
**Verbundprojekt MAGS – Konzepte zur
Begrenzung der mikroseismischen Aktivität
bei der energetischen Nutzung
geothermischer Systeme im tiefen Untergrund**

**Einzelprojekt 2: Untersuchung von
Mikro-Beben in der bayerischen Molasse im
Umfeld von geothermischen Reservoirien**

Tobias Megies, Joachim Wassermann



München, 2014

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit unter dem Förderkennzeichen 0325191C gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Autor.

Das Verbundprojekt **MAGS** wurde finanziert durch das **Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit** und betreut vom **Projektträger Jülich**.

Förderkennzeichen 0325191C

Laufzeit des Vorhabens: 01.05.2010 bis 30.09.2013

Abschlussbericht: März 2014, München

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	4
1.1	Aufgabenstellung, Voraussetzung und Ablauf	4
1.2	Wissenschaftlich-technische Ausgangssituation und Zusammen- arbeit mit anderen Stellen	6
2	Resultate	9
2.1	Zusammenfassung	9
2.2	Seismologische Überwachung und Analyse	11
2.2.1	Erfassung der Mikroseismizität	11
2.2.2	Lokalisierung	27
2.2.3	Magnitudenbestimmung, PGV Messung	51
2.2.4	Herdmechanismen	56
2.2.5	Analyse und Bereitstellung des Katalogs	60
2.2.6	Korrelation mit Betriebsdaten	64
2.3	Tektonische Interpretation	72
2.3.1	Standort Unterhaching und Umgebung	73
2.3.2	Bayerisches Molassebecken	81
3	Nutzen und Verwertbarkeit	87
4	Veröffentlichungen und Tagungsbeiträge	89
4.1	Veröffentlichungen	89
4.2	Öffentliche Vorträge	89
4.3	Posterpräsentationen	90
	Literatur	95
	Abbildungsverzeichnis	97

1 Einführung

1.1 Aufgabenstellung, Voraussetzung und Ablauf

Im Zusammenhang mit der Reduktion von klimaschädlichen Gasen gilt die Nutzbarmachung geothermaler Lagerstätten als eine der vielversprechendsten Alternativen zu konventionellen Energieträgern. Das bayerischen Molassebecken stellt dabei neben dem Oberrheingraben und dem Norddeutschen Becken eine von drei Regionen in der Bundesrepublik Deutschland dar, in denen Tiefengeothermie wirtschaftlich nutzbar ist. Es werden dabei in mehreren Kilometern Tiefe Schichten des Malmkalks als natürlicher Aquifer genutzt, wodurch ein hydrothermaler Betrieb von Bohrungsdubletten oder -tripletten möglich ist. Hierbei entfällt die beim Hot-Dry-Rock Verfahren nötige hydraulische Stimulation. Im Verlauf dieser Stimulation werden Risse im Gestein erzeugt beziehungsweise geöffnet, was meist durch das Auftreten von Mikroseismizität begleitet wird. Ausgehend von den geringen Injektionsdrücken, die im Molassebecken üblicherweise zur Rückführung des entnommenen Thermalwassers nötig sind, wurde der Aspekt von an der Oberfläche spürbarer Mikroseismizität in der Vergangenheit in Bayern weder von Seiten der Betreiber noch von den Genehmigungsbehörden berücksichtigt. Allerdings ist zu beachten, dass bei der Bohrplanung gezielt im Reservoir bereits vorhandene Störungszonen für die Produktions- und Injektionsstrecken anvisiert werden.

Nach einer Reihe von fünf, von einigen Einwohnern teilweise verspürten, Erdbeben mit Magnituden von 1.9-2.4 die sich im Jahre 2008 im südlichen Großraum München ereigneten, wurden von der Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU) erste Untersuchungen zu deren Ursachen und Wirkung durchgeführt. Im Zeitraum von Januar 2010 bis März 2011 wurden weitere Forschungsarbeiten in einem Unterauftrag des Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik Hannover (LIAG) veranlasst, die im Rahmen des MAGS Projektes im Rahmen des vorliegenden Forschungsvorhabens von Mai 2010 bis September 2013 weitergeführt und vertieft wurden.

Ziel des vorliegenden Projektes war es zu untersuchen, inwieweit die Ausbeutung geothermaler Tiefenwässer in der bayerischen Molasse zu einer Erhöhung der in dieser Region eher geringen natürlichen Seismizität führen kann. Die Vorhabenplanung sah vor, ein in der Planung befindliches Geothermiekraftwerk bei Bernried am Starnberger See von der Zeit vor der ersten Reservoirbeeinflussung bis in den laufenden Regelbetrieb in Hinblick auf Mikroseismizität zu untersuchen und darauf aufbauend entsprechend eine

tektonische Interpretation anhand der eventuell auftretenden Mikroseismizität vorzunehmen.

Die im Verlauf des Projekts frühzeitig erkannten, erheblichen Verzögerungen in der Projektentwicklung des Bernrieder Geothermiekraftwerks, machten einige Abweichungen von der ursprünglichen Planung nötig. Um die Abhängigkeit von diesem einzelnen Standort zu vermindern und damit eine bessere Datensicherheit zu schaffen, wurde statt einer konzentrierten Beobachtung eines einzelnen Standortes beschlossen die beantragten Ressourcen auf mehrere Geothermiestandorte zu verteilen.

Dabei wurde zum einen ein starker Fokus auf die vertiefte Betrachtung der Mikroseismizität am Standort Unterhaching gelegt, zum anderen wurde mit dem Standort Kirchweidach ein weiteres in Entwicklung befindliches Geothermiekraftwerk in die Studie mit einbezogen. Vom Standort Unterhaching war bereits zu Projektbeginn das Auftreten von Seismizität bekannt. Es war damit also absehbar, dass eine vertiefte Betrachtung neue Erkenntnisse und eine sichere Datenbasis für die Projektpartner des MAGS Verbundes schaffen würde, welche auf Eingangsdaten eines möglichst aussagekräftigen Erdbebenkatalogs angewiesen waren. Zudem bot der Standort Kirchweidach die Möglichkeit ein weiteres Kraftwerk auf zuvor bereits vorhandene, natürliche Mikroseismizität und deren Änderung durch die Beeinflussung des Reservoirs zu untersuchen. Ein weiteres, wichtiges Auswahlkriterium für den Standort Kirchweidach liegt in dem zu Unterhaching und Bernried deutlich unterschiedlichen Streichen der Störungen zum Hauptspannungsfeld der gesamten Region. Dies ließ auf eine Vergleichsmöglichkeit der jeweiligen tektonischen Situation hoffen. Im Zuge der Umplanung wurde nach Absprache mit dem Projektträger beschlossen, die für die Installation einer tiefen Bohrlochstation beantragten Ressourcen zur Anschaffung einer flachen Bohrlochstation sowie zweier weiterer, mobil einsetzbarer Oberflächenstationen umzuwidmen.

Trotz der nötigen Aufteilung der Ressourcen auf mehrere Standorte war für einige geplante Arbeitsschritte keine ausreichende Datenlage gegeben. In diesem Zusammenhang ist vor allem bis zum heutigen Zeitpunkt fehlende Auftreten von Erdbebenaktivität an den Standorten Bernried (keine Bohrung) beziehungsweise Kirchweidach (geringe Fließraten) zu nennen. Die in Arbeitspaket 1 geplante 3D Momenten Tensor Inversion konnte aufgrund der zu geringen Stationszahl an den einzelnen Standorten nicht durchgeführt werden.

Des Weiteren konnten die in Arbeitspaket 3 geplanten Arbeiten nicht wie geplant durchgeführt werden. Die erhoffte Festlegung von als realistisch

einzustufenden Bebenszenarien beziehungsweise eines Bemessungsbeben war durch die komplexe Methodenentwicklung in Einzelprojekt 4 nicht im geplanten Zeitrahmen möglich. Zudem war an den Standorten Bernried und Kirchweidach durch das Fehlen von Mikroseismizität keine Kalibrierung der geplanten Simulationen der Wellenausbreitung möglich. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass realistische Szenarien der auftretenden Bodenschwingungsgeschwindigkeiten ein dringlich erforderliches Werkzeug gerade beim Fehlen von natürlicher Seismizität darstellt. Hierzu sollen in dem Nachfolgeprojekt MAGS2 in Zusammenarbeit mit dem Institut für Statistik der LMU methodische Neuentwicklungen untersucht werden. Durch den Wegfall dieser Arbeitsschritte konnte ein deutlicher Mehraufwand in Arbeitspaket 1 bei der Analyse älterer Daten mit fortgeschrittenen und zum Teil neu entwickelten Detektionsmethoden betrieben werden. Dadurch konnte trotz der Verteilung der Arbeiten auf drei statt einen Geothermiestandort am Standort Unterhaching ein Bebenkatalog erstellt werden, der die ursprünglichen Erwartungen deutlich übertrifft. Für die Projektpartner konnte ein Katalog mit 470 Mikrobeben erstellt werden, der über einen Bereich von über zwei Magnitudenstufen vollständig ist und damit eine ausgezeichnete Datenbasis für die Partnerprojekte im MAGS Verbund darstellt. Dies ist als ein Haupterfolg der vorliegenden Studie zu werten. Die im Rahmen der Studie implementierten Algorithmen wurden dabei in das weithin genutzte, quelloffene und frei verfügbare seismologische Softwarepaket ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011) eingepflegt und stehen damit sofort zur Nutzung durch Behörden, Betreiber und im Bereich der Wissenschaft zur Verfügung.

1.2 Wissenschaftlich-technische Ausgangssituation und Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Einige Aspekte der hydrothermalen Nutzung tiefer geothermischer Reservoirs wurden bisher nicht oder nur ausreichend untersucht. Im Gegensatz zu druckstimulierten Hot-Dry-Rock beziehungsweise EGS Projekten wie zum Beispiel in Soultz-sous-Forêts oder Basel fand insbesondere die Möglichkeit des Auftretens von induzierter beziehungsweise getriggertter Seismizität kaum Beachtung. In Folge dessen sind viele geophysikalische Fragestellungen bisher weitgehend unerforscht. Es ist nicht bekannt, in wieweit durch die Beeinflussung des Reservoirs die natürliche Seismizität und damit die seismische Gefährdung mit der Inbetriebnahme und der Produktion hydrothermalen Geo-

thermiekraftwerke in der Molasse verändert wird. Auch wurde die natürliche Mikroseismizität im bayerischen Molassebecken bisher kaum untersucht, da sich in Bayern seismologische Untersuchungen vor allem auf die seismisch aktivsten Gebiete, nämlich auf die nördlichen Kalkalpen, die Schwarmbebenregionen im bayerischen Vogtland und um Bad Reichenhall, konzentrieren und das flächige Molassebecken in historischen Zeiträumen kaum messbare, geschweige denn verspürte, Seismizität aufweist. Es ist somit zum jetzigen Zeitpunkt nicht einzuschätzen, ob durch den Betrieb der Kraftwerke lediglich bereits vorhandene natürliche Seismizität verstärkt wird oder ob auch in Gebieten Beben ausgelöst werden, die zuvor keinerlei Mikroseismizität aufgewiesen haben.

Auch welche Faktoren die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Seismizität beeinflussen, sei es von Seiten der Betriebsparameter der Geothermieanlage oder der strukturgeologischen und tektonischen Situation, ist bisher nicht bekannt.

In Anbetracht der großen Zahl von in der Planung befindlichen Geothermiekraftwerken, die größtenteils vergleichbare oder höhere Produktionsraten anstreben als das derzeit größte Geothermiekraftwerk in der Molasse, ist hier dringender Forschungsbedarf gegeben. So ist zunächst der wichtigste Schritt in den Untersuchungen eine ausreichende Datengrundlage über das Auftreten von Mikroseismizität zu schaffen, welche aktuell wie erwähnt nicht gegeben ist.

