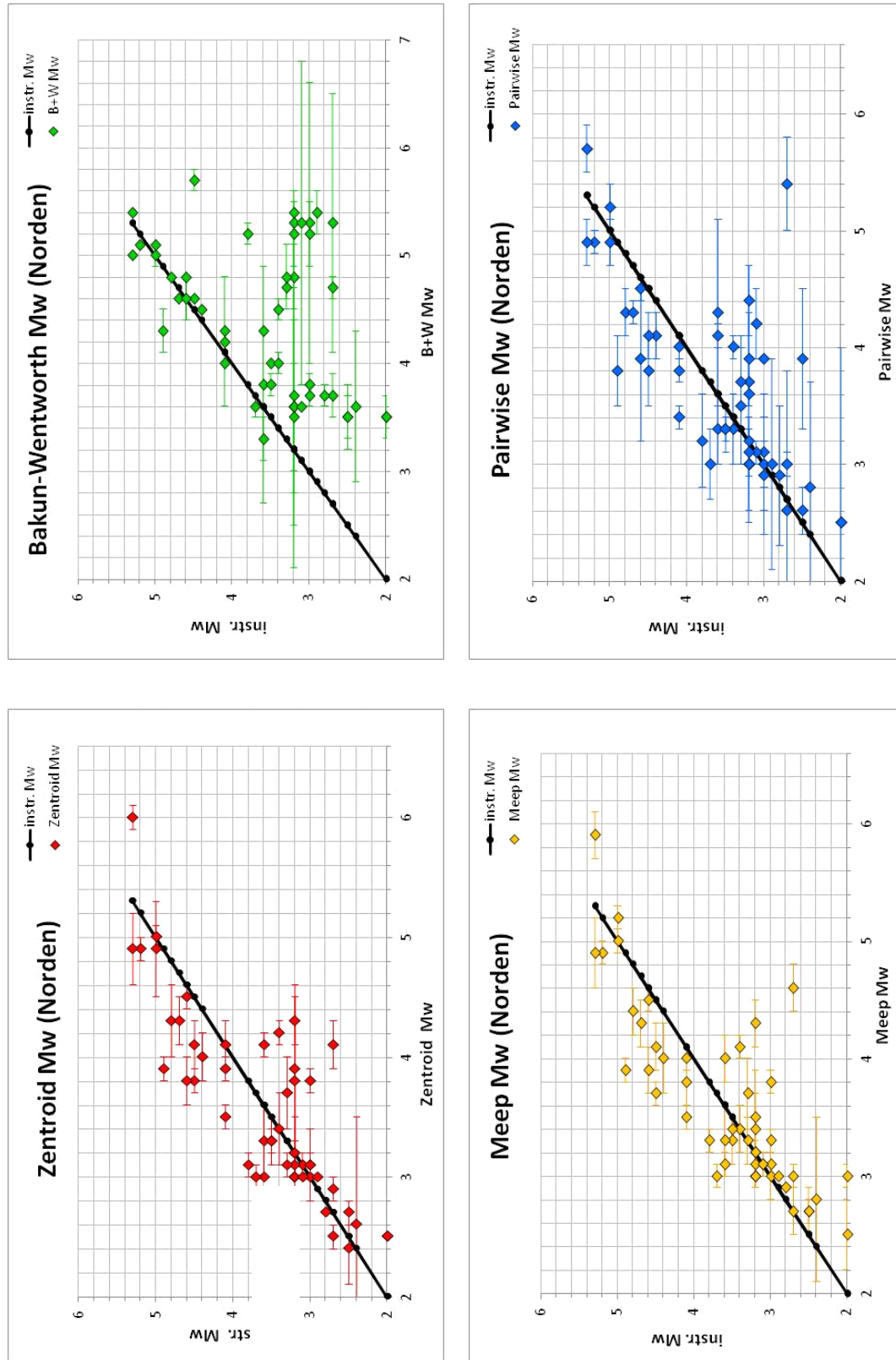


Abbildung 34a): Übereinstimmung der, über die Zentroid-, Meep-, B&W- und Pairwise-Methode berechneten Magnituden mit den instrumentell bestimmten Werten für den Norden.

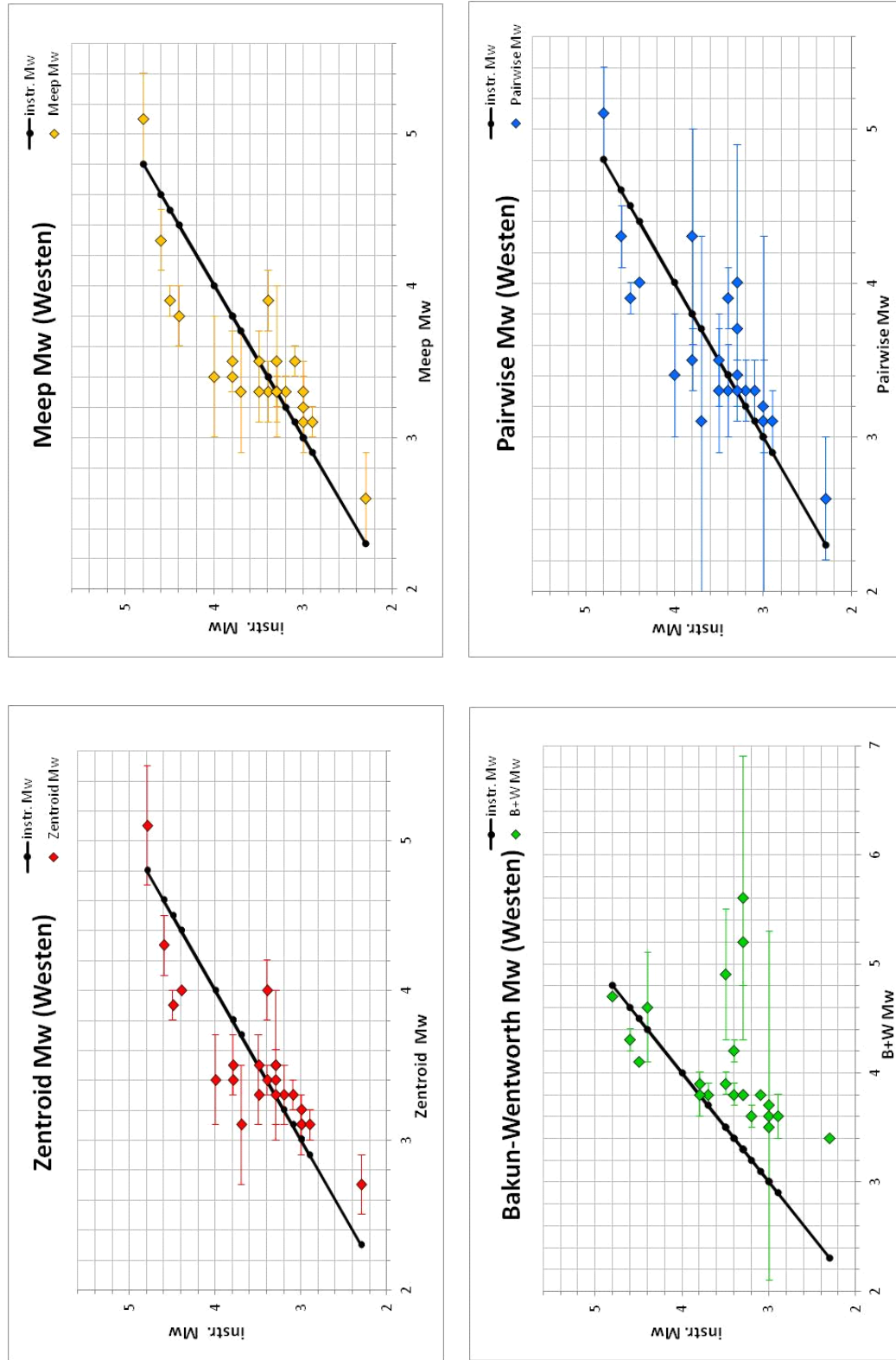


Abbildung 34b): Übereinstimmung der, über die Zentroid-, Meep-, B&W- und Pairwise-Methode berechneten Magnituden mit den instrumentell bestimmten Werten für den Westen.