Die Arbeitsgruppe Seismologie der LMU München verfügt über langjährige Erfahrung bei Aufbau und Betrieb kleinräumiger bis regionaler seismologischer Netzwerke zur Erfassung und Lokalisierung der Seismizität.

Die erhobenen Daten der Mikroseismizität werden im Verlauf des Projekts den Projektpartnern im MAGS Verbundvorhaben in Form eines Bebenkatalogs als essentielle Eingangsdaten für aufbauende Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Weiterhin gilt es dann die gewonnenen Daten zur Mikroseismizität mit den von Betreiberseite zur Verfügung gestellten Betriebsdaten in Bezug zu setzen. Die Datennutzung der von den Firmen Geothermie Unterhaching GmbH & Co KG, Bernried Erwärme Kraftwerk GmbH und GeoEnergie Kirchweidach GmbH erhobenen Daten wird hierbei im Rahmen eines Datennutzungsvertrages für das MAGS Verbundprojekt geregelt. Die statistische Modellierung wird in enger Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe Statistik der LMU München durchgeführt.

Die Daten zur Seismizität werden außerdem in Hinblick auf die tektonische Situation im Bereich südlicher Großraum München und Molassebecken

analysiert. Dabei wird eng mit dem Leibniz Instituts für angewandte Geophysik in Hannover zusammengearbeitet, an dem die Ergebnisse der 3D Seismik Unterhaching ausgewertet werden. Bei der Untersuchung über die tektonischen/strukturellen Verhältnisse im gesamten Molassebecken wird mit dem bayerischen Landesamtes für Umwelt zusammengearbeitet, an dem seit vielen Jahren Störungsstrukturen im Malmkalk dokumentiert und kartiert werden und Informationen zu Bohrungen in der Molasse gesammelt werden. Zudem besteht Kontakt mit den Kollegen des Arbeitsbereichs Geodäsie an der Bayerischen Akademie der Wissenschaften im Bereich oberflächennaher Aufnahme rezenter Deformation in der Molasse. Hierzu stehen mehrjährige GPS Messreihen des SAPOS Netzwerkes zur Verfügung.

2 Resultate

2.1 Zusammenfassung

Das bayerische Molassebecken stellt neben dem Oberrheingraben und dem Norddeutschen Becken eine von drei Regionen in der Bundesrepublik Deutschland dar, in denen Tiefengeothermie wirtschaftlich nutzbar ist. Ausgehend von den geringen Reinjektionsdrücken, die im Molassebecken üblicherweise nötig sind, wurde der Aspekt von an der Oberfläche spürbarer Mikroseismizität in der Vergangenheit in Bayern weder von Seiten der Betreiber noch von den Genehmigungsbehörden berücksichtigt. Eine Reihe von fünf, von Einwohnern teilweise verspürten, Erdbeben mit Magnituden von 1.9-2.4 die sich im Jahre 2008 im südlichen Großraum München ereigneten, zeigte jedoch dringenden Forschungsbedarf an.

Ziel des vorliegenden Projektes war die Ursachenforschung über die Erhöhung der in dieser Region eher geringen natürlichen Seismizität in Folge der Ausbeutung geothermaler Tiefenwässer in der bayerischen Molasse. Dazu wurden die Standorte Unterhaching, sowie weitere in der Planung befindliche Geothermiekraftwerke bei Bernried am Starnberger See und bei Kirchweidach in Hinblick auf Mikroseismizität untersucht.

Am Standort Unterhaching konnte ein höchst detaillierter Bebenkatalog erstellt werden, der die ursprünglichen Erwartungen deutlich übertrifft. Die Ergebnisse der hochpräzisen Relativlokalisierung ermöglichten unter Einbeziehung von GPS Messungen und Daten des regionalen Spannungsfeldes eine aufschlussreiche Interpretation in Bezug auf die vorliegenden strukturgeologischen Gegebenheiten und die tektonische Situation im Molassebecken. Im vorliegenden Katalog sind 470 Mikrobeben enthalten und dieser ist über einen Bereich von über zwei Magnitudenstufen vollständig ist. Der Bebenkatalog war damit ein wichtiger Grundbaustein für aufbauende Untersuchungen in Einzelprojekt 4 (Gefährdungsstudien), Einzelprojekt 5 (Modellierung der Auftrittswahrscheinlichkeiten fluidinduzierter Beben) und Einzelprojekt 6 (THMC Modellierung seismischer Ereignisse bei Stimulation und Produktion).

Weiterhin konnten mit statistischen Methoden erste Ergebnisse bezüglich der Korrelation von Injektionsparametern und Mikrobebentätigkeit im Falle hydrothormaler Nutzung von Tiefengeothermie bei niedrigen Injektionsdrücken gewonnen werden, wozu bislang keine Erkenntnisse vorlagen.

Nicht zu vernachlässigen ist außerdem die Bedeutung der kontinuierlichen

Information von Bevölkerung, Betreiberfirmen und Genehmigungsbehörden im direkten Kontakt sowie auf über zehn öffentlichen Workshops (siehe Abschnitt 4). Die vorliegende Studie liefert damit insgesamt einen wichtigen Beitrag zu Akzeptanz und weiterer Entwicklung der Energiegewinnung aus tiefer Geothermie

2.2 Seismologische Überwachung und Analyse

2.2.1 Erfassung der Mikroseismizität

Aufbau seismologischer Netzwerke

Im Rahmen des Projekts wurden zur Dokumentation der auftretenden Mikroseismizität an zwei ausgewählten Geothermiestandorten seismologische Messnetzwerke eingerichtet. Zudem wurde das bereits bestehende Netzwerk im Bereich Unterhaching weiterbetrieben, wodurch Daten zur mikroseismischen Aktivität von insgesamt drei Geothermiestandorten in der bayerischen Molasse gewonnen werden konnten (siehe Abb. 1, 2). Ein Netzwerk wurde auf dem Erlaubnisfeld Bernried am Starnberger See errichtet. Hier wird von der Firma BE Geothermal ein Geothermieprojekt zur Fernwärmeerzeugung mit zusätzlicher Verstromung mit geplanten zwei Dubletten und hohen Förderraten (> 120 l/s) entwickelt. Die Netzwerkauslegung orientierte sich dabei an der vom Betreiber vertraulich zur Verfügung gestellten Bohrplanung, insbesondere der Lage der geplanten Reinjektionshorizonte. Um eine verbesserte Datensicherheit für die weiteren Projektarbeiten zu schaffen wurde zudem beschlossen, sich nicht wie ursprünglich geplant mit einem sehr dichten Netzwerk auf diesen einen Standort zu konzentrieren, sondern stattdessen die zur Verfügung stehenden Ressourcen zu verteilen und einen weiteren Geothermiestandort in die Untersuchungen miteinzubeziehen. Hier wurde der Standort Kirchweidach im östlichen Bereich des bayerischen Molassebeckens gewählt, da die Projektentwicklung an diesem Standort bereits weit fortgeschritten war und im dritten Quartal 2010, wenige Monate nach Projektbeginn MAGS, die Bohrarbeiten begonnen wurde. Am Standort Kirchweidach war von der Firma GEOenergie Kirchweidach eine Dublette mit hohen Förderraten (> 120 l/s) zur Fernwärmeversorgung und Verstromung geplant.

Am Standort Bernried wurde im Zeitraum von Mai 2011 bis einschließlich zum Zeitpunkt des vorliegenden Berichts ein Netzwerk aus vier gleichmäßig um die geplanten Reinjektionsstrecken verteilten Stationen betrieben (siehe Abb. 3). Bis zum Verfassen dieses Berichts wurde noch keine Geothermiebohrung niedergebracht, so dass damit über 2.5 Jahre an Daten zur Dokumentation von natürlicher Mikroseismizität an diesem Standort vorliegen. Zwei Stationen wurden in Hochbehältern des Wasserwerks Tutzing, eine in einem Versorgungsschacht der Klinik Höhenried und eine Station wurde auf dem Gelände eines aufgelassenen Brunnens der Gemeinde Bernried realisiert.

Die größten azimuthalen Lücken der Stationsgeometrie bezüglich der geplanten Bohrlandepunkte ergeben sich bei der sehr gleichmäßigen Verteilung der Stationen zu etwa $120\text{-}140^\circ$ bei Epizentraldistanzen von 2.5 bis 5 km. Alle Stationen sendeten die aufgezeichneten Daten in Echtzeit mittels des seedlink Protokolls an das Datenzentrum in Fürstfeldbruck und wurden den weiteren Einzelprojekten (insbesondere EP1) zur Nutzung als Echtzeitdatenstrom über seedlink sowie im Archiv mittels arlink zur Verfügung gestellt.

Auch am Standort Kirchweidach wurde im Zeitraum von März 2011 bis Oktober 2013 ein Netzwerk aus vier Stationen betrieben (siehe Abb. 4). Drei dieser Stationen wurden für den "online" Betrieb (d.h. mit Echtzeit-Datenübermittlung) realisiert, eine weitere wurde nach Bedarf (bei angekündigten Pump- und Zirkulationstests) zeitweise im "offline" Modus (d.h. mit ausschließlicher Aufzeichnung auf lokale Speichermedien, ohne Echtzeit-Datenübertragung) betrieben. Die "online" Stationen wurden in einem Hochbehälter der Gemeinde Garching/Alz, sowie auf dem Grundstück eines unbewirtschafteten Bauernhofs und in einer stillgelegten Brunnenkammer eines Privathauses realisiert. Die temporär installierte Station wurde in einem privaten Waldgebiet in Privatbesitz betrieben. Die größten azimuthalen Lücken der Stationsgeometrie bezüglich der beiden Bohrlandepunkte ergeben sich bedingt durch die geringe Stationszahl zu etwa 15 beziehungsweise 180° bei Epizentraldistanzen von 0.5 bis 4.5 km. Zunächst wurde die Eignung der betreffenden Standorte durch mehrtägige Testmessungen ermittelt, welche in Form von probabilistischen Leistungsspektrum-Dichte-Plots ausgewertet wurden (McNamara and Buland, 2004, siehe Abb. 5). Für beide neu erstellten Stationsnetzwerke konnten bezüglich der Netzwerkgeometrie und der Bodenunruhe äußerst zufriedenstellende Standorte gefunden werden. Der Vergleich mit den im Unterhachinger Messnetz anzutreffenden Bodenunruhebedingungen zeigt, dass aufgrund der eher ländlichen Prägung mit relativ dünner Besiedlung meist deutlich niedrigere Hintergrund-Bodenunruhe Bedingungen vorherrschen (siehe Abb. 6).

Zusätzlich zu den neu installierten Netzwerken wurde das bereits bestehende Messnetz um die Geothermie Unterhaching aus Eigenmitteln weiterbetrieben. Dieses wurde zuvor im Rahmen eines Unterauftrags des LIAG im Rahmen des Projekts "Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München" (PtJ/BMU-EEN Fkz. 0325013A; Schulz and Thomas, 2012) aufgebaut und betrieben. Dieser Standort zeichnet sich durch die bereits vor Projektbeginn MAGS aufgetretene Mikroseismizität aus. Im Projektverlauf wurde dieser Standort deswegen zur Sicherung einer

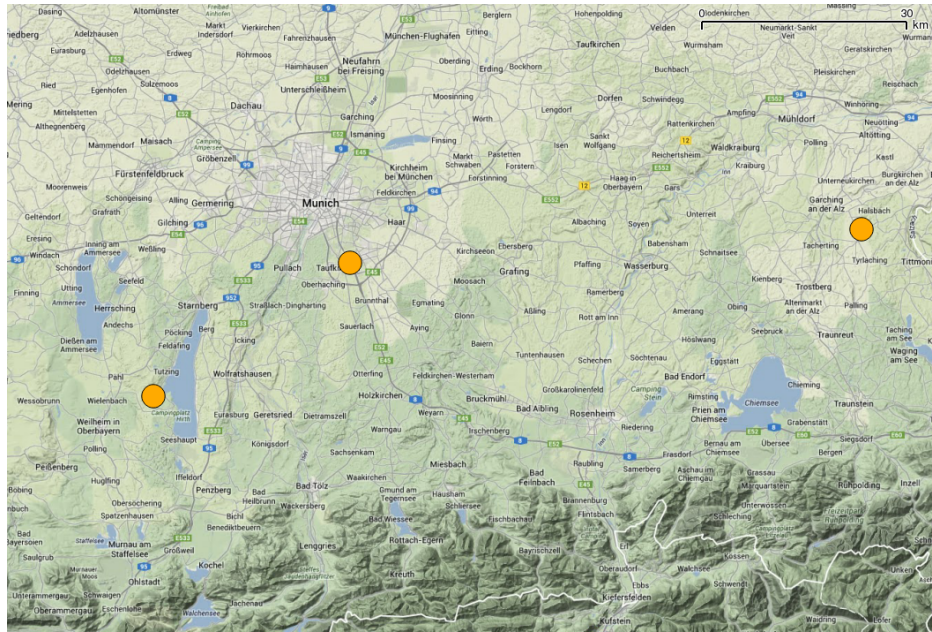


Abbildung 1: Kartenansicht des bayerischen Alpenvorlandes mit den drei im Projekt untersuchten Geothermiestandorten Bernried, Unterhaching und Kirchweidach (von West nach Ost). Kartenmaterial: Google

möglichst aussagekräftigen Datenbasis (auch mit Blick auf die auf Katalogdaten angewiesenen anderen Einzelprojekte) mit besonderer Aufmerksamkeit betrachtet.

Das seismologische Messnetz im Süden Münchens war im Lauf der Zeit einigen Veränderungen unterworfen. Vor Beginn des Projekts waren zeitweise in den Jahren 2008 und 2009 – zu einem Zeitpunkt als der exakte Ursprung der im regionalen Netz beobachteten Seismizität bei Unterhaching nicht geklärt war – wechselnde Stationsstandorte temporär mit Seismometern ausgestattet. Im Rahmen des oben erwähnten Vorgängerprojekts (Schulz and Thomas, 2012) wurde dann gezielt ein permanentes seismologisches Netzwerk um die Reinjektionsbohrung **Uha-GT2** errichtet.

Bereits im Jahr 2008 wurden die späteren, **UH1** und **UH2** genannten, Stationen mit Geräten des Schweizerischen Erdbebendienst (SED) zeitweise offline betrieben. Desweiteren wurden mit zwischenzeitlich verfügbaren Instrumenten des Geophysikalischen Observatoriums der LMU die Stationen **OBHA** (Online-Betrieb von Mitte Juli bis Ende Oktober 2008) und **SWM2** (Offline-

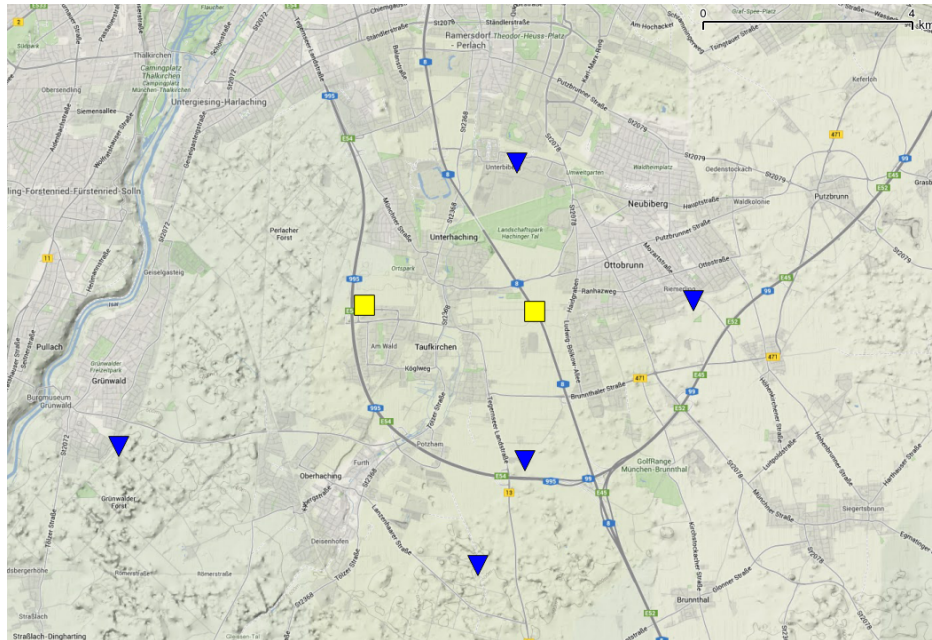


Abbildung 2: Kartenansicht des Standortes Unterhaching mit Bohransatzpunkten der geothermischen Dublette (gelbe Quadrate) und seismologischen Messstationen (blaue Dreiecke). Kartenmaterial: Google

Betrieb im Januar, Februar und April 2009) betrieben. Seit Mitte Februar 2009 wurde die Station DHF0 mit einem Gerät der LMU permanent online betrieben. In diesen Zeiträumen zeichneten einige Stationen im offline-Betrieb und teilweise batteriebetrieben auf lokale Festspeichermedien auf, so dass die Daten ausschließlich zu nachträglichen Analysen verwendet werden konnten und zudem zum Teil unvollständig sind. Eine gleichbleibende und lückenlose Dokumentation der Seismizität ist hier nur mit Hilfe der regionalen Stationen des Erdbebendienst Bayern gegeben.

Im Rahmen des LIAG Projektes wurde über den Zeitraum von Januar bis Anfang Mai 2010 hinweg sukzessive ein permanentes, lokales Stationsnetz bestehend aus fünf Stationen errichtet (siehe Abb. 7), wobei zwei Seismometer und vier Digitalisierer aus Projektmitteln neu angeschafft, zwei Seismometer leihweise und temporär von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) zur Verfügung gestellt wurden und eines aus Eigenbestand der LMU gestellt werden konnte. Die Standorte sind bei zufriedenstellender azimuthaler Anordnung in Epizentraldistanzen von 2 (UH3) bis 8.4 km (UH4)

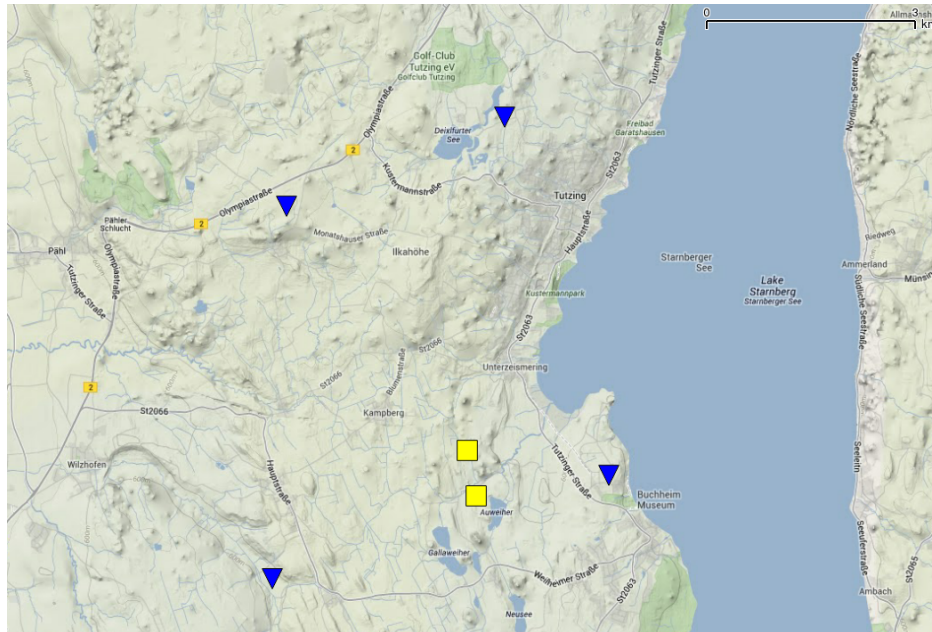


Abbildung 3: Kartenansicht des Standortes Bernried mit geplanten Bohranzatzpunkten der geothermischen Dubletten (gelbe Quadrate) und seismologischen Messstationen (blaue Dreiecke). Kartenmaterial: Google

verteilt. Hierbei ergeben sich die größten azimuthalen Lücken im Nordwesten und Südosten mit etwa 90° bzw. 120° , was im folgenden für die Einschätzung der Lokalisierungsfehler der Mikrobeben wichtig wird.

Die Messstationen wurden zum Teil als Freifeld-Stationen angelegt (DHF0, UH3, UH4). Hierbei wurden die Seismometer jeweils in einem etwa 0.5-1.0 m tiefen Erdloch auf einem Zementboden oder einer Gabbroplatte aufgestellt und anschließend zur Temperaturstabilisierung, durch eine Kunststoffhaube geschützt, wieder mit Erde bedeckt (siehe Abb. 8). Die übrigen Stationen wurden im Keller eines leerstehenden Privathauses (UH2) und im Keller eines Gebäudes der Universität der Bundeswehr (UH1) realisiert.

Auch im Unterhachinger Messnetz werden die digitalisierten Seismogramme bei allen Stationen über ein GPRS/UMTS-Funkmodem in Echtzeit unter Verwendung des seedlink Protokolls an die Datenzentrale am Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck übermittelt sowie den Projektpartnern als Echtzeitdatenstrom und als online verfügbares Archiv zur Verfügung gestellt. Dies ermöglicht ein kontinuierliches Monitoring mit zeitnaher Aus-

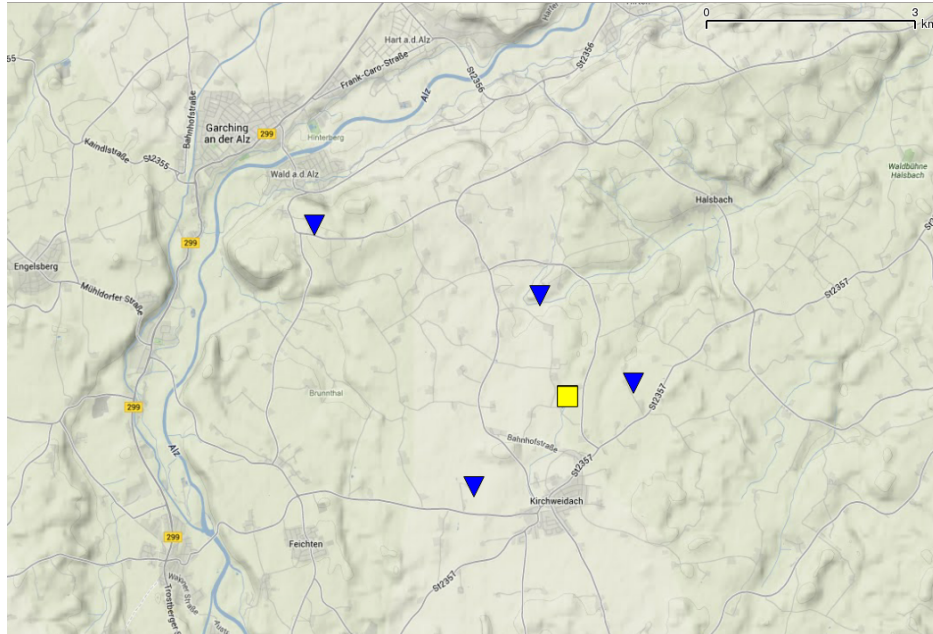


Abbildung 4: Kartenansicht des Standortes Kirchweidach mit Bohransatzpunkt der geothermischen Dublette (gelbes Quadrat) und seismologischen Messstationen (blaue Dreiecke). Kartenmaterial: Google

wertung der erhobenen Daten. Über die Laufzeit des Vorgängerprojekts hinaus wurde zudem von Seiten der LIAG einer Verlängerung der Kostenübernahme des online-Monitorings (Fahrkosten, Wartungskosten, Mobilfunkverträge) bis Ende des Jahres 2011 zugestimmt. Im Anschluss wurden die laufenden Kosten aus MAGS Projektmitteln gedeckt.