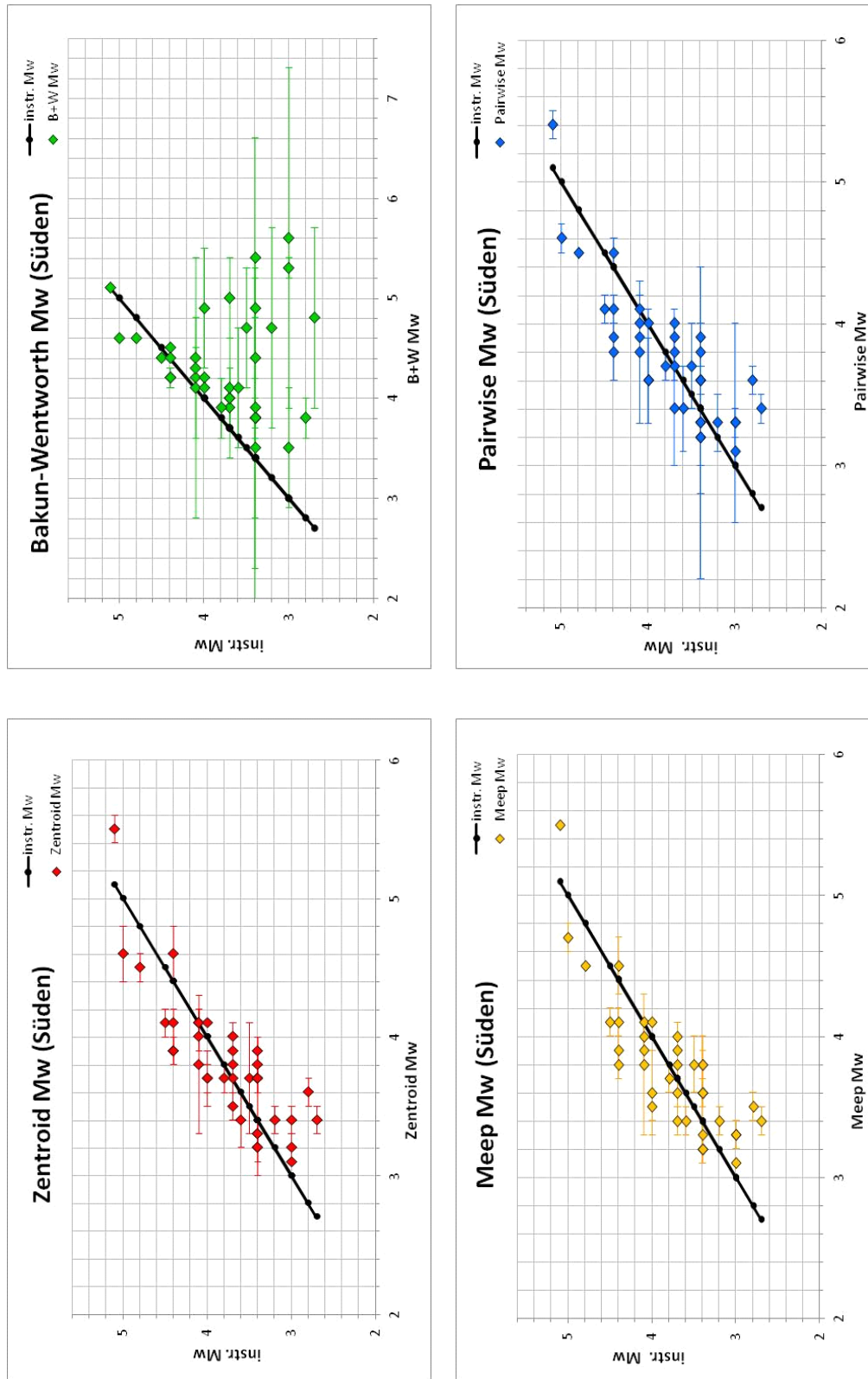


Abbildung 34c): Übereinstimmung der, über die Zentroid-, Meep-, B&W- und Pairwise-Methode berechneten Magnituden mit den instrumentell bestimmten Werten für den Süden.

Schlussfolgerung

Für die Erweiterung der Erdbebenkataloge in die Vergangenheit zur Verbesserung der seismischen Gefährdungsanalyse in Österreich, wurden unterschiedliche Methoden zur Bestimmung von Erdbebenparametern wie Epizentrum, Magnitude und Herdtiefe aus makroseismischen Intensitätsdaten getestet. Die vier Verfahren zur Ermittlung der Lage des Epizentrums sind i) die Zentroid-Methode, basierend auf dem BOXER-Verfahren nach Gasperini et al. (1999) bei der das Baryzentrum als Zentroid der höchsten beobachteten Intensitäten angesehen wird, ii) die Meep-Methode nach Musson und Jimenez (2009), die über die durch Anpassung der Kövesligethy-Abnahmebeziehung an das makroseismische Feld das optimale Epizentrum sucht, wobei die Epizentralintensität I_0 die maximale beobachtete Intensität I_{max} bis zu einem vorgegebenen Grad überschreiten darf, iii) das Verfahren nach Bakun und Wentworth, in der über eine Abnahmebeziehung das Epizentrum sowie die Magnitude direkt aus den individuellen Intensitätsdatenpunkten berechnet werden und iv) die Pairwise-Methode basierend auf einem Verfahren nach Shumila bei der Paare unterschiedlicher Intensitäten gebildet werden wobei das Epizentrum der Punkt ist, der den höheren Intensitäten aller Paare am nächsten ist. Zur Optimierung der Lage der Meep-, B&W- und Pairwise-Epizentren wird ein 128 km x 128 km großes Raster mit anfänglichem Rasterabstand von 64 km und dem Zentroid-Epizentrum als Startposition erstellt. Die Rasterabstände werden in acht Iterationsschritten halbiert und bei jeder Iteration der Rasterpunkt mit dem kleinsten quadratischen Mittelwert ermittelt. Dieser gilt wiederum als Startposition des nächsten Iterationsschritts und beschreibt im letzten Schritt das optimale Epizentrum. Die Magnitude (mit Ausnahme der B&W-Methode, bei der Epizentrum und Magnitude gemeinsam über die selbe Abnahmebeziehung bestimmt werden) wird bestimmt über eine Methode nach Frankel (1994), bei der die gesamte Schütterfläche eines Erdbebens über die Grenze der menschlichen Wahrnehmbarkeit für Lg-Wellen definiert wird. Da einige dieser Methoden auf Intensitätsabnahmebeziehungen basieren, deren Koeffizienten von der geologischen Beschaffenheit eines Gebietes abhängen, wurde beschlossen, Österreich in drei Zonen einheitlicher Bebenparameter zu unterteilen – Norden, Süden und Westen. Die für die drei Gebiete zu bestimmenden Abnahmeparameter beinhalten den seismischen Abnahmekoeffizienten α sowie den Iseisten-Skalierungsfaktor k der Kövesligethy-Formel und den Gütefaktor Q für Lg-Wellen als auch einen Skalierungsfaktor C des Schütterflächenmodells zur Magnitudenbestimmung. Die Kalibrierung erfolgte über das Kalibrierungsprogramm CALIMEEP bei dem, durch Angabe von Q und α , die entsprechenden Koeffizienten k und C sowie der sich ergebende Fehler zwischen instrumenteller und berechneter Magnitude ermittelt werden. Die Q und α Werte wurden systematisch variiert, bis das Wertepaar gefunden wurde, bei dem der Fehler ein Minimum ergab. Dies lieferte für den Norden die Werte $Q=400$, $\alpha=0,001$, $k=3$, $C=1,35$, für den Süden die Werte $Q=250$, $\alpha=0,018$, $k=2,2$, $C=1,52$ und für den Westen die Werte $Q=250$, $\alpha=0,006$, $k=3,5$ und $C=1,58$. Die B&W-Abnahmebeziehung wurde für ganz Österreich kalibriert, da es für die Kalibrierung Erdbeben mit sehr guten makroseismischer Datensätzen für alle vorkommenden Magnituden bedarf. Unter den

untersuchten Testbeben waren nicht genügend hinreichend gute Datensätze um eine Kalibrierung für jede einzelne Region durchzuführen. Die Kalibrierung zeigte gute Anpassung für größere Beben mit vielen Intensitätsdatenpunkten, jedoch eine Überbestimmung in der Magnitude kleinerer Beben etwa $< M_w 4$. Diese Ungleichheit konnte auch durch die verschiedenen Kalibrierungsversuche wie etwa gemittelte Epizentralentfernungen, weglassen der Intensitätsbeobachtungen vom Grad 3 oder die Verwendung von ausschließlich ganzzahligen Intensitäten nicht beseitigt werden. Die schlechten Ergebnisse der Methode für kleinere Beben spiegeln sich auch in den ausgewerteten Ergebnissen sowohl für Magnitude als auch Epizentrum wieder, weshalb vermutet wird, dass Ereignisse unterschiedlicher Stärke für die B&W-Methode unabhängig voneinander kalibriert werden sollten. Weiteres ist die Methode unter der Anwendung des Rasterverfahrens anfällig für Verstärkungseffekte, ein Problem das nur schwer umgangen werden kann. Die Pairwise-Methode zeigt Schwächen für Datensätze mit nur wenigen IDPs was oft bei sehr kleinen Erschütterungen der Fall ist, von denen es in Österreich viele gibt. Die Zentroid- und Meep-Methode haben vergleichsweise etwas besser abgeschnitten. So liegen 90% aller bestimmten Epizentren innerhalb eines Umkreises von ~ 10 km vom instrumentellen Epizentrum. Die über das Bootstrapping Verfahren bestimmten Unsicherheiten grenzen den Fehler in der Lage des Epizentrums in den meisten Fällen sehr gut ein. Nur in selten liegt das bestimmte Epizentrum außerhalb dieser Schwelle. Es darf natürlich nicht vergessen werden, dass auch den instrumentell bestimmten Epizentren ein gewisser Fehler in ihrer exakten Lage von ca. 5 km anhaftet. Was die Magnituden angeht so liegen 90% der Ergebnisse der Zentroid-, Meep- und Pairwise-Methode zwischen $\pm 0,8$ und $\pm 0,5$ M_w (Abb. 35). Da bei einigen der Testbeben die Magnitude berechnet bzw. geschätzt wurde und oft auch eine Konvertierung von Lokal-Magnitude zu Momenten-Magnitude stattgefunden hat, sind auch die instrumentellen Magnitudenwerte nicht absolut korrekt. Grundsätzlich liefert jede Methode unterschiedliche Ergebnisse für die Lage des Epizentrums und die Magnitude eines gegebenen Intensitätsdatensatzes, wenn oft auch nur geringfügig. Auch hat keiner der untersuchten Methode durchwegs am besten in der Parameterbestimmung abgeschnitten. Vielmehr sollten die Methoden gemeinsam verwendet werden und anhand des Intensitätsdatensatzes entschieden welchem Ergebnis vertraut werden darf. Abnahmebeziehungen welche die Epizentralintensität beinhaltet, sind generell mit gewisser Vorsicht zu verwenden. Dennoch scheint eine solche Form der Abnahmebeziehung wie die Beziehung nach Kövesligethy für kleinere Beben < 6 M_w recht gut zu funktionieren. Jedoch sollte zuvor eine genauere Bestimmung des Kövesligethy- α für Österreich mit ausgewählten modernen Datensätzen durchgenommen werden. Die Herdtiefenbestimmung mit dem in MEEP 2.0 verwendeten Verfahren in vielen Fällen mehr als unzufriedenstellend weshalb hier andere Beziehungen womöglich bessere Ergebnisse liefern. Methoden die auf den höchsten Intensitäten basieren sind hingegen nur geeignet wenn sich die höchsten beobachteten Intensität auch wirklich am Epizentrum - und nur dort - befinden. Eine Methode wie die nach Frankel zur Bestimmung der Magnitude ist lediglich für Datensätze mit ausreichend IDPs vom Grad 3 geeignet, was für viele österreichische Beben auch zutrifft. Abnahmebeziehungen wie die nach Bakun und Wentworth könnten gute Ergebnisse liefern wenn sie ausreichend

sorgfältig kalibriert werden. Ob sich der große Aufwand für Österreich lohnt ist fraglich, da es schwierig sein könnte ausreichend gute Datensätze für Beben unterschiedlicher Regionen und Stärke für die Kalibrierung zu finden. Sehr ähnliche Ergebnisse lieferte eine Studie in der die B&W-Methode u.a. für die Schweiz (deren geologischen Verhältnisse denen von Österreich ähnlich sind) kalibriert und auf Testbeben angewandt wurde.