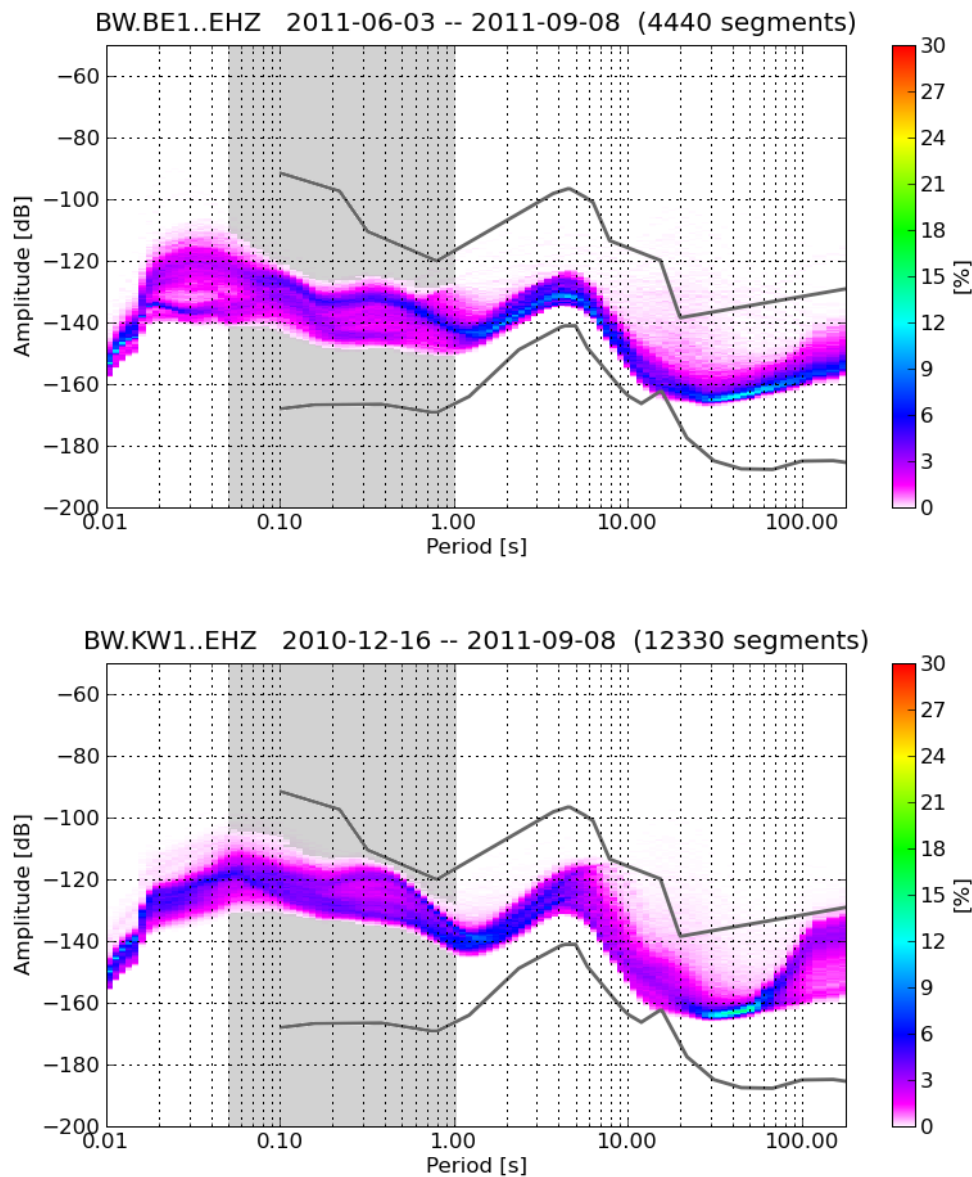


Abbildung 5: Beispiele zweier probabilistischer Unruhespektren (McNamara and Buland, 2004) von Stationen des Bernrieder (oben) und Kirchweidacher Netzwerks (unten). Eingezeichnet sind auch das "New High Noise Model" und das "New Low Noise Model" (dunkelgraue Linien; Peterson, 1993). Beide Stationen erreichen im für die zu untersuchende lokale Mikroseismizität interessanten Frequenzbereich von etwa 1-20 Hz (entspricht 0.05-1 s Periode; hellgrau hinterlegt) dauerhaft akzeptable Werte von etwa -115 bis -150 dB (Amplitudenskalen: $10 \log_{10} m^2/s^4/Hz$).

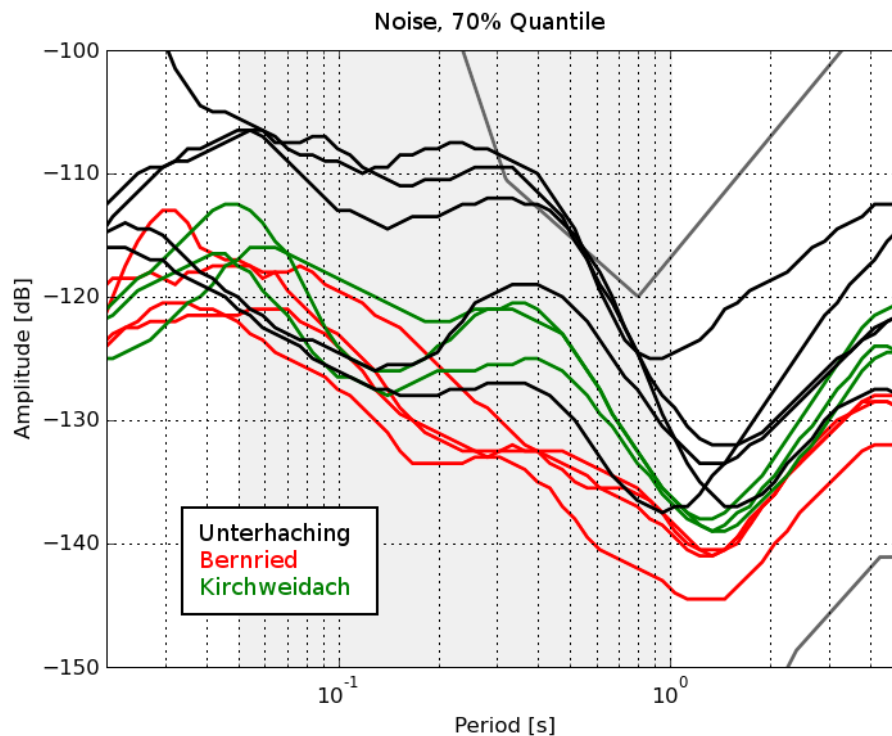


Abbildung 6: Vergleich der Noisebedingungen des lokalen Netzes in Unterhaching (schwarz) mit den Stationsnetzwerken Bernried (rot) und Kirchweidach (grün). Eingezeichnet sind die 70 % Quantile der probabilistischen Unruhespektren (vgl. Abb. 5), d.h. die Amplitudenwerte, die zu 70 % aller Zeiten unterschritten werden (eine Linie pro Station des betreffenden Netzwerks). Zu erkennen sind die größtenteils deutlich günstigeren Noisebedingungen im interessanten Frequenzbereich von 1-20 Hz ($5 \cdot 10^{-2}$ - 10^0 s; hellgrau hinterlegt) in den ländlich geprägten, weniger dicht besiedelten Gebieten um Bernried und Kirchweidach.

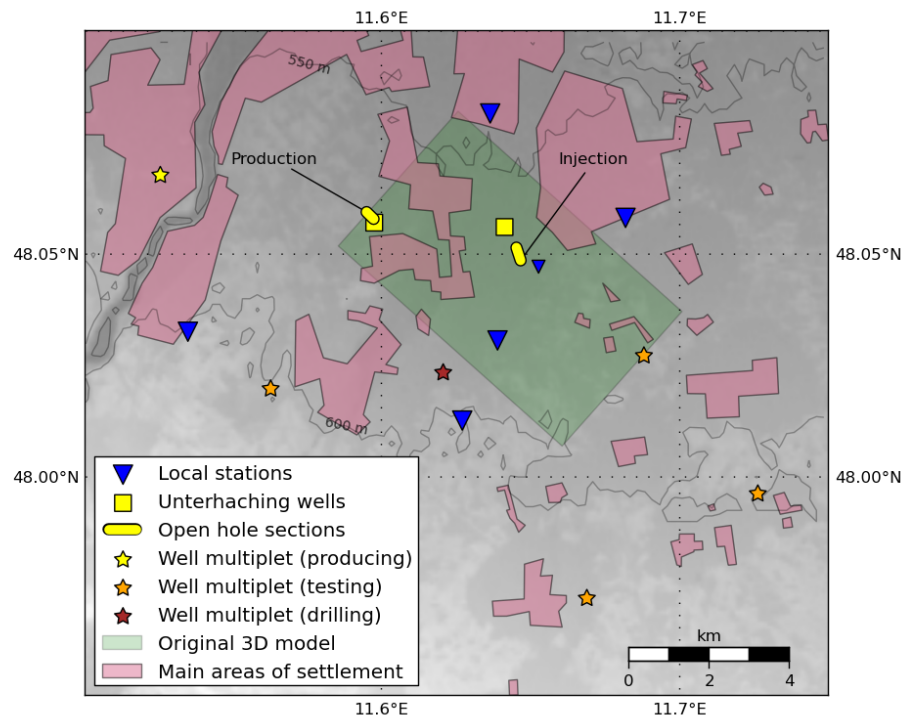


Abbildung 7: Schematische Detailkarte des Standorts Unterhaching. Eingezeichnet sind die Stationen des lokalen Messnetzes (blaue Dreiecke) rund um die Produktions- und Injektionsbohrungen mit offenen Rohrstreifen auf Reservoirtiefe (gelb). Außerdem vermerkt sind der Umriss der 3D-Seismik Unterhaching (grün schattiert, vgl. Abb. 12), größere zusammenhängende Wohngebiete (rosa schattiert) und die Bohransatzpunkte benachbarter Dubletten (Sterne). Die relativ flache Topographie (Jarvis et al., 2008) ist grau hinterlegt mit Höhenlinien bei 550 und 600 m über Normalnull.



Abbildung 8: Freifeld-Installation einer Messstation des Bernrieder Netzwerks. In einem ca. 0.5-1.0 m tiefen Erdloch wird ein oben verschließbares Kunststoffgehäuse mit einem einige Zentimeter dicken Zementfundament eingegossen. Nach dem Orientieren und Nivellieren des Seismometers wird der Behälter geschlossen und anschließend zur Temperaturstabilisierung wieder mit Erde bedeckt.

Ereignisdetektion

Zur Eventdetektion kommt im Wesentlichen ein sogenannter "short-term average/long-term average" (STA/LTA) Trigger zum Einsatz (Withers et al., 1998). Dabei werden transiente Signale als Schwankungen des zeitlichen Mittels der Amplitude der aufgezeichneten Bodenschwingungsgeschwindigkeiten detektiert. Zur Anpassung des Triggers an den Frequenzgehalt der zu detektierenden Signale wurde der Frequenzbereich des STA/LTA Triggers durch eine Vorfilterung der aufgezeichneten Seismogramme auf einen Bereich von 10-20 Hz eingeschränkt (siehe Abb. 9). In diesem Frequenzbereich ist zum einen ein Großteil der Energie der zu detektierenden Mikrobeben enthalten, zum anderen können so auch transiente Störquellen in angrenzenden Frequenzbereichen von der Triggerung ausgeschlossen werden. Zur Anpassung an die Signaldauer der zu überwachenden Mikroseismizität wurden Kurzzeit- bzw. Langzeitfensterlängen von 0.5 bzw. 10 Sekunden gewählt. Allerdings gibt es dennoch anthropogene und natürliche Störquellen, die in diesem kurzperiodischen Frequenzbereich ein Ansprechen des STA/LTA Triggers hervorrufen (sogenannter Mikrotremor). Um noch möglichst schwache Mikrobeben, welche sich dementsprechend gering von der vorherrschenden Bodenunruhe abheben, detektieren zu können und so eine möglichst niedrige Vollständigkeitsmagnitude des Mikrobebenkatalogs zu erreichen, wurde eine sehr niedrige Auslöseschwelle des STA/LTA Triggers von 3.5 gewählt (siehe Abb. 10). Da bei einem STA/LTA Trigger generell nicht automatisch zwischen lokalen Störeinflüssen und den eigentlich interessanten Signalen, wie etwa von eintreffenden Körperwellen eines Mikrobebens, entschieden werden kann ergeben sich auf den einzelnen Stationen zahlreiche Fehltriggerungen.

Aufbauend auf dem STA/LTA Trigger, der wie beschrieben zunächst auf jeder Station separat transiente Signale bestimmt, werden durch Koinzidenzsummenbildung im lokalen Netzwerk potentielle Ereignisse als annähernd zeitgleiche Detektion auf mehreren Einzelstationen des Netzwerks identifiziert. Dabei wurde bewusst eine potentielle Ereignisdetektion bereits ab einer Koinzidenzsumme von drei Stationen erklärt, um bei der geringen Anzahl von verfügbaren Stationen in den lokalen Netzwerken zu vermeiden, dass einzelne kurzzeitige Stationsausfälle eine Detektion für den betreffenden Zeitraum unmöglich machen. Durch diese sehr sensitive Einstellung ergeben sich unvermeidlich zahlreiche Fehldetektionen, die durch zeitaufwendige manuelle Kontrolle als solche bestätigt werden mussten.

Desweiteren wurde die Anwendbarkeit von methodisch anspruchsvolleren

Detektionsroutinen untersucht. Zum einen wurden dabei die Einsatzmöglichkeiten von Detektionsroutinen aus dem Bereich der Spracherkennung getestet, die auf sogenannten Hidden-Markov-Modellen beruhen (Beyreuther and Wassermann, 2008; Hammer et al., 2011). Hierbei ist zwar die Kalibration der zugrundeliegenden Noise- und Bebenmodelle auf die lokalen Verhältnisse mit einem erheblichen Aufwand verbunden ("Training" des Modells), es besteht aber die Möglichkeit, selbst mit nur einer einzelnen vorhandenen lokalen Station schwache Mikrobeben automatisiert zu detektieren. Die Ergebnisse der Tests zeigen, dass mit einer einzelnen Station Detektionsergebnisse erzielt werden konnten, die denen eines STA/LTA Triggers mit Koinzidenzsummenbildung auf zwei Stationen vergleichbar sind (Beyreuther et al., 2012).

Zum anderen kamen Detektionsroutinen basierend auf Kreuzkorrelations-techniken zum Einsatz. Dabei werden die aufgezeichneten Seismogramme mit den Wellenformen bereits zuvor bekannter, sogenannter Template-Ereignisse, kreuzkorreliert. Im Lauf der Analyse wurde eine sehr flexibel einsetzbare Routine entwickelt und im öffentlich frei verfügbaren Programmpaket ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011) implementiert. Dabei wurde eine nahtlose Integration in die bestehende STA/LTA Koinzidenzsummen Detektionsroutine realisiert, so dass sich sehr flexible Einsatzmöglichkeiten ergeben. Damit ist es nun möglich sowohl archivierte Daten von einzelnen Stationen als auch Daten eines lokalen Netzwerks im kontinuierlichen Routinebetrieb zu prozessieren. In einem Zwischenschritt des STA/LTA Koinzidenztriggers wird für alle Überschreitungen des STA/LTA Schwellenwertes auf einzelnen Stationen die Ähnlichkeit mit zuvor bestimmten Template-Ereignissen bestimmt. Hierbei kann pro Station eine beliebige Anzahl von Template-Ereignissen angegeben werden. Für jedes dieser Template-Ereignisse wird im Bereich von STA/LTA Schwellenwertüberschreitungen ein maximaler Korrelationskoeffizient bestimmt, wobei die Korrelationskoeffizienten als Summe der Kreuzkorrelationsfunktionen der drei Seismogrammkomponenten gebildet werden. Bei Überschreitung eines festgelegten Schwellenwertes des maximalen Korrelationskoeffizienten wird in Folge eine potentielle Detektion ausgelöst, auch wenn die festgelegte minimale Koinzidenzsumme des Netzwerks nicht erreicht wurde. Dieses Vorgehen hat zwei Vorteile: Zum einen können Daten einzelner Stationen analysiert werden, für die prinzipiell keine Koinzidenzsummenbildung möglich ist. In diesem Fall beruht das Auslösen einer potentiellen Detektion einzig auf der Überschreitung des Ähnlichkeitsschwellenwertes. Zum anderen kann die Routine als gewöhnlicher STA/LTA Koinzidenztrigger eingesetzt werden, wobei die Prozessierungsautomatik auch hier Detektionen auf

einzelnen Stationen im Falle hoher Ähnlichkeit mit einem Template-Event als potentielle Ereignisse deklariert. Dies macht eine Detektion von Ereignissen möglich, welche sich nur auf einer einzelnen Station ausreichend von der Hintergrundbodenunruhe abheben. Die beschriebene Methodik wurde auf archivierte Daten einzelner temporärer Stationen aus den Jahren 2008 und 2009 (siehe Abb. 11) sowie im laufenden Betrieb der routinemäßigen Detektion in Near-Realtime. Damit konnte ein Mikrobebenkatalog erstellt werden, in welchem auch Bereiche mit mäßiger Datenlage abdeckt sind und eine insgesamt sehr niedrige Vollständigkeitsmagnitude erreicht wird (siehe Kap. 2.2.5).

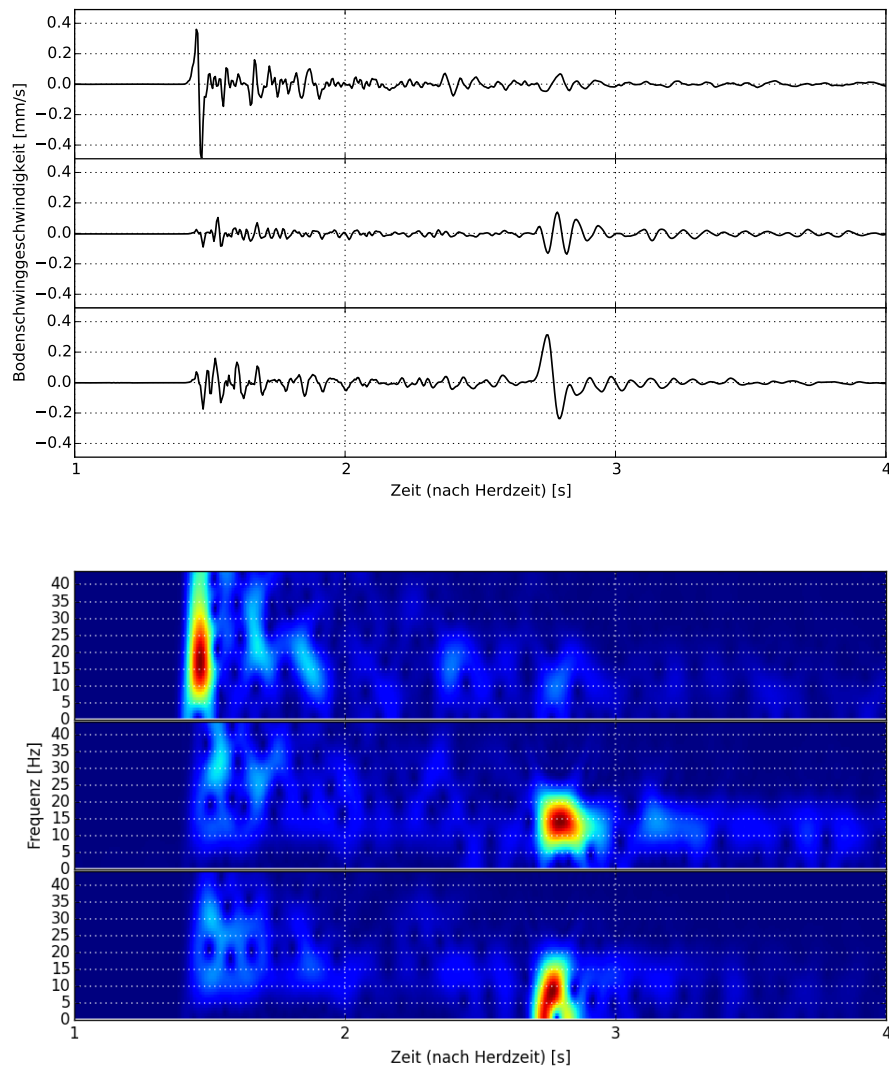


Abbildung 9: Aufzeichnung eines Bebens mit Lokalmagnitude M_l 2.1 (Herdzeit: 2010-05-27 16:24:31.8 UTC) an einer lokalen Messstation in 3 km Epizentraldistanz. Gezeigt sind jeweils von oben nach unten die Signale von Vertikal-, Nord- und Ost-Komponente. Klar zu erkennen sind die Einsätze von Kompressions- (P) und Scherwelle (S) bei ca. 1.5 und 2.7 s Laufzeit. Die maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten (oben) liegen mit bis zu 0.5 mm/s in einem Bereich in dem ein Erdbeben unter entsprechend ruhigen Bedingungen lokal verspürt werden kann. Es liegen zu diesem Beben allerdings keine Fühlbarkeitsmeldungen von Bürgern vor. Im Spektrogramm (unten) ist zu erkennen, dass die Energie für dieses Beben hauptsächlich im Frequenzbereich von 10-25 Hz (P) beziehungsweise 5-20 Hz (S) konzentriert ist.