NORDEN								
Magnitude ($\pm$)				EZ-Distanz (km)				
Perzentil	90%	80%	70%		Perzentil	90%	80%	70%
Zentroid	0,8	0,7	0,5		Zentroid	12	8,3	7
Meep	0,8	0,7	0,4		Meep	13,5	10,4	8,7
B&W	2,2	1,5	1,2		B&W	133,9	99	35,8
Pairwise	0,9	0,7	0,5		Pairwise	50,9	24,4	10,6
SÜDEN								
Magnitude ($\pm$)				EZ-Distanz (km)				
Perzentil	90%	80%	70%		Perzentil	90%	80%	70%
Zentroid	0,5	0,4	0,3		Zentroid	10,1	8,5	7,6
Meep	0,5	0,4	0,3		Meep	9,4	7,9	6,3
B&W	1,7	1,1	0,7		B&W	78,5	65,4	17
Pairwise	0,5	0,4	0,3		Pairwise	11,3	7,4	6,4
WESTEN								
Magnitude ($\pm$)				EZ-Distanz (km)				
Perzentil	90%	80%	70%		Perzentil	90%	80%	70%
Zentroid	0,6	0,4	0,3		Zentroid	9,9	7	4,2
Meep	0,6	0,4	0,3		Meep	8,5	7	6
B&W	1,3	0,8	0,7		B&W	75,3	38,7	9
Pairwise	0,6	0,5	0,4		Pairwise	10,4	8,1	7

Abbildung 35: Für den Norden, Süden und Westen wurden für jede einzelne Methode der Fehlergrenzwert bestimmt unter welchen 90%, 80% und 70% der Ergebnisse liegen.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Karte der Erdbebenzonen aus der ÖNORM EN 1998-1. In Österreich betragen die höchsten „effektiven“ horizontalen Bodenbeschleunigungen bei einer mittleren Wiederholungsperiode 'T _m ' von 475 Jahren dann ca. 1 m/s ² was vergleichbar mit dem Intensitätsgrad VII ist (vgl. Lenhardt, 2007).	3
Abbildung 2: Klassifizierung von Bauwerkstypen nach ihrer Verletzbarkeit (EMS-98).	13
Abbildung 3: Vergleich zweier Skalen durch partiell überlappende Rechtecke; dies ist ein fiktives Beispiel zur Demonstration des allgemeinen Prinzips (Quelle: Musson et al., 2010).	15
Abbildung 4: Aufnahme der Auswirkungen des Schwadorf Bebens von 1927 (Foto aus den Archiven der ZAMG Wien).	17
Abbildung 5: Symbole zur Darstellung von Intensitätsgraden, wobei jene für Intensitäten 2 – 9 internationaler Standard sind. Für Werte 10 – 12 bzw. „felt“ und „not felt“ existieren keine Standardsymbole. Die hier angeführten sind lediglich Möglichkeiten der Darstellung.	19
Abbildung 6: Beispiel einer Isoseistenkarte eines Erdbebens bei Ebreichsdorf, Niederösterreich (Quelle: ZAMG Wien).	20
Abbildung 7: Mögliche Fehlinterpretation durch eine ungleiche Populationsverteilung. Der leere Stern zeigt das (fälschlich) vermutete Epizentrum am Ort der meisten Meldungen. Der volle Stern zeigt das viel wahrscheinlichere Epizentrum unter Berücksichtigung der Bevölkerungsverteilung (Quelle: Musson et al. 2007).	21
Abbildung 8: Beziehung zwischen spektraler Dichte und Intensität. 1 = lineare Regression, 2 = Mittelwert ± Standardabweichung der Daten. Man nimmt an, dass die Varianz (σ^2) der $\log Af$ Werte bei denjenigen Frequenzen fR am geringsten sind, die am „repräsentativsten“ für die seismische Wirkung der jeweiligen Intensität sind (Quelle: Sokolov und Chernov, 1998).	24
Abbildung 9: Erdbebenaktivität des Mittelmeerraumes und nördliche angrenzenden Teilen Europas; Daten nach Grünthal und Wahlström (2003, ergänzt).	25
Abbildung 10: Westlicher Teil der Eurasischen Platte mit den angrenzenden Platten sowie ihre Bewegungsrichtungen, nach Grünthal und Stromeyer, (1992). 1 Richtung des Bewegungsvektors relativ zu Europa und/oder Richtung der an den Plattengrenzen angreifenden Kräfte; 2 tektonisches Extensionsregime; 3 hauptsächliche Plattengrenzen; 4 Kollisionsfronten; 5 Subduktionsfronten; 6 weitere Bruchstörung erster Ordnung und ihr Bewegungssinn. MP: Anatolische Mikroplatten, PB:	

Pannonisches Becken, NAF: Nordanatolische Störungszone, AP: Apulischer Sporn. (Quelle: Grünthal (2004), Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext; Abb. 4).....	26
Abbildung 11: Erdbebenkarte für Österreich mit den Epizentralintensitäten nach der EMS-98 (Quelle: ZAMG Wien).....	27
Abbildung 12: Unterteilung von Österreich in drei Gebiete – Norden, Süden und Westen – mit den Epizentren der stärksten Erdbeben in der Geschichte Österreichs (Quelle: Hammerl und Lenhardt, 1997).	28
Abbildung 13: Testbeben unterteilt in die 3 Zonen Österreichs: Norden (gelb), Süden (grün) und Westen (blau). Die Sterne bezeichnen 21 Erdbeben, die zur Kalibrierung der Bakun-Wentworth Methode verwendet wurden (vgl. Abschnitt 4.3).....	30
Abbildung 14: Durch geometrische Ausbreitung von Oberflächenwellen auf einer lateral homogenen Erde ergibt sich ein „Wellenfrontring“, dessen Umfang mit $a \sin \Delta$ variiert (Quelle: Stein und Wysession, 2003).....	37
Abbildung 15: Über die Beziehung von Kövesligethy (9) ermittelte Abhängigkeit des Isoleistenradius (Entfernung) von der Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ für Absorptionskoeffizienten von $\alpha = 0,001$ (oben) und $\alpha = 0,02$ (unten). Die Parameter an den Kurven geben die jeweiligen Herdtiefen an. (quelle: Meskouris et al. 2007).	38
Abbildung 16: Prinzip des Rasterverfahrens (Quelle: Musson, 2009).	40
Abbildung 17: Prinzip der Lagebestimmung des MEEP-Epizentrums (Quelle: Musson, 2009).....	41
Abbildung 18: Prinzip der Lokalisierung des „Pairwise“-Epizentrums (Quelle: Musson, 2009).....	44
Abbildung 19: Logarithmus der Schütterfläche aufgetragen gegen M für globale SKR Daten (Kreise, von Johnston, 1993) und Daten aus Kalifornien (Dreiecke, von Hanks et al., 1975; Hanks und Johnston, 1992). Durchgezogene und gestrichelte Linien sind Anpassungen an die jeweiligen Daten mittels Formel (25) mit fixem m bei 0,5.	45
Abbildung 20: Tieferer Beben sind über größere Flächen hinweg fühlbar und an der Oberfläche werden größere Isoleistenabstände beobachtet (Quelle: Musson et al., 2007).....	47
Abbildung 21: Links: Eine Schicht geringer seismischer Geschwindigkeit (engl.: low-velocity layer) zwischen zwei Schichten höherer Geschwindigkeit fungiert als Wellenleiter. Wellen fallen an jeder Schichtgrenze mit einem Winkel $>$ kritischen Winkel ein und werden somit total reflektiert. Rechts: Der SOFAR Kanal, eine low-velocity Zone (rechts) im Ozean, fungiert als Wellenleiter wie anhand der Strahlenwege, ausgehend von einer Quelle innerhalb des Kanals, dargestellt (links). (Quelle: Stein und Wysession 2003, S.70, Fig. 2.5-11).....	56

Abbildung 22: Die Grenze der Schütterfläche nach Frankel dargestellt für die jeweiligen Magnitudenwerte. Entsprechend der ermittelten Q und C Werte für die drei Regionen zeigt sich, dass die Abschwächung der seismischen Energie im Norden am geringsten ist und Erschütterungen über weitere Distanzen wahrnehmbar sind als im Süden und Westen des Landes.	61
Abbildung 23: Abhängigkeit des Iseisenradius (Entfernung zum Epizentrum) von der Intensitätsdifferenz $I_0 - I$ für die Absorptionskoeffizienten α und der drei Regionen. Der Norden mit $\alpha = 0,001$ und $k = 3$ (oben), der Süden mit $\alpha = 0,018$ und $k = 2,2$ (Mitte) und der Westen mit $\alpha = 0,006$ und $k = 3,5$ (unten). Die Abhängigkeit wurde für unterschiedliche Herdtiefen dargestellt.	62
Abbildung 24: Für alle Kalibrierungsbeben wurden für den jeweiligen Intensitätsgrad die Hypozentraldistanzen aufgetragen und ihr arithmetischer Mittelwert (rote Quadrate), der Median (grüne Dreiecke) sowie ± 1 Standardabweichung vom Mittelwert bestimmt. IDPs größer ± 2 Standardabweichung wurden getrimmt.	64
Abbildung 25: Ausschließlich ganze Intensitätsgrade wurden gegen die Hypozentraldistanzen geplottet und ihr arithmetischer Mittelwert (rote Quadrate), der Median (grüne Dreiecke) sowie ± 1 Standardabweichung vom Mittelwert bestimmt. IDPs größer ± 2 Standardabweichung wurden getrimmt.	65
Abbildung 26: Mittelwerte der Hypozentraldistanzen alle Testbeben für die jeweilige Intensitätsstufe	66
Abbildung 27: Übereinstimmung zwischen instrumentellen und berechneten Kalibrierungsbeben- Magnituden.	67
Abbildung 28: Beim Beben vom 7. Oktober 1944 bei Berndorf wurde an mehreren Orten die höchste Intensität beobachtet was zu unterschiedlich großen Fehlbestimmungen der getesteten makroseismischen Methoden führt. So befindet sich etwa das Zentroid-Epizentrum am geometrischen Schwerpunkt aller Orte, an denen die höchste Intensität beobachtet wurde, und liegt somit rund 64 km vom instrumentellen Epizentrum (blauer Stern) entfernt. (Iseisenkarte aus den Archiven der ZAMG Wien)	69
Abbildung 29: Vergleich der berechneten Iseisenmodelle nach Frankel (grün) und der, offensichtlich unrealistischen Darstellung der 84-Perzentilabstände (rot) mit der (subjektiven) Interpretation der Intensitätsverteilung (schwarz) (Diskussion siehe Text). (Quelle: ZAMG Wien).	70
Abbildung 30: Vergleich der gezeichneten Iseisen eines Bearbeiters der ZAMG (schwarz) mit den über die Frankel-Formel berechnete Iseiste für $I=3$ und allen weiteren, über die Kövesligethy-Abnahmebeziehung nach innen interpolierten Iseisen (rot).	72