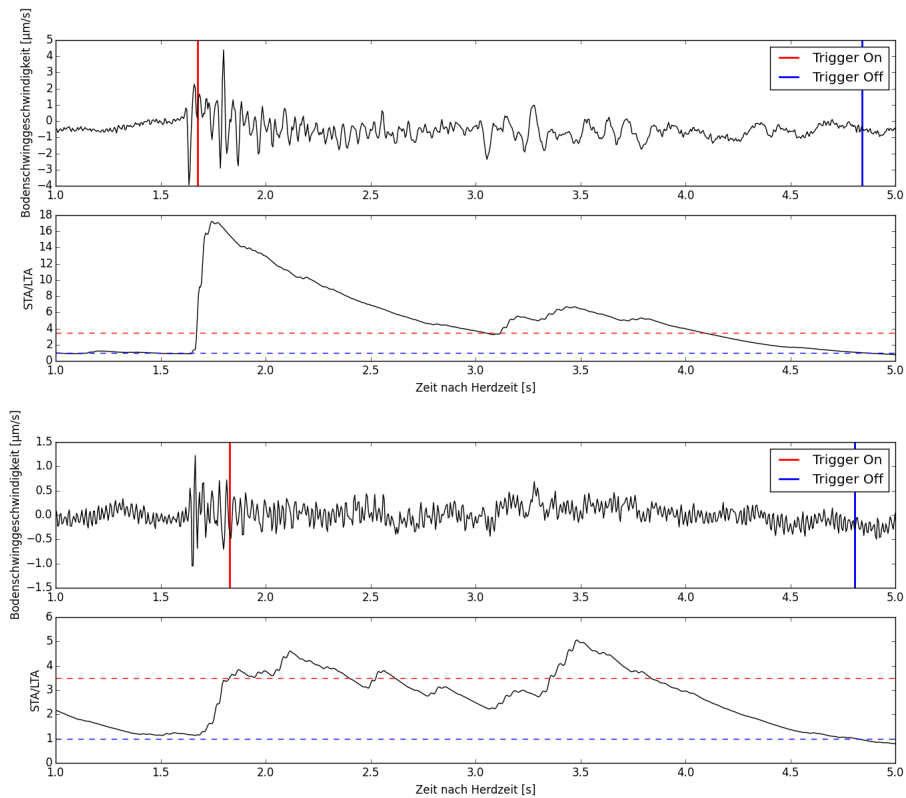


Abbildung 10: Beispiele zweier STA/LTA Trigger Eventdetektionen für je ein etwas stärkeres (oben, M_l 0.6) und ein schwächeres Mikrobeben (unten, M_l 0.0) bei Unterhaching, aufgezeichnet auf der Vertikalkomponente einer lokalen Messstation in 4 km Epizentraldistanz. Im oberen Bereich ist jeweils die aufgezeichnete Bodenschwinggeschwindigkeit dargestellt (ungefiltert), im unteren Bereich die daraus berechnete charakteristische Funktion des STA/LTA Triggers (mit Vorfilterung, siehe Textteil). Die Trigger On/Off-Schwellenwerte sind als gestrichelte Linien eingezeichnet (rot/blau), die resultierenden Triggerzeiten als vertikale Linien (rot/blau).

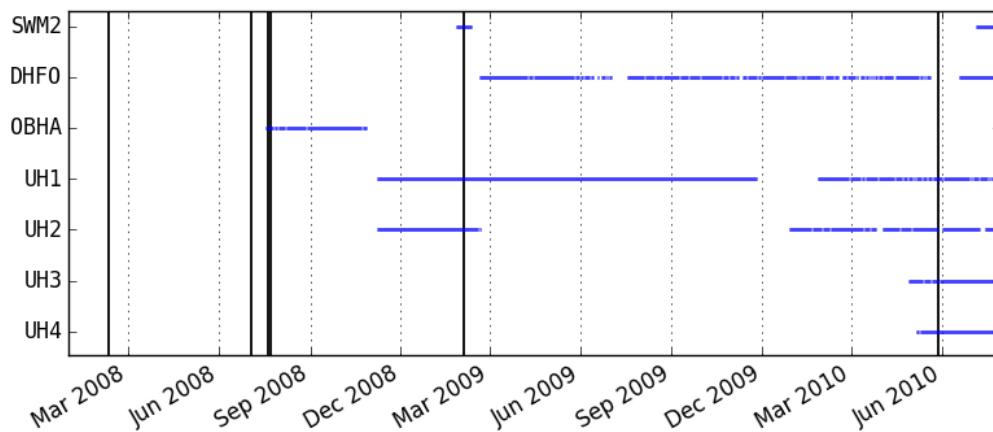


Abbildung 11: Datenverfügbarkeit zur Bebenüberwachung verfügbarer lokaler Stationen am Standort Unterhaching vom Zeitpunkt der ersten bekannten Beben im Februar 2008 bis zur Errichtung des lokalen Netzwerks Januar bis Mai 2010. Größere Mikrobeben (ab Lokalmagnitude M_l 1.9) sind als durchgezogene vertikale Linien gekennzeichnet. Ab Mitte 2008 standen Daten von je 1-2 lokalen Stationen zur Verfügung. Es konnten somit in diesem Zeitraum keine herkömmlichen Koinzidenztrigger angewandt werden, sondern wie im Text beschrieben wurden vorgetriggerte Daten mit Hilfe von Wellenformen bereits bekannter Beben unter Verwendung von Ähnlichkeitsanalysen ausgewertet.

2.2.2 Lokalisierung

Absolutlokalisierung

Die Absolutlokalisierung der detektierten Mikroseismizität wurde mit dem Programmpaket NonLinLoc (Lomax et al., 2000) durchgeführt. Damit werden für einzelne Beben in 3D-Geschwindigkeitsmodellen, basierend auf einem probabilistischen Ansatz (Tarantola and Valette, 1982), Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen des Hypozentrums erstellt. Hierbei erfolgt keine Linearisierung des Lokalisierungsproblems, sondern ein sogenanntes "importance sampling" des gesamten Parameterbereichs. Die Bestimmung der absoluten Ereignislokalisierung basiert dabei auf den Ersteinsatzzeiten der verschiedenen Wellentypen. Bei den vorliegenden Epizentraldistanzen der Stationen von weniger als 10 km und den niedrigen Herdtiefen von wenigen Kilometern werden dabei die direkt durch die obere Erdkruste laufenden Kompressions- (P) und Scherwellen (S) verwendet. Zur Lokalisierung sind somit Modelle der Kompressions- (v_P) und Schwerwellengeschwindigkeiten (v_S) nötig.

Zur Erstellung des v_P Geschwindigkeitsmodells für den Standort Unterhaching (siehe Abb. 12) lagen dabei die sehr detaillierten Analysen des LIAG vor (Lüschen et al., 2011), welche auf der von der Deutschen Montan Technologie ausgeführten 3D Seismik in Unterhaching beruhen. Die auf einem diagonal verlaufenden, Nordwest-Südost ausgerichteten Gitter errechneten Intervallgeschwindigkeiten mussten vor dem Gebrauch in der Lokalisierungsroutine unter Zuhilfenahme eines Krigging-Verfahrens auf ein feinmaschiges (Gitterabstand 100 m), reguläres Gitter interpoliert werden. Da mit einer Ausnahme alle lokalen Stationen knapp außerhalb des Untersuchungsgebietes der 3D-Seismik liegen, wurde das Geschwindigkeitsmodell nach außen hin ergänzt und glatt in das Hintergrundmodell überführt, das aus dem bereitgestellten Geschwindigkeitsmodell durch Mittelung in jeder Tiefenebene erstellt wurde (siehe Abb. 12). Das Geschwindigkeitsmodell zeigt generell nur relativ geringe laterale Unterschiede (Standardabweichung $<4\%$, siehe Abb. 12, rechts), so dass dieser Ansatz als unproblematisch angesehen werden kann. Oberhalb des Bezugsniveaus des gegebenen Modells (450 müNN) wurde zum Ausgleich der Topographie eine statische Höhenkorrektur mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 2.0 km/s durchgeführt, entsprechend den Ergebnissen von Refraktionslinienmessungen für den oberflächennahen Bereich in einigen Zehner-Metern Tiefe (Hänssler, 2009).

Die Erstellung des v_S Geschwindigkeitsmodells ist ungleich schwieriger,

da hierzu keine detaillierten Informationen für das Untersuchungsgebiet vorliegen. Daher wurde das benötigte S-Wellen-Geschwindigkeitsmodell aus dem P-Wellen-Modell mit Hilfe eines einfachen, geschichteten Modells des v_P/v_S Geschwindigkeitsverhältnisses abgeleitet, wobei zwischen einer oberen Schicht bis zum Beginn des Lithothamnienkalks und einem darunterliegenden unteren Halbraum unterschieden wird. Für den oberen Bereich der Molassesedimente wird ein v_P/v_S -Verhältnis von 1.65 angenommen. Dieser Wert ergibt sich aus der Messung von Laufzeitdifferenzen zwischen P- und S-Wellen Reflexionen an der tertiären Basis, die begleitend zu den 3D seismischen Messung vom LIAG gewonnen wurden (Lüschen, 2012). Die beobachteten S-Wellen entstehen dabei vermutlich durch Konversion von P- zu S-Wellen an der Schotterbasis (pers.comm. E. Lüschen, LIAG, Februar 2010). Hierbei ist zu beachten, dass die in der Analyse verwendeten Scherwellen ein sehr niedriges Signal-Rausch-Verhältnis aufweisen, was zur Unsicherheit der Messung beiträgt (siehe Abb. 13). Um das v_P/v_S -Verhältnis im darunterliegenden Teil des Modells zu bestimmen, wurde eine Clusteranalyse mit Hilfe der Einsatzzeiten der zuvor detektierten mikroseismischen Ereignisse durchgeführt. Dieses Vorgehen basiert auf der Annahme, dass das v_P/v_S -Verhältnis entlang des Strahlwegs zwischen Herd und Basis Tertiär durch das v_P/v_S -Verhältnis innerhalb der Hypozentralregion angenähert werden kann. Diese auf relativen Laufzeiten basierende Analyseverfahren (Lin and Shearer, 2007) erlaubt die Bestimmung des lokalen v_P/v_S Verhältnisses innerhalb der Hypozentralregion des analysierten Seismizitäts-Clusters, wobei sich die Effekte der darüberliegenden Schichten gegenseitig aufheben, so dass keine Beeinflussung der Messung durch diese aufliegenden Schichtpakete erfolgt. Es wird dabei für jedes mögliche Paar zweier seismischer Ereignisse des Bebenclusters für jede Station die differentielle P-Wellenlaufzeit gegen die differentielle S-Wellenlaufzeit aufgetragen (wobei jeweils auf den Mittelwert aller Stationen normiert wird um die Unterschiede in den Herdzeiten auszugleichen, siehe Lin and Shearer, 2007). Die differentiellen Laufzeiten von P- und S-Welle sind dabei über das v_P/v_S -Verhältnis am Ort des Bebenclusters gekoppelt. In einer Regression wird dann das durchschnittliche v_P/v_S Verhältnis in der seismogenen Region aus den Laufzeitverhältnissen aller Stationen und Bebenpaare bestimmt. Da die Datenpunkte sowohl auf der Rechts- als auch der Hochachse fehlerbehaftet sind, muss hier eine orthogonale lineare Regression durchgeführt werden. Als einzige Annahme geht hierbei ein über die Ausdehnung des Bebenclusters hinweg konstant angenommenes v_P/v_S -Verhältnis ein. Im Gegensatz zu Lin and Shearer (2007) wurden statistische Ausreißer nicht mit einer ab-

weichenden Norm in der Fehlerfunktion behandelt, da sich deren Einfluss nur mit bis zu ± 0.05 , und damit innerhalb des Fehlerbereichs, im Ergebnis niederschlägt. Bei der Beurteilung der Stabilität der Methode bezüglich der Anzahl der verwendeten Mikrobeben ist zu beachten, dass eine höhere Anzahl an verwendeten Beben zwar eine größere Anzahl von Datenpunkten in der Regression und somit eine bessere statistische Grundlage bedeutet, zum anderen dadurch aber eine weiter ausgedehnte Bebenwolke in die Analyse eingeht und somit die Annahme eines konstanten v_P/v_S -Verhältnisses im betrachteten Volumen abgeschwächt wird. Aus diesem Grund wurde die Stabilität der Methode bezüglich der Auswahl der verwendeten Beben in einer Jackknife Analyse eingehend untersucht. Ausgehend von allen 75 zum damaligen Zeitpunkt bekannten Mikrobeben des Jahres 2010 wurden wiederholt zufällige Untergruppen von 40 Ereignissen ausgewählt, die mit der beschriebenen Methode analysiert wurden. Nach 100 Wiederholungen ergab sich ein Median Wert von 2.15 mit 10er bzw. 90er Perzentilen bei 1.98 bzw. 2.32. Nach weiteren Betrachtungen einer Untergruppe von 23 Mikrobeben über einen kurzen Zeitraum von 7 Tagen im Mai 2010, welche leicht höhere Median Werte von 2.2-2.3 ergab, wurde letztendlich ein v_P/v_S Wert von 2.2 für den unteren Halbraum des Zweischicht- v_P/v_S -Modells gewählt (siehe Abb. 13). Fehler können sich hierbei ergeben, falls die Abstände der Beben untereinander zu groß werden. Dies führt zu Unterschieden im Abstrahlwinkel und somit zur Verletzung der Annahme der Strahlparallelität, auf welcher die Analyse beruht. Im Vorgriff auf die späteren Ergebnissen von Ähnlichkeitsanalysen und Master-Event Lokalisierungen ist allerdings festzustellen, dass die Abstände aller verwendeter Beben untereinander im Vergleich zur Entfernung zu den Messstationen als ausreichend gering einzuschätzen sind.

Die Ergebnisse der Absolutlokalisierung sind in Abbildung 14 dargestellt. Dabei sind neben den Lokalisierungen die im Rahmen dieser Studie erstellt wurden auch Lokalisierungen der ersten bekannten Beben aufgeführt.

Für diese ersten Beben, die im Untersuchungsgebiet in den Jahren 2008/2009 bekannt wurden und welche die vorliegende Untersuchung angestoßen haben, wurde der Bebenkatalog des Erdbebendienst Bayern herangezogen. Für die Auswertung standen dabei lediglich regionale Stationen zur Verfügung. Zudem konnte für die Lokalisierung nur auf ein wesentlich weniger detailliertes, bayernweites Geschwindigkeitsmodell zurückgegriffen werden. Damit ist diese Lokalisierung mit deutlich höheren Unsicherheiten behaftet als die späteren Lokalisierungen im lokalen Messnetz.

Bei Betrachtung der Lokalisierungsergebnisse die auf dem lokalen Seismo-

meternetzwerk beruhen und die den weitaus größeren Teil des vorliegenden Katalogs bilden, lassen sich an dieser Stelle einige Aussagen bezüglich der horizontalen Anordnung der Mikrobeben (Epizentren) machen. Die Epizentren zeigen eine deutliche Konzentration im Bereich des Landepunkts der Reinjektions-Bohrung **Uha-GT2** bzw. der offenen Reinjektionsstrecke, die sich in etwa von Top Malm/Purbeck bis zum Fußpunkt der Bohrung erstreckt. Ein Großteil der Epizentren liegt dabei in einem Umkreis von 500 m um die an die Oberfläche projizierte Position des Landepunktes. Weiterhin liegen bis auf einige wenige Ausreißer alle Epizentren innerhalb von 1000 m um die Reinjektion, wobei die meisten Epizentren dabei leicht südlich bzw. südwestlich der Reinjektion liegen. Zudem ist eine Tendenz zu einer Nordost-Südwest-ausgerichteten Verteilung der Bebenherde zu erkennen. Eine weitere etwas diffuser verteilte Gruppe von Ereignissen liegt westlich bis nordwestlich der Reinjektion. Bezüglich der Tiefenlage der lokalisierten Mikrobeben ist festzustellen, dass sich die Hypozentren sehr einheitlich innerhalb eines Tiefenintervalls von etwa 300-400 m gruppieren. Sie kommen dabei etwa 1.5 km unterhalb des Landepunktes der Reinjektionsbohrung zum Liegen. Die Fehlerbereiche der Absolutlokalisierung werden in Abbildung 15 dargestellt und diskutiert.

Die Bestimmung der Tiefenlage ist dabei deutlich unsicherer als die Bestimmung der Epizentrallage. Dies ist zum Teil auf die mit fünf lokalen Messstationen basierende geringe Anzahl von Einsatzzeiten zurückzuführen. Dadurch beruht die Bestimmung des Hypozentrums mit seinen vier Unbekannten von Lage (x, y, z) und Zeit auch stark auf den Ersteinsätzen von Scherwellen (S Wellen) und in Folge dessen auf dem nur ungenügend bekannten Scherwellengeschwindigkeitsmodell des Untergrunds. Fehler im Scherwellenmodell führen zu Fehlern in der Lokalisierung, die sich in der Epizentrallage durch die Verteilung der Stationen rund um den Bebenherd zum Teil gegenseitig aufheben. Bezogen auf die Tiefe sind die Stationen aber an der Oberfläche einseitig um das Hypozentrum angeordnet, so dass die Lokalisierungsfehler der einzelnen Stationen die Lage des Hypozentrum in die gleiche Richtung beeinflussen. Systematische Fehler im Scherwellenmodell wirken sich somit deutlich auf die Bestimmung der Tiefenlage aus. Bei der weiteren Untersuchung der Tiefenlage beziehungsweise der Unsicherheiten der Herdtiefen wurde deutlich, dass das Scherwellenmodell tatsächlich fehlerhaft ist und damit die Tiefenlage nicht zweifelsfrei bestimmt werden kann. Etwa 70 km östlich des Untersuchungsgebietes wurde bei Traunreut in den 80er Jahren von der Firma Prakla-Seismos ein 2D v_P/v_S -Profil im östlichen bayerischen

Molassebecken gemessen. Die Ergebnisse der damaligen Untersuchungen ergeben für die Sedimente des Molassebeckens weitgehend v_P/v_S Verhältnisse von 1.9-2.0 (Prakla-Seismos, 1985, ; siehe Abb. 16 und Abb. 17), was weit über den für den Standort Unterhaching aus der 3D Seismik ermittelten Werten von 1.6-1.7 (pers. comm. E. Lüschen, LIAG, Februar 2010) liegt. Im Gegensatz zu den vorliegenden Untersuchungen am Standort Unterhaching (Lüschen et al., 2011; Lüschen, 2012), bei denen lediglich relativ schwache Registrierungen von zu Scherwellen konvertierten Kompressionswellen vorliegen, wurden im Falle der Messung bei Traunreut Scherwellen an der Oberfläche direkt angeregt, was eine deutlich bessere Datengrundlage schafft. Das angesprochene v_P/v_S -Profil liegt zwar in einiger Entfernung zum Untersuchungsgebiet, die generellen geologische Gegebenheiten sind aber ähnlich, so dass die vorliegende drastische Diskrepanz im v_P/v_S Verhältnis Fragen bezüglich der Zuverlässigkeit der Messung mit konvertierten Scherwellen aufwirft, und hier insbesondere bei der Annahme über den Ort und die Tiefenlage der Konversion von Kompressionswellen zu Scherwellen.

Vor dem Hintergrund dieser Fragestellung wurden verschiedene Tests für eine Auswahl von sieben Mikrobeben mit besonders guter Datenqualität durchgeführt um die Fehler bei der Tiefenbestimmung zu untersuchen. Hierzu wurden Lokalisierungen berechnet für die ausschließlich Ersteinsätze von Kompressionswellen verwendet wurden. Dabei stehen jeweils nur fünf Messwerte für die Inversion von vier Unbekannten des Hypozentrums (Ort, Zeit) zur Verfügung. Damit ist das zu lösende lineare Gleichungssystem nur minimal überbestimmt. Andererseits wird eine Verfälschung der Lokalisierung durch ein möglicherweise fehlerhaftes v_P/v_S Verhältnis und damit ein fehlerhaftes Scherwellengeschwindigkeitsmodell ausgeschlossen.

Weiter wurde unter Verwendung von sowohl Kompressions- als auch Scherwellenersteinsätzen bei Variation des angenommenen v_P/v_S Verhältnisses das ermittelte Residuum der Lokalisierung untersucht. In der Absolutlokalisierung wird in einer Inversion diejenige Lage des Hypozentrums ermittelt, bei der die Abweichungen zwischen den theoretischen Laufzeiten und den beobachteten Ersteinsätzen minimal ist. Im Residuum der besten Lokalisierung werden Fehler aus den Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Ersteinsatzzeiten und den Ungenauigkeiten im zugrundeliegenden Geschwindigkeitsmodell bestimmt. Für die verwendete Unterauswahl von Mikrobeben liegen Seismogramme mit gutem Signal-Rausch-Verhältnis vor. Die Einsatzzeiten können deswegen bis auf eine Ungenauigkeit von etwa ± 10 ms bestimmt werden können, was bei v_P von etwa 6 km/s im Herdbereich einem Strahlweg

von ± 60 m entspricht. Das Residuum spiegelt damit zum Großteil Fehler im angenommenen Untergrundmodell wider. Die Lokalisierung wurde nun unter Variation des v_P/v_S Verhältnisses in der oberen Schicht des Zwei-Schicht Modells und weiter mit homogenem v_P/v_S Verhältnis durchgeführt. Es zeigt sich, dass das Residuum der Lokalisierung bei deutlich höheren v_P/v_S Werten als dem ursprünglich verwendeten Wert minimiert wird (siehe Abb. 18). Im Zwei-Schicht Fall ergibt sich das Minimum bei einem Wert von 1.87, im Fall eines homogenen Modells dagegen zu 1.94. Es bleibt somit festzuhalten, dass tatsächlich deutlich höhere v_P/v_S Werte wahrscheinlicher sind als ursprünglich angenommen. Diese höheren v_P/v_S Werte haben damit eine deutlich flachere Lage der Hypozentren zur Folge. Auch die ausschließlich auf Kompressionswellen bestimmten Lokalisierungen weisen eine signifikant flachere Tiefenlage auf. Zusammenfassend erscheint in Anbetracht aller Untersuchungen eine Hypozentrallage der Mikrobeben wahrscheinlich, die knapp unterhalb des Verwitterungshorizonts des Grundgebirges (obere 500 m des kristallinen Grundgebirges) und damit einige 100 m unter dem Fußpunkt der Bohrung liegt. Die Auswertung der 3D Seismik lässt die im Reservoir von der Injektionsstrecke durchteuften Störungszonen gut erkennen, welche sich auch in den oberen Bereich des Kristallin verfolgen lassen (pers. comm. E. Lüschen, LIAG, 2010; Lüschen et al., 2011). Durch die Unsicherheiten im Scherwellengeschwindigkeitsmodell muss in der Tiefenlage letztlich jedoch von einer verbleibenden Unsicherheit von etwa 1-1.5 km ausgegangen werden. Die Fehler der Absolutlokalisierung in der Epizentrallage bewegen sich im Bereich von einigen hundert Metern.