Abbildung 31: Auszug aus der Kontrolldatei – Ergebnisse des Rasterverfahrens für die B&W-Methode des Bebens vom 22. Mai 1981.	74
Abbildung 32: Perzentile P90, P80 und P90 für Magnitude und Epizentraldistanz.	76
Abbildung 33abc): Darstellung der Entfernung der bestimmten Epizentren zu den instrumentellen Epizentren gemeinsam mit dem jeweiligen Magnitudenfehler ($M_{\text{instrumentell}} - M_{\text{berechnet}}$) für die Testbeben im Süden, Westen und Norden.	76
Abbildung 34abc): Übereinstimmung der, über die Zentroid-, Meep-, B&W- und Pairwise-Methode berechneten Magnituden mit den instrumentell bestimmten Werten für den Norden Westen und Süden.	78
Abbildung 35: Für den Norden, Süden und Westen wurden für jede einzelne Methode der Fehlergrenzwert bestimmt unter welchen 90%, 80% und 70% der Ergebnisse liegen.....	83

Literaturverzeichnis

- (1) ALBARELLO, D. und D'AMICO, V. (2004), *Attenuation Relationship of macroseismic Intensity in Italy for probabilistic seismic Hazard Assessment*, Boll. Geofis. Teorica Appl. 45, pp. 271-284.
- (2) ALBARELLO, D., BERARDI, A., MARGOTTINI, C. und MUCCIARELLI, M. (1995), *Macroseismic Estimates of Magnitude in Italy, Pure and Applied Geophysics*, Vol. 145, pp. 297-312.
- (3) BAKUN, W. H. (2006), *Estimating Locations and Magnitudes of Earthquakes in Southern California from Modified Mercalli Intensities*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 96, No. 4a, pp. 1278-1295.
- (4) BAKUN, W. H. und WENTWORTH, C. M. (1997), *Estimating Earthquake Location and Magnitude from Seismic Intensity Data*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 87, No. 6, pp. 1502-1521.
- (5) BLAKE, A. (1941), *On the Estimation of focal Depth from macroseismic Data*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 31, pp. 225-231.
- (6) BOSCHI, E.; GUIDOBONI, E.; FERRARI, G.; VALENSISE, G. und Gasperini, P. (1997), *Catalogo di Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, ING-SGA, Bologna, p. 644.
- (7) CANCANI, A., (1904), *Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue*, Gerlands Beiträge Geophysik, 2: pp. 281-283.
- (8) CECIC, I., und MUSSON, R. M. W., (2004), *Macroseismic Surveys in Theory and Practice*, Natural Hazards 31: pp. 39-61.
- (9) DAVISON, C. (1921), *A manual of seismology*, Cambridge University Press.
- (10) EVERNDEN, J. F.; KOHLER, W. M. und CLOW, G.D. (1981), *Seismic intensities of earthquakes in the conterminous United States – their prediction and interpretation*, U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 1223, p. 56.
- (11) FRANKEL, A. (1994), *Implications of Felt Area-Magnitude Relations for Earthquake Scaling and the Average Frequency of Perceptible Ground Motion*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 84, No. 2, pp. 462-465.
- (12) GASPERINI, P.; BERNADINI, F.; VALENSISE, G. und BOSCHI, E. (1999), *Defining Seismogenic Sources from Historical Earthquake Felt Reports*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 89, No. 1, pp. 94-110.
- (13) GRÜNTAL, G. (1998), *European Macroseismic Scale 1998*, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, Conseil de l'Europe, Luxembourg.

- (14) GRÜNTAL, G., MAYER-ROSA, D. und LENHARDT, W. (1998), *Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten – Deutschland, Österreich, Schweiz*, Bautechnik 75, 10, pp. 753-767, Verlag Ernst & Sohn, Berlin.
- (15) GRÜNTAL, G. (2004), *Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext*, Geographie und Schule, 151, pp. 14-23.
- (16) HAMMERL, C. und LENHARDT, W. (1997), *Erdbeben in Österreich*, Leykam Verlag Wien, Graz.
- (17) KARNÍK, V. (1969), *Seismicity of the European area*, Dordrecht: Reidl Publishing Company.
- (18) LAY, T. und WALLACE, T.C., (1995), *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego.
- (19) LENHARDT, W., (2007), *Skriptum der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik – Teil 3: Geophysik*.
- (20) LLIBOUTRY, (2000), *Quantitative Geophysics and Geology*, Springer/Praxis p. 480.
- (21) MESKOURIS, K., HINZEN, K., BUTENWEG, C. Und MISTLER, M., (2007), *Bauwerke und Erdbeben: Grundlagen – Anwendung – Beispiele*, Friedr. Vieweg & Sohn Verlage p. 145.
- (22) MURPHY, J. R. und O'BRIEN, L. J., (1977), *The Correlation of Peak Ground Acceleration Amplitude with Seismic Intensity and other physical Parameters*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 67, pp. 877-915.
- (23) MUSSON, R. M. W. (2002), *Intensity and Intensity Scales*, New manual of seismological observatory practice (NMSOP). Bormann, P.(editor), (Potsdam: GFZ).
- (24) MUSSON, R. M. W. (2005), *Intensity attenuation in the U.K.*, Journal of Seismology, 9, pp. 73-86.
- (25) MUSSON, R. M. W.; JIMÉNEZ, M. J. und GÓMEZ CAPERA, A.A. (2007), *Report: Macroseismic Estimation of Earthquake Parameters*, Network of Research Infrastructures for European Seismology (NERIES), EC project number: 026130.
- (26) MUSSON, R.M.W. (2009), *MEEP 2.0 User Guide*, British Geological Survey Open Report, OR/09/04, p. 22.
- (27) MUSSON, R.M.W., GRÜNTAL, G. und STUCCHI, M., (2010), *The Comparison of Macroseismic Intensity Scales*, Journal of Seismology, 14, pp.413–428.

- (28) PANZA, G. F., ROMANELLI, F. und VACCARI, F., (2001), *Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: Theory and Applications to Seismic Zonation*, Advances in Geophysics vol. 43, pp. 1-95.
- (29) PASOLINI, C., GASPERINI, D., ALBARELLO, B., und D'AMICO, V., (2008), *The Attenuation of Seismic Intensity in Italy, Part I: Theoretical and Empirical Backgrounds*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 2, pp. 682-691.
- (30) REITER, L., (1990), *Earthquake hazard analysis*, Columbia University Press, New York, p. 254.
- (31) RICHTER, C. F. (1958), *Elementary Seismology*, W.H. Freeman, San Francisco, pp. 135-149.
- (32) SCOTTI, O.; LEVRET, A. und HERNANDEZ, B. (1999), *Verification of Macroseismic Methods on 5 $M_L > 5$ Instrumental Earthquakes in France*, Phys. Chem. Earth (A), vol. 24, No. 6, pp. 495-499.
- (33) SHEBALIN, N. V. (1968), *Methods of using engineer-seismological data on seismic zoning*, Seismic zoning of the USSR Territory [in Russian], Nauka, pp. 95-111.
- (34) SHUMILA V. I. (1994), *Algorithms of macroseismic intensity field interpretation with application to Vrancea region*, XXIV ESC General Assembly, Athens, 19-24 September 1994, Abstracts, p. 133.
- (35) SIEBERG, A. (1932), *Erdbeben*, Handbuch der Geophysik, B. Gutenberg, Berlin, vol. 4, pp. 552-554.
- (36) SOKOLOV, V. Yu. und CHERNOV, Yu. K. (1998), *On the Correlation of Seismic Intensity with Fourier Amplitude Spectra*, Earthquake Spectra, vo. 14, No. 4, pp. 679-694.
- (37) SPONHEUER, W. (1960), *Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik*, Freiburger Forschungshefte C88 (Berlin: Akademie Verlag).
- (38) STEIN, S. und WYSESSION, M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing.
- (39) TRIFUNAC, M. D. und BRADY, A. G. (1975), *On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded ground motion*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 65, pp. 139-162.
- (40) WALD, D. L.; QUITORIANO, V.; HEATON, T.H.; Kanamori, H. (1999), *Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California*, Earthquake Spectra, vol. 15, No. 3, pp. 557-564.

- (41) WOOD H.O. und NEUMANN, F. (1931), *Modified Mercalli intensity scale of 1931*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 21, pp. 277-283.

Lebenslauf

Persönliche Daten:

<i>Name</i>	Fee-Alexandra Rodler
<i>Geburtsdatum</i>	3. Februar 1985, Graz
<i>Staatsbürgerschaft</i>	Österreich
<i>Familienstand</i>	Ledig
<i>Eltern</i>	Heribert Hadler Hedwig Rodler
<i>Aktueller Wohnort</i>	Wien
<i>E-mail:</i>	fee.rodler@gmx.at

Ausbildung:

<i>1991-1995</i>	Volksschule Kernstockgasse, 8200 Gleisdorf
<i>1995-1999</i>	Hauptschule 1, 8200 Gleisdorf
<i>1999-2003</i>	Bundesrealgymnasium, 8200 Gleisdorf
<i>Juni 2003</i>	Abschluss mit AHS Matura
<i>Okt. 2004 - Mai 2006</i>	1. Studienabschnitt des Diplomstudiums Physik an der Karl-Franzens Universität Graz
<i>Mai 2006</i>	1. Diplomprüfung des Diplomstudiums Physik
<i>ab Okt. 2006</i>	2. Studienabschnitt des Diplomstudiums Meteorologie und Geophysik, Studienzweig Geophysik an der Universität Wien

Anhang

Ergebnistabellen

Die Folgenden 3 Tabellen zeigen die Ergebnisse für die Gebiete Süden, Norden und Westen sowie die Abweichungen der bestimmten von den instrumentellen Werten für die Epizentralkoordinaten und Magnitude. Die mit einem Stern gekennzeichneten Magnituden bzw. Herdtiefen wurden an berechnete Werte.

Norden

19000928	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,327	14,471	1,4	2,5	0	2	0	3,69	-0,5
M=2	MEEP	48,311	14,527	8,5	2,5	0,3	3	3	2,34	-0,5
H=2	Bakun	48,321	14,490	1,6	3,5	0			2,45	-1,5
	Pairwise	48,324	14,480	1,6	2,5	0			3,05	-0,5
19080219	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,852	16,540	14,1	4,3	0,3	10	2	17,83	0,5
M=4,8	MEEP	47,893	16,648	6,8	4,4	0,2	10	2	8,62	0,4
H=9	Bakun	47,913	16,581	3,7	4,8	0			12,22	0
	Pairwise	47,963	16,460	5,9	4,3	0,2			21,01	0,5
19260706	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,609	15,627	5,4	4	0,2	8	3	3,23	0,4
M=4,4	MEEP	47,640	15,648	11,1	4	0,3	7	2	3,72	0,4
H=8*	Bakun	47,565	15,649	2,9	4,5	0			5,25	-0,1
	Pairwise	47,531	15,692	4,2	4,1	0,2			8,94	0,3
19260928	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,682	15,975	6,3	4,3	0,2	11	4	6,44	0,4
M=4,7	MEEP	47,686	15,992	5,1	4,3	0,2	11	4	5,21	0,4
H=6	Bakun	47,710	15,972	4,2	4,6	0			5,21	0,1
	Pairwise	47,702	16,022	3,1	4,3	0,1			2,41	0,4
19271008	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,061	16,592	2,9	4,9	0,1	9	2	1,34	0,3
M=5,2	MEEP	48,046	16,611	4,1	4,9	0,1	9	2	3,53	0,3
H=6*	Bakun	48,051	16,548	2,4	5,1	0			3,18	0,1
	Pairwise	48,103	16,576	3	4,9	0,1			3,68	0,3
19271013	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,570	15,835	9,5	3,2	0,3	12	5	12,14	0
M=3,2*	MEEP	47,553	15,860	20,4	3,2	0,3	12	5	14,66	0

H=6*	Bakun	46,339	16,018	163,5	5,4	0,2			149,19	-2,2
	Pairwise	47,412	16,342	50,5	3,7	0,2			51,64	-0,5
19271018	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,066	16,513	7,9	3,8	0,8	18	9	5,00	-0,6
M=3,2*	MEEP	48,022	16,490	13,6	3,5	0,4	13	7	8,56	-0,3
H=6*	Bakun	47,428	14,869	77,1	5,3	0,1			146,49	-2,1
	Pairwise	47,995	16,167	95,1	3,6	1,1			31,82	-0,4
19280125	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,053	16,470	8,6	3,7	0,3	16	5	8,39	-0,4
M=3,3*	MEEP	48,108	16,545	8,9	3,7	0,3	16	4	4,96	-0,4
H=6*	Bakun	48,870	16,648	14,2	4,7	0,1			89,10	-1,4
	Pairwise	48,332	16,354	40	3,7	0,4			33,60	-0,4
19280131	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,683	15,812	4	3	0	3	2	3,06	0,6
M=3,6*	MEEP	47,892	15,837	20,5	3,1	0,1	6	2	20,28	0,5
H=6*	Bakun	47,747	15,768	7,6	3,3	0,2			5,66	0,3
	Pairwise	48,280	14,706	79	4,3	0,8			104,35	-0,7
19300731	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,687	15,842	3,1	3	0	5	4	7,14	0,2
M=3,2*	MEEP	47,626	15,801	5,2	3	0,1	5	5	9,31	0,2
H=6*	Bakun	47,628	15,825	88,1	3,6	1,1			7,53	-0,4
	Pairwise	47,679	15,840	4,4	3	0,1			6,80	0,2
19310101	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,060	16,002	11,4	3,8	0,1	19	1	9,33	-0,8
M=3*	MEEP	48,056	15,984	5,1	3,8	0,1	19	1	9,42	-0,8
H=4*	Bakun	48,257	17,456	189,1	5,2	0,3			109,53	-2,2
	Pairwise	47,961	15,963	15	3,9	0			6,11	-0,9
19311009	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,677	16,126	3,6	3,9	0,6	20	4	4,47	-0,7
M=3,2*	MEEP	47,535	16,454	16	3,4	0,3	10	4	29,40	-0,2
H=6*	Bakun	47,172	17,440	67,9	5,2	0,3			113,34	-2
	Pairwise	47,548	16,977	75,6	3,9	0,4			63,82	-0,7
19351009	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,302	13,442	11,6	3,8	0,1	14	5	3,11	0,7
M=4,5	MEEP	48,341	13,523	8,4	3,7	0,1	12	7	10,17	0,8
H=20,5	Bakun	49,433	12,422	34,4	5,7	0,1			144,87	-1,2
	Pairwise	48,396	13,417	17,2	3,8	0,3			10,75	0,7
19381108	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error

	Zentroid	47,937	16,474	14,4	5	0,1	17	5	6,08	0
M=5	MEEP	47,947	16,348	10,2	5	0,1	20	5	4,13	0
H=10*	Bakun	48,012	15,899	4,7	5	0,1			37,73	0
	Pairwise	47,872	16,305	4,1	4,9	0,2			12,08	0,1
19390918	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,033	15,525	39,8	4,9	0,4	15	4	40,97	0,1
M=5	MEEP	47,818	15,758	4,7	5,2	0,1	14	5	12,55	-0,2
H=10*	Bakun	47,809	15,570	6,1	5,1	0			25,77	-0,1
	Pairwise	47,739	15,649	23,3	5,2	0,2			19,81	-0,2
19441007	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,195	15,343	30,4	4,1	0,2	20	0	63,66	-1,4
M=2,7*	MEEP	48,039	16,190	87,9	4,6	0,2	20	0	12,52	-1,9
H=4*	Bakun	47,703	15,023	18,5	4,7	0,1			85,33	-2
	Pairwise	48,738	17,271	148,1	5,4	0,4			123,44	-2,7
19480129	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,670	15,923	2,9	3	0	4	1	1,69	0,2
M=3,2*	MEEP	47,686	16,022	6,9	3	0	4	2	6,17	0,2
H=6*	Bakun	47,695	15,948	19,5	3,5	0,5			1,77	-0,3
	Pairwise	47,702	15,940	18,5	3	0,4			2,45	0,2
19530502	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,068	16,655	3,7	3,9	0,1	15	5	7,18	0,2
M=4,1	MEEP	48,114	16,643	7,7	3,8	0,2	15	5	8,80	0,3
H=8	Bakun	48,122	16,530	66,8	4,2	0,6			16,99	-0,1
	Pairwise	48,089	16,633	5,2	3,8	0,1			8,75	0,3
19590217	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,441	15,554	5,1	3,3	0,2	6	3	1,09	0,2
M=3,5*	MEEP	48,489	15,548	4,5	3,3	0,2	6	3	4,43	0,2
H=4*	Bakun	48,479	15,534	2,6	4	0			3,75	-0,5
	Pairwise	48,493	15,535	3,2	3,3	0,2			5,12	0,2
19601204	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,676	15,859	2,9	3	0	5	1	5,41	0,2
M=3,2*	MEEP	47,656	15,896	9	3	0,1	4	2	1,92	0,2
H=6*	Bakun	47,665	15,881	3,5	3,6	0			3,36	-0,4
	Pairwise	47,676	15,889	4,4	3	0			3,71	0,2
19631202	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,874	16,394	2,7	4,1	0,2	12	4	1,91	0,4
M=4,5	MEEP	47,912	16,362	3	4,1	0,2	12	3	3,61	0,4
H=8*	Bakun	47,931	16,360	3,3	4,6	0			5,72	-0,1
	Pairwise	47,916	16,379	2,9	4,1	0,2			4,06	0,4

19640630	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,672	15,835	11,4	4,2	0,1	20	0	8,42	-0,8
M=3,4	MEEP	47,757	15,781	11,1	4,1	0,1	20	0	17,52	-0,7
H=8	Bakun	47,770	15,629	20,2	4,5	0,1			22,83	-1,1
	Pairwise	47,800	15,642	7,4	4	0,1			25,19	-0,6
							H=4	M=3,5		
19641027	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,562	15,920	8,2	4,9	0,3	16	3	11,19	0,4
M=5,3	MEEP	47,611	15,865	8,5	4,9	0,3	16	3	4,63	0,4
H=15	Bakun	47,654	15,718	2,8	5	0			7,39	0,3
	Pairwise	47,647	15,837	7,1	4,9	0,2			2,77	0,4
19641028	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,746	16,231	24,8	4,3	0,2	20	0	23,22	-1,1
M=3,2*	MEEP	47,621	16,111	22,2	4,3	0,2	20	0	6,96	-1,1
H=6*	Bakun	47,761	15,080	94,9	4,8	0,3			78,87	-1,6
	Pairwise	47,500	16,164	69,8	4,4	0,3			8,68	-1,2
19650708	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,878	16,225	3,5	3,2	0,1	7	1	3,08	0,1
M=3,3*	MEEP	47,906	16,267	7,8	3,2	0,1	7	1	1,43	0,1
H=6*	Bakun	47,883	16,222	42,9	3,6	0,8			2,82	-0,3
	Pairwise	47,887	16,239	5	3,2	0,1			1,66	0,1
19660425	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,362	15,414	7,3	2,9	0,1	6	1	0,99	-0,2
M=2,7*	MEEP	48,346	15,470	9,1	3	0,1	5	2	4,56	-0,3
H=4*	Bakun	48,350	15,457	10,5	3,7	0,2			3,52	-1
	Pairwise	48,345	15,476	8	3	0,1			4,98	-0,3
19670129	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,836	14,236	5,5	4,5	0,1	14	4	6,09	0,1
M=4,6	MEEP	47,846	14,336	3,4	4,5	0,1	14	5	8,07	0,1
H=8	Bakun	47,805	14,369	4,6	4,8	0			12,97	-0,2
	Pairwise	47,869	14,386	4,8	4,5	0,1			10,41	0,1
19680225	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,507	16,005	6,7	3,4	0,3	10	4	6,55	0
M=3,4	MEEP	47,467	15,912	4,9	3,4	0,2	11	3	5,92	0
H=8	Bakun	47,489	15,927	3,9	4	0,1			3,49	-0,6
	Pairwise	47,486	15,925	3,5	3,3	0,3			3,80	0,1
19711231	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,621	16,083	4,1	3,3	0,3	9	5	3,40	0,3
M=3,6	MEEP	47,589	16,054	4,1	3,3	0,3	8	7	1,26	0,3

H=11	Bakun	47,619	16,089	80,1	3,8	1,1			3,61	-0,2
	Pairwise	47,568	16,048	7	3,3	0,3			3,56	0,3
19720105	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,797	16,255	7	4,1	0,2	12	2	2,79	0
M=4,1	MEEP	47,833	16,198	2,9	4	0,1	10	2	3,45	0,1
H=9	Bakun	47,854	16,190	1,8	4,3	0			5,31	-0,2
	Pairwise	47,839	16,209	2,8	4	0,1			3,13	0,1
19720108	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,636	16,083	6,8	3,1	0,3	5	3	4,71	-0,1
M=3	MEEP	47,630	15,998	5,4	3,1	0,3	5	3	5,13	-0,1
H=7	Bakun	47,610	16,006	4,5	3,8	0,1			3,48	-0,8
	Pairwise	47,615	16,017	4,7	3,1	0,3			2,98	-0,1
19720416	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,663	16,111	7,2	6	0,1	20	0	7,35	-0,7
M=5,3	MEEP	47,757	16,121	2,8	5,9	0,2	18	2	6,84	-0,6
H=8	Bakun	47,910	15,885	9,3	5,4	0			31,30	-0,1
	Pairwise	47,982	15,969	4,7	5,7	0,2			34,10	-0,4
19720617	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,354	14,515	1,6	4,1	0,1	4	1	1,29	-0,5
M=3,6	MEEP	48,308	14,450	8,5	4	0,2	4	1	8,27	-0,4
H=4	Bakun	48,356	14,524	1,4	4,3	0			0,63	-0,7
	Pairwise	48,358	14,533	2	4,1	0,1			0,31	-0,5
19730929	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,684	15,963	1,9	3,1	0,1	6	1	1,78	0
M=3,1	MEEP	47,674	15,964	7,1	3,1	0,1	6	1	1,92	0
H=8	Bakun	47,688	15,951	3,4	3,6	0			1,21	-0,5
	Pairwise	47,684	15,948	3,3	3,1	0,1			0,75	0
19731022	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,317	15,401	2,8	2,6	0,9	3	17	1,89	-0,2
M=2,4	MEEP	48,277	15,537	8	2,8	0,7	6	13	10,45	-0,4
H=4	Bakun	48,308	15,417	32,6	3,6	0,7			1,54	-1,2
	Pairwise	48,311	15,400	3,1	2,8	0,9			1,22	-0,4
19740206	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,308	15,413	0	2,5	0	2	0	1,31	-0,5
M=2*	MEEP	48,281	15,505	10	3	0,1	6	0	8,05	-1
H=2	Bakun	48,308	15,413	4	3,5	0,2			1,31	-1,5
	Pairwise	48,310	15,407	42,9	2,5	1,5			1,23	-0,5
19740322	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error

	Zentroid	48,119	16,939	0	2,4	0,3	3	2	0,13	-0,5
M=2,5*	MEEP	48,071	17,083	8,1	2,7	0,2	5	1	11,94	-0,5
H=3	Bakun	48,099	16,984	3,5	3,5	0,2			4,02	-0,7
	Pairwise	47,822	17,814	72,2	3,9	0,6			73,02	-1,4
19741209	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,215	16,844	4,6	3,1	0,1	6	2	6,84	-0,1
M=3	MEEP	48,274	16,963	5,3	3,3	0,1	8	1	4,15	-0,3
H=5	Bakun	48,207	16,868	5,2	3,7	0,1			6,14	-0,7
	Pairwise	48,201	16,886	9,1	2,9	0,3			6,00	0,1
19751228	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,627	15,766	4,1	3,1	0,1	6	1	0,90	0,1
M=3,2	MEEP	47,638	15,700	4,8	3,1	0,1	6	1	4,92	0,1
H=7	Bakun	47,608	15,738	125,7	3,7	1,6			2,12	-0,5
	Pairwise	47,622	15,663	9	3,1	0,2			7,27	0,1
19770206	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48,200	16,900	5	2,7	0	4	1	4,69	0,1
M=2,8	MEEP	48,242	16,773	4	2,9	0	1	0	7,93	-0,1
H=4	Bakun	48,249	16,853	2,9	3,7	0,1			2,24	-0,9
	Pairwise	48,230	16,810	28,5	2,9	0,6			5,30	-0,1
19770908	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,653	15,914	3,4	2,7	0,1	4	1	1,91	-0,2
M=2,5	MEEP	47,642	15,921	13,2	2,7	0,1	3	4	3,22	-0,2
H=4	Bakun	47,659	15,940	16,3	3,5	0,3			2,56	-1
	Pairwise	47,645	15,938	5,6	2,6	0,2			3,48	-0,1
19780114	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,672	15,884	3,8	3,3	0,1	8	2	3,64	0,2
M=3,5	MEEP	47,630	15,870	3,9	3,4	0,1	10	2	4,36	0,1
H=10	Bakun	47,636	15,882	11,5	3,8	0,1			3,24	-0,3
	Pairwise	47,657	15,874	3,6	3,3	0,1			3,53	0,2
19780806	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,632	15,849	3,1	3	0	9	3	7,27	0
M=3	MEEP	47,686	15,747	7,2	3	0	6	4	2,48	0
H=7	Bakun	47,384	17,550	138,4	5,3	1,3			137,38	-2,3
	Pairwise	47,690	15,786	42,6	3	0,6			2,53	0
19780917	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,673	15,890	3,5	2,5	0,1	3	1	2,41	0,2
M=2,7	MEEP	47,747	15,844	8	2,7	0,2	4	2	8,03	0
H=5	Bakun	48,634	16,604	124,6	5,3	1,2			116,91	-2,6
	Pairwise	47,683	15,867	66	2,6	1,2			3,31	0,1

19810522	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,714	16,015	7	3,1	0,1	9	5	15,33	0,2
M=3,3	MEEP	47,553	16,162	27,7	3,3	0,2	15	5	20,34	0
H=8	Bakun	47,530	17,249	116,6	4,8	0,3			101,51	-1,5
	Pairwise	47,721	16,462	53,6	3,5	0,5			44,19	-0,2
19820601	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,641	15,832	3,6	3	0,1	3	2	2,60	0,7
M=3,7	MEEP	47,640	15,773	9,8	3	0,1	3	3	2,31	0,7
H=6	Bakun	47,625	15,822	3	3,6	0,1			3,23	0,1
	Pairwise	47,624	15,817	13,2	3	0,3			3,16	0,7
19840415	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,559	15,834	13,4	3,9	0,1	9	4	9,40	1
M=4,9	MEEP	47,614	15,849	4,1	3,9	0,1	9	3	3,29	1
H=7	Bakun	47,590	15,884	19,1	4,3	0,2			5,66	0,6
	Pairwise	47,663	15,989	10,7	3,8	0,3			9,27	1,1
19840524	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,673	15,856	3,9	3,8	0,2	11	2	5,43	0,8
M=4,6	MEEP	47,589	15,830	11,4	3,9	0,2	13	2	9,57	0,7
H=10	Bakun	47,831	14,901	28,9	4,6	0,2			78,81	0
	Pairwise	47,600	15,837	55,5	3,9	0,7			8,34	0,7
19840806	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,677	16,112	5,1	3	0	5	2	5,53	-0,1
M=2,9	MEEP	47,630	16,102	6,8	3	0	5	2	4,49	-0,1
H=6	Bakun	47,658	17,986	145,6	5,4	0,2			145,01	-2,5
	Pairwise	47,650	16,119	66	3	0,9			5,17	-0,1
19850605	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,982	16,378	5,3	3,1	0,1	6	1	7,84	0,7
M=3,8	MEEP	47,998	16,516	7,7	3,3	0,1	8	2	13,63	0,5
H=11	Bakun	47,569	14,687	145,9	5,2	0,1			135,21	-1,4
	Pairwise	47,981	16,496	34,2	3,2	0,4			13,30	0,6
19851212	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,602	14,358	5,7	3,5	0,1	5	1	1,34	0,6
M=4,1	MEEP	47,581	14,432	7,8	3,5	0,1	5	2	5,49	0,6
H=9	Bakun	47,587	14,378	2,9	4	0			1,39	0,1
	Pairwise	47,567	14,333	5,5	3,4	0,1			3,26	0,7
19900220	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,740	15,944	5,1	3	0	5	2	4,19	0,1
M=3,1	MEEP	47,861	15,865	4,4	3,1	0,1	6	1	10,66	0

H=8	Bakun	48,585	17,014	124,7	5,3	1,5			122,12	-2,2
	Pairwise	48,529	16,178	50,5	4,2	0,3			86,71	-1,1

Süden

18811105	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,916	13,557	4,1	4,1	0,1	20	0	1,45	0
M=4,1	MEEP	46,873	13,618	2,7	4,1	0	19	1	7,22	0
H=8	Bakun	46,990	13,500	8,7	4,4	0,1			9,40	-0,3
	Pairwise	46,904	13,565	4,9	4,1	0,1			2,01	0
18971211	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,177	14,692	7,1	3,3	0,1	7	3	4,37	0,1
M=3,4	MEEP	47,149	14,661	6	3,3	0,1	6	2	0,84	0,1
H=6	Bakun	47,143	14,650	13,7	3,8	0,2			0,78	-0,4
	Pairwise	47,175	14,685	54,9	3,3	1,1			3,84	0,1
19070513	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,564	15,545	5,8	3,9	0,1	11	4	9,32	0,5
M=4,4	MEEP	47,489	15,583	4,5	3,8	0,1	10	2	10,26	0,6
H=8	Bakun	47,540	15,471	8,3	4,2	0,1			3,69	0,2
	Pairwise	47,505	15,499	6,8	3,8	0,2			3,72	0,6
19100324	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,167	14,233	8,3	3,9	0,1	10	4	5,11	0,5
M=4,4	MEEP	47,145	14,284	4,2	3,9	0,1	9	4	6,12	0,5
H=5	Bakun	47,131	14,283	4,1	4,2	0,1			7,68	0,2
	Pairwise	47,132	14,287	5,9	3,9	0,1			7,58	0,5
19231128	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,113	13,654	26,7	4,5	0,1	20	0	11,95	0,3
M=4,8	MEEP	46,985	13,760	10	4,5	0	20	0	16,56	0,3
H=16	Bakun	47,000	13,775	13,7	4,6	0			14,70	0,2
	Pairwise	46,995	13,864	7,4	4,5	0			15,56	0,3
19270725	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	48	15	3,8	5,5	0,1	20	0	7,88	-0,4
M=5,1	MEEP	48	15	5,1	5,5	0	20	0	5,66	-0,4
H=11	Bakun	48	15	3,4	5,1	0			32,30	0
	Pairwise	48	15	8,2	5,4	0,1			56,91	-0,3

19300518	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,412	13,349	6,8	3,8	0,5	17	5	5,82	0,3
M=4,1	MEEP	47,418	13,360	6,6	3,8	0,5	17	6	4,91	0,3
H=8	Bakun	47,480	13,331	58,8	4,2	0,6			4,30	-0,1
	Pairwise	47,402	13,340	6,5	3,8	0,5			7,12	0,3
19321115	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,204	14,493	6	3,7	0,1	12	5	3,28	0
M=3,7	MEEP	47,233	14,503	6,7	3,6	0,1	12	5	5,43	0,1
H=8	Bakun	47,221	14,396	12,7	3,9	0,2			4,70	-0,2
	Pairwise	47,240	14,443	5,9	3,7	0,1			4,48	0
19380224	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,615	15,817	5,3	3,8	0,1	20	1	4,31	-0,4
M=3,4	MEEP	47,589	15,779	3	3,8	0,1	20	1	3,73	-0,4
H=8	Bakun	47,792	15,461	41	4,4	0,5			29,43	-1
	Pairwise	47,587	15,755	5,9	3,8	0,1			3,69	-0,4
19481009	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,224	14,598	12,5	3,9	0,1	20	0	7,62	-0,5
M=3,4	MEEP	47,156	14,579	4	3,8	0,2	20	0	6,32	-0,4
H=8	Bakun	46,898	15,706	112,6	4,9	0,5			84,85	-1,5
	Pairwise	47,219	14,566	8	3,9	0,1			8,95	-0,5
19500114	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,868	14,704	5	3,2	0,1	6	2	8,66	0,2
M=3,4	MEEP	46,870	14,698	4	3,2	0,1	6	1	8,94	0,2
H=8	Bakun	46,890	14,725	127,9	3,5	1,7			6,12	-0,1
	Pairwise	46,921	14,746	5,7	3,2	0,2			4,28	0,2
19501018	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,981	14,780	11	4	0,1	20	0	8,44	-0,3
M=3,7	MEEP	47,050	14,858	4,5	4	0,1	20	0	11,27	-0,3
H=8	Bakun	47,552	14,059	106,2	5	0,4			75,18	-1,3
	Pairwise	47,024	14,843	13	4	0,1			10,24	-0,3
19501024	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,854	14,609	19,2	4,1	0,1	16	4	20,00	0
M=4,1	MEEP	46,954	14,677	6,8	4	0,1	16	4	7,85	0,1

H=8	Bakun	47,034	14,655	11,9	4,3	0,1			6,97	-0,2
	Pairwise	46,945	14,707	8,4	4	0,1			7,65	0,1
19560610	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,074	14,736	11,6	3,9	0,1	20	3	2,76	-0,2
M=3,7	MEEP	47,022	14,661	4,6	3,9	0	16	4	6,10	-0,2
H=8	Bakun	47,042	14,623	54,4	4	0,6			6,61	-0,3
	Pairwise	47,012	14,698	7,2	3,9	0,1			6,45	-0,2
19630410	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,450	13,374	7,1	3,7	0,4	19	1	7,89	-0,2
M=3,5	MEEP	47,491	13,354	4,2	3,8	0,2	20	0	6,09	-0,3
H=8	Bakun	47,217	14,271	73	4,7	0,6			71,23	-1,2
	Pairwise	47,512	13,405	6	3,7	0,3			1,89	-0,2
19670105	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,906	13,552	4,7	3,3	0,1	9	2	2,64	0,1
M=3,4	MEEP	46,910	13,625	4,3	3,2	0,1	8	2	3,59	0,2
H=8	Bakun	47,774	12,393	117,4	5,4	1,2			130,44	-2
	Pairwise	46,924	13,580	7,2	3,3	0,1			0,44	0,1
19680225	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,507	16,005	6,7	3,7	0,3	13	7	6,55	-0,3
M=3,4	MEEP	47,501	15,906	4,2	3,6	0,4	15	5	2,36	-0,2
H=8	Bakun	47,529	15,932	87	3,8	1			1,35	-0,4
	Pairwise	47,486	15,925	3,5	3,6	0,4			3,80	-0,2
19690601	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,975	14,332	10,3	4,6	0,2	20	0	8,52	-0,2
M=4,4	MEEP	46,949	14,169	8,4	4,5	0,2	20	0	5,18	-0,1
H=11	Bakun	47,004	14,066	4	4,5	0			11,98	-0,1
	Pairwise	47,038	14,057	5,7	4,5	0,1			13,94	-0,1
19711125	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,181	14,561	6,2	3,4	0,1	16	4	5,06	-0,4
M=3	MEEP	47,160	14,534	2,2	3,3	0,1	14	2	5,85	-0,3
H=9	Bakun	47,164	14,537	40,5	3,5	0,6			5,73	-0,5
	Pairwise	47,164	14,562	6,5	3,3	0,1			3,95	-0,3
19730506	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error

	Zentroid	47,389	15,069	6,3	3,4	0,1	11	3	1,87	-0,2
M=3,2	MEEP	47,318	15,140	2,8	3,4	0,1	8	2	7,86	-0,2
H=8	Bakun	47,611	14,292	72,2	4,7	1			65,22	-1,5
	Pairwise	47,343	15,141	4,9	3,3	0,2			5,63	-0,1
19730515	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,201	13,047	10,6	4	0,1	20	0	13,41	0,1
M=4,1	MEEP	47,110	12,972	8,8	3,9	0,1	20	0	2,00	0,2
H=18	Bakun	47,127	12,918	141,9	4,1	1,3			3,86	0
	Pairwise	47,125	12,909	6,6	3,9	0,1			4,17	0,2
19730612	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,562	15,524	5,6	4,1	0	18	2	2,66	-0,1
M=4	MEEP	47,518	15,612	2,7	4,1	0	18	2	8,04	-0,1
H=8	Bakun	47,584	15,560	4,7	4,2	0			6,17	-0,2
	Pairwise	47,550	15,596	5,1	4	0,1			6,55	0
19731212	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,031	14,084	9,9	4,1	0,1	15	4	2,16	0,4
M=4,5	MEEP	47,020	14,057	3,8	4,1	0,1	15	3	4,17	0,4
H=13	Bakun	47,015	14,040	2,3	4,4	0			5,43	0,1
	Pairwise	47,005	14,027	4,2	4,1	0,1			6,92	0,4
19740204	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,525	14,108	3,7	3,2	0,1	6	2	4,20	-0,2
M=3	MEEP	47,591	14,103	7,8	3,3	0,1	5	2	5,76	-0,3
H=5	Bakun	48,657	13,160	145,6	5,6	1,7			143,37	-2,6
	Pairwise	47,591	14,118	30,5	3,3	0,7			5,15	-0,3
19741010	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,476	12,678	5,5	3,5	0,1	9	3	3,33	0,2
M=3,7	MEEP	47,448	12,642	2,9	3,4	0,1	9	1	4,37	0,3
H=11	Bakun	47,451	12,785	16,8	4	0,3			6,39	-0,3
	Pairwise	47,470	12,703	14,6	3,4	0,4			2,24	0,3
19760309	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,618	14,202	3	3,1	0	7	3	1,90	-0,1
M=3	MEEP	46,633	14,197	3,2	3,1	0	7	2	2,87	-0,1
H=7	Bakun	46,435	15,891	88,2	5,3	0,1			132,34	-2,3
	Pairwise	46,637	14,214	3,7	3,1	0,1			3,97	-0,1

19770215	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,636	13,800	8,7	3,7	0,1	19	6	7,30	-0,3
M=3,4	MEEP	46,680	13,859	5	3,6	0,1	16	4	9,04	-0,2
H=10	Bakun	46,609	13,904	11,1	3,8	0,1			2,09	-0,4
	Pairwise	46,620	13,847	6,1	3,6	0,2			3,36	-0,2
19780505	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,504	14,175	5,5	3,2	0,2	6	2	4,16	0,2
M=3,4	MEEP	47,465	14,252	3,7	3,2	0,1	7	1	4,23	0,2
H=8	Bakun	47,445	14,312	138,8	3,8	1,5			8,68	-0,4
	Pairwise	47,466	14,266	17,4	3,2	0,4			4,65	0,2
19790206	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,401	14,863	6,9	3,7	0,1	19	2	2,49	0,1
M=3,8	MEEP	47,449	14,871	2,2	3,7	0,1	18	2	6,26	0,1
H=10	Bakun	47,456	14,846	22,6	3,9	0,3			6,34	-0,1
	Pairwise	47,439	14,840	3,5	3,7	0,1			4,40	0,1
19790512	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,368	15,221	5,9	3,7	0,2	7	8	12,78	0,3
M=4	MEEP	47,312	15,178	3,4	3,6	0,3	6	9	12,00	0,4
H=9	Bakun	47,329	15,182	2,6	4,1	0			12,42	-0,1
	Pairwise	47,346	15,171	2,8	3,6	0,3			14,06	0,4
19810121	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,154	14,702	6,5	3,7	0,1	19	4	4,94	-0,3
M=3,4	MEEP	47,107	14,644	2,6	3,6	0,1	14	3	1,89	-0,2
H=10	Bakun	47,115	14,842	14,9	3,9	0,1			13,78	-0,5
	Pairwise	47,120	14,645	7,3	3,6	0,1			1,13	-0,2
19810131	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,135	14,719	5,2	3,8	0,1	11	2	4,77	-0,1
M=3,7	MEEP	47,085	14,667	2,5	3,8	0,1	8	3	3,93	-0,1
H=8	Bakun	47,112	14,655	2,1	4,1	0			0,97	-0,4
	Pairwise	47,114	14,663	4,1	3,8	0,1			0,70	-0,1
19810530	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,497	13,983	6,3	3,6	0,1	16	4	0,81	-0,8
M=2,8	MEEP	47,447	13,968	4,8	3,5	0,1	11	1	4,87	-0,7
H=13	Bakun	47,515	13,915	14,7	3,8	0,2			5,62	-1

	Pairwise	47,477	13,922	10,1	3,6	0,1			4,59	-0,8
19810615	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,030	14,726	6,2	4,1	0,1	15	4	1,15	0,3
M=4,4	MEEP	47,044	14,788	3	4,1	0,1	14	4	4,42	0,3
H=12	Bakun	47,042	14,780	7	4,4	0			3,80	0
	Pairwise	46,998	14,752	4	4,1	0,1			4,96	0,3
19830414	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,670	15,143	9	4,6	0,2	20	0	1,48	0,7
M=5,3	MEEP	47,625	15,122	5,2	4,7	0,1	20	0	3,94	0,6
H=10	Bakun	47,698	15,045	7,7	4,6	0			7,64	0,7
	Pairwise	47,675	15,088	5,2	4,6	0,1			3,56	0,7
19870322	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,389	15,113	4	3,4	0,1	8	2	3,04	-0,7
M=2,7	MEEP	47,330	15,155	3,1	3,4	0,1	8	1	7,79	-0,7
H=7	Bakun	47,611	14,335	70,3	4,8	0,9			65,56	-2,1
	Pairwise	47,352	15,155	5,5	3,4	0,1			5,35	-0,7
19890718	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,634	13,125	9,8	3,7	0,1	20	5	9,35	0,3
M=4,0	MEEP	47,543	13,104	3,8	3,5	0,1	15	3	1,43	0,5
H=10	Bakun	47,852	12,212	71,8	4,9	0,6			75,79	-0,9
	Pairwise	47,587	13,060	15,4	3,6	0,3			6,10	0,4
19891121	Method	Lat	Lon	+/- km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,190	14,623	7	3,4	0,2	10	5	4,89	0,2
M=3,6	MEEP	47,160	14,612	3,8	3,4	0,1	9	4	3,08	0,2
H=12	Bakun	47,119	14,873	49,4	4,1	0,6			17,22	-0,5
	Pairwise	47,187	14,600	14,2	3,4	0,3			5,59	0,2

Westen

18970220	Method	Lat	Lon	+/--km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,277	11,456	2,4	3,3	0,1	1	0	4,19	-0,2
M=3,1	MEEP	47,323	11,470	6,7	3,5	0,1	9	3	3,41	-0,4
H=4	Bakun	47,260	11,448	2,5	3,8	0			5,93	-0,7
	Pairwise	47,258	11,456	3,8	3,3	0,2			5,73	-0,2

18970713	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,130	10,063	6,4	3,1	0,2	5	2	7,85	-0,1
M=3	MEEP	47,078	10,097	5,7	3,3	0,1	7	2	14,02	-0,3
H=7	Bakun	47,145	10,055	4,7	3,6	0,1			6,13	-0,6
	Pairwise	47,163	10,050	55	3,1	1,2			4,11	-0,1
19100713	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,272	10,899	4,1	5,1	0,4	15	5	3,11	-0,3
M=4,8	MEEP	47,316	10,926	2,9	5,1	0,3	14	6	2,65	-0,3
H=8	Bakun	47,321	10,969	3,4	4,7	0			5,70	0,1
	Pairwise	47,293	10,950	3,2	5,1	0,3			3,85	-0,3
19120509	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,284	11,387	6,2	3,5	0,2	8	6	1,57	0
M=3,5	MEEP	47,320	11,342	3,6	3,5	0,2	8	5	6,63	0
H=6	Bakun	47,331	11,333	4	3,9	0,1			8,03	-0,4
	Pairwise	47,323	11,329	5,8	3,5	0,3			7,48	0
19331108	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,366	10,629	5,3	4,3	0,2	13	4	2,43	0,3
M=4,6	MEEP	47,383	10,637	2,2	4,3	0,2	13	4	3,09	0,3
H=9	Bakun	47,392	10,634	4	4,3	0,1			4,06	0,3
	Pairwise	47,398	10,671	3,2	4,3	0,2			4,31	0,3
19510607	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,299	11,000	9,4	3,5	0,5	7	4	2,57	-0,2
M=3,3	MEEP	47,307	10,962	7,8	3,5	0,5	8	3	0,69	-0,2
H=4	Bakun	47,553	9,705	43,9	5,2	0,4			98,91	-1,9
	Pairwise	47,321	10,892	9,7	3,7	0,3			6,01	-0,4
19530504	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,273	11,465	2,7	3,3	0,2	6	1	3,48	-0,1
M=3,2	MEEP	47,285	11,477	7,3	3,3	0,1	6	2	2,55	-0,1
H=6	Bakun	47,271	11,457	6,9	3,6	0,1			4,12	-0,4
	Pairwise	47,289	11,469	5,4	3,3	0,2			3,25	-0,1
19580930	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,242	10,605	8,3	3,9	0,1	7	1	1,75	0,6
M=4,5	MEEP	47,220	10,603	3,5	3,9	0,1	7	1	1,48	0,6
H=8	Bakun	47,231	10,566	2,8	4,1	0			1,82	0,4

	Pairwise	47,222	10,555	3,1	3,9	0,1			2,79	0,6
19610315	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	46,868	10,653	17,6	4	0,2	9	3	20,32	-0,6
M=3,4	MEEP	46,817	10,843	7,6	3,9	0,2	7	3	7,56	-0,5
H=8	Bakun	46,844	10,779	13,8	4,2	0,1			10,87	-0,8
	Pairwise	46,846	10,818	10	3,9	0,2			7,91	-0,5
19610825	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,318	10,693	12,5	3,5	0,2	6	1	12,16	0,3
M=3,8	MEEP	47,368	10,576	7,9	3,5	0,2	7	2	1,80	0,3
H=8	Bakun	47,351	10,569	2,9	3,9	0			3,30	-0,1
	Pairwise	47,615	10,192	44,6	4,3	0,7			38,04	-0,5
19740617	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,152	10,579	5,2	3,3	0,2	6	3	1,50	0
M=3,3	MEEP	47,164	10,516	10,4	3,3	0,2	6	2	4,88	0
H=5	Bakun	46,501	8,948	150,3	5,6	1,3			142,40	-2,3
	Pairwise	46,989	10,129	75,2	4	0,9			37,39	-0,7
19751024	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,302	10,227	7,3	3,4	0,1	7	3	9,72	0
M=3,4	MEEP	47,300	10,288	4,2	3,3	0,2	7	2	5,93	0,1
H=9	Bakun	47,293	10,299	8,1	3,8	0,1			4,80	-0,4
	Pairwise	47,302	10,323	7,9	3,3	0,3			4,84	0,1
19751130	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,287	11,530	2,6	2,7	0,2	1	0	9,94	-0,4
M=2,3	MEEP	47,289	11,524	6,7	2,6	0,3	1	0	10,06	-0,3
H=3	Bakun	47,289	11,524	1,7	3,4	0			10,06	-1,1
	Pairwise	47,291	11,511	1,7	2,6	0,4			10,15	-0,3
19760326	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,501	9,729	4	3,3	0,2	12	4	3,75	0,2
M=3,5	MEEP	47,518	9,681	4,8	3,3	0,2	12	3	4,28	0,2
H=11	Bakun	47,741	10,659	81,6	4,9	0,6			78,22	-1,4
	Pairwise	47,505	9,715	12,7	3,3	0,4			3,35	0,2
19760814	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,293	11,489	1,6	3,4	0,1	8	1	2,21	-0,1

M=3,3	MEEP	47,315	11,409	3,1	3,3	0,1	7	1	4,75	0
H=8	Bakun	47,320	11,426	2,1	3,8	0			4,21	-0,5
	Pairwise	47,320	11,426	2,9	3,3	0,1			4,21	0
19780329	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,273	11,203	2,4	3,1	0,1	4	2	2,81	-0,1
M=3	MEEP	47,271	11,209	4,1	3,1	0,1	4	2	2,34	-0,1
H=7	Bakun	47,269	11,222	2,9	3,5	0			1,36	-0,5
	Pairwise	47,271	11,213	2,5	3,1	0,1			2,04	-0,1
19790501	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,275	11,493	4,6	3,1	0,1	1	3	3,25	-0,2
M=2,9	MEEP	47,261	11,556	4,7	3,1	0,1	1	2	1,97	-0,2
H=6	Bakun	47,244	11,638	22	3,6	0,2			8,34	-0,7
	Pairwise	47,248	11,619	10,9	3,1	0,2			6,85	-0,2
19820108	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,159	9,851	4	3,1	0,4	4	1	5,73	0,6
M=3,7	MEEP	47,156	9,864	7,5	3,3	0,4	6	1	6,27	0,4
H=6	Bakun	47,227	9,898	4	3,8	0,1			4,77	-0,1
	Pairwise	47,149	9,903	86,4	3,1	1,2			8,29	0,6
19820430	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,258	11,458	3,2	3,2	0,1	10	2	2,09	-0,2
M=3	MEEP	47,263	11,433	6,6	3,2	0,3	10	2	2,86	-0,2
H=7	Bakun	47,287	11,402	128,1	3,7	1,6			6,36	-0,7
	Pairwise	47,251	11,479	4,5	3,2	0,3			2,51	-0,2
19820501	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,273	11,495	3,3	3,5	0,1	9	1	1,37	-0,2
M=3,3	MEEP	47,267	11,520	3,5	3,3	0,1	6	2	1,63	0
H=6	Bakun	47,268	11,514	4,4	3,8	0			1,37	-0,5
	Pairwise	47,272	11,497	3,4	3,4	0,1			1,32	-0,1
19840226	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,223	11,427	2,9	4	0	19	1	2,07	0,4
M=4,4	MEEP	47,241	11,512	2,6	3,8	0,2	16	3	8,77	0,6
H=11	Bakun	47,072	12,126	44,4	4,6	0,5			57,32	-0,2
	Pairwise	47,200	11,535	5,9	4	0			10,44	0,4
19850610	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist	Mw

									Error	Error
	Zentroid	47,357	11,868	5,3	3,4	0,1	8	2	4,16	0,4
M=3,8	MEEP	47,311	11,894	5,2	3,4	0,1	8	2	2,75	0,4
H=11	Bakun	47,327	11,923	12,2	3,8	0,2			4,81	0
	Pairwise	47,321	11,920	10,3	3,5	0,2			4,52	0,3
19891117	Method	Lat	Lon	+/-km	Mw	+/-	h	+/-	Dist Error	Mw Error
	Zentroid	47,389	11,845	2,8	3,4	0,3	7	3	0,39	0,6
M=4	MEEP	47,404	11,943	8,6	3,4	0,4	6	4	7,17	0,6
H=12	Bakun	47,562	11,041	52,4	4,9	0,7			63,74	-0,9
	Pairwise	47,404	11,859	8,3	3,4	0,4			1,70	0,6