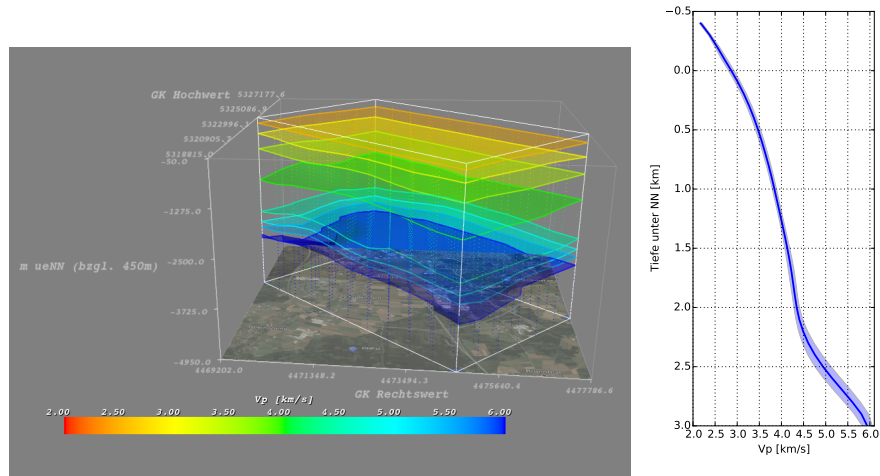


Abbildung 12: v_P Geschwindigkeitsmodell, das aus der Auswertung der 3D Seismik Unterhaching resultiert (links, Lüschen et al., 2011). Halbtransparent eingezeichnet sind die eigentlichen Datenpunkte sowie Geschwindigkeits-Isoflächen im Abstand von 0.5 km/s von 2.5 (orange) bis 6.0 km/s (dunkelblau). Die Höhe ist bezogen auf 450 m über Normalnull angegeben (Bezugsniveau der Daten der 3D Seismik). Dieses ursprüngliche Modell (vgl. Umriss in Abb. 7) wurde mit Hilfe eines Krigging-Verfahrens auf das für die Absolutlokalisierung benötigte rechtwinklige, reguläre Gitter interpoliert, das alle lokalen Stationen einschließt. Wie im Text beschrieben wurde hierfür über die Grenzen des ursprünglichen Modells hinaus glatt in das Durchschnittsgeschwindigkeitsmodell übergeführt (rechts). Dieses Vorgehen ist durch die niedrige laterale Variation im Modell gerechtfertigt. Die Standardabweichung der Durchschnittsgeschwindigkeit (blau schattiert) beträgt in weiten Teilen weniger als 0.07 km/s, erreicht nur in großer Tiefe Werte bis 0.19 km/s und liegt im gesamten Tiefenbereich unter 4 % der jeweiligen Durchschnittsgeschwindigkeit.

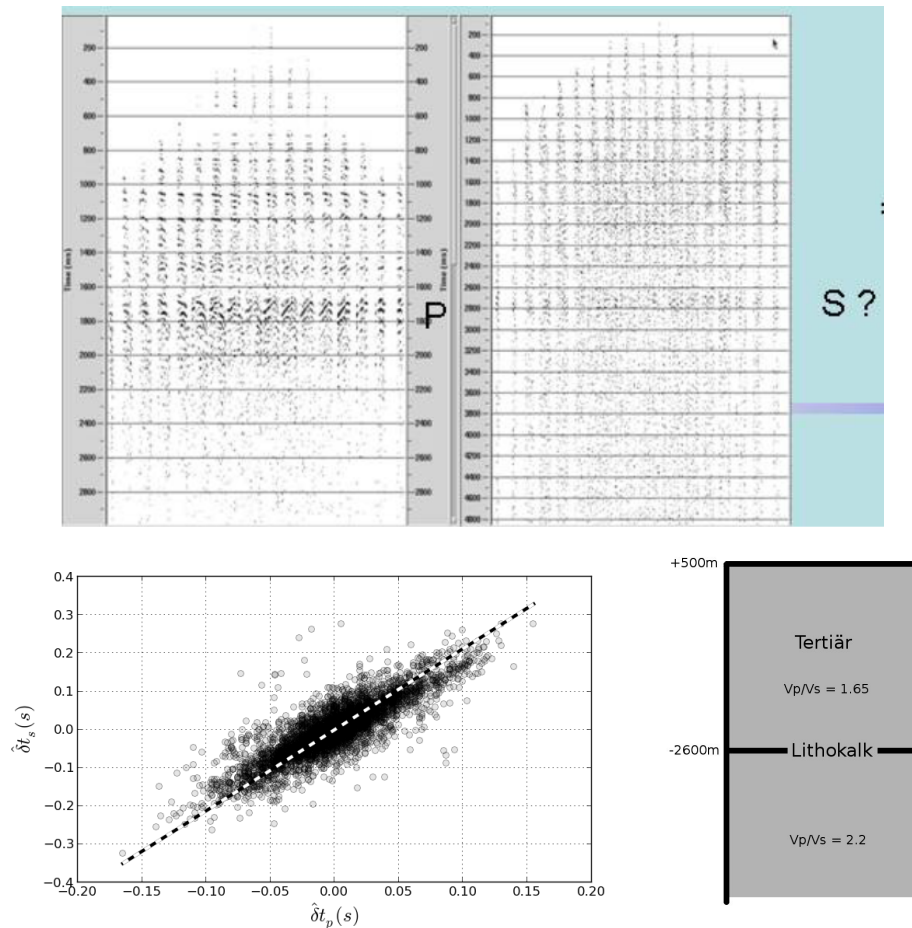


Abbildung 13: *Oben:* Das v_P/v_S Modell für die tertiären Schichten der Molassesedimente basiert auf der Auswertung eines Drei-Komponenten Zusatzexperiments des LIAG im Rahmen der Ein-Komponenten 3D-Seismik Unterhaching (Abbildung: Lüschen, 2012). Auf den Horizontalkomponenten wurden hierzu Laufzeiten einer vermuteten Konversion von Kompressions- zu Scherwellen ausgewertet (Lüschen, 2012). *Unten links:* Ergebnisse der Clusteranalyse zur Bestimmung des V_p/V_s -Verhältnisses in der Hypozentralregion nach Lin and Shearer (2007). Bei Verwendung aller 75 zum damaligen Zeitpunkt bekannten Mikrobeben des Jahres 2010 ergibt sich ein v_P/v_S Wert von 2.12. Nach weiteren Untersuchungen einzelner Beben Gruppen (siehe Textteil) wurde letztlich für den unteren Halbraum ein Wert von 2.2 verwendet. *Unten rechts:* Schematische Darstellung des resultierenden Zwei-Schicht v_P/v_S Modells, das zur Absolutlokalisierung verwendet wurde, zusammengesetzt aus den Ergebnissen der Auswertung der 3D-Seismik (Tertiär) und der Clusteranalyse (unterer Halbraum).

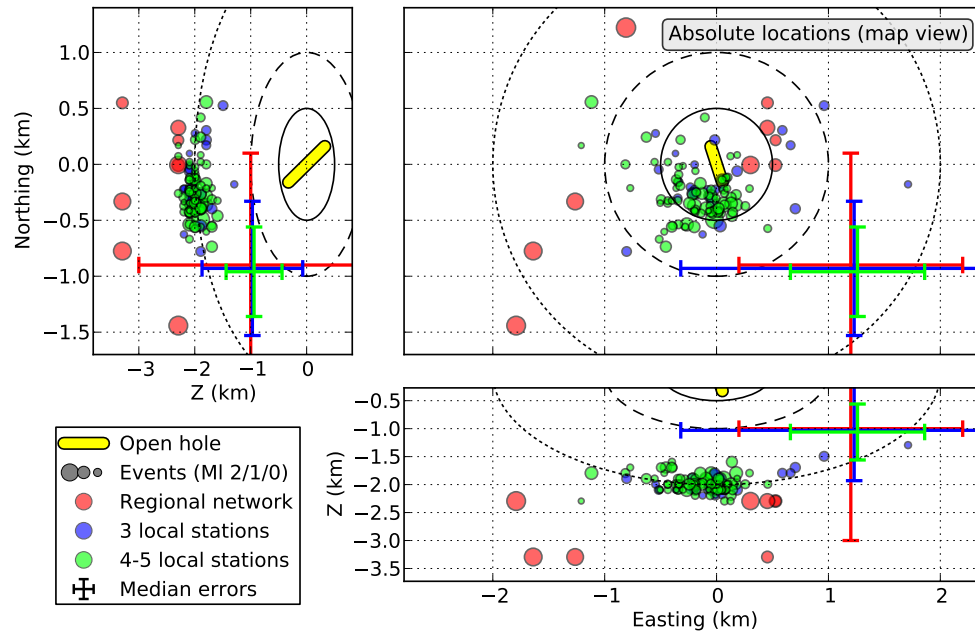


Abbildung 14: Ergebnisse der Absolutlokalisierung der Mikrobeben im Umfeld der Reinjektionsstrecke der Bohrung Unterhaching-GT2. Die Mikrobeben sind in der Darstellung bezüglich der Qualität der Datenlage farblich gruppiert dargestellt. Die deutlich unsicherere Lokalisierung der Ereignisse der Jahre 2008/2009 mit Hilfe des regionalen Stationsnetzes (rot) beruht auf dem Katalog des Erdbebendienst Bayern. In den Jahren 2010/2011 liegen für den Großteil der Mikrobeben Daten von 4-5 lokalen Stationen vor (grün), einige Mikrobeben wurden mit Hilfe von Einsatzzeiten von nur drei Stationen lokalisiert (blau). Zur Orientierung sind Kreise mit 500 m (durchgezogene Linie), 1000 m (gestrichelte Linie) und 2000 m (punktiierte Linie) um den Mittelpunkt der Injektionsstrecke der Bohrung (gelb) eingezeichnet. Der Großteil der Epizentren liegt im Umkreis von 500 m um den Landepunkt, die Herdtiefen liegen etwa 1500 m unter dem tiefsten Punkt der Bohrung (siehe Diskussion der Herdtiefen im Textteil). Zu beachten ist die gegenüber der horizontalen komprimierte vertikale Darstellung (Faktor 2). Die Medianfehler der verschiedenen Gruppen von Beben sind als Linienkreuze der entsprechenden Farbe eingezeichnet (detaillierte Fehlerstatistik siehe Abb. 15).

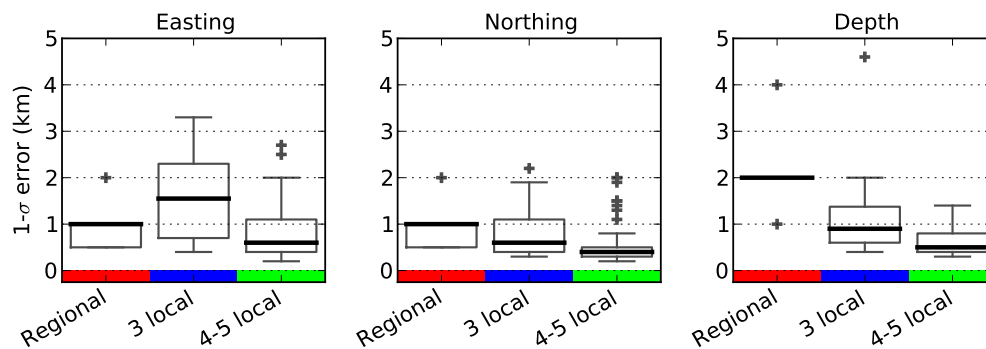


Abbildung 15: "Boxplot" der Fehlerstatistik der Absolutlokalisierung ($1\text{-}\sigma$ Konfidenz). Die maximale "whisker" Länge beträgt das 1.5-fache des Interquartilsabstands. Der Medianfehler für Mikrobeben mit Daten von 4-5 lokalen Stationen (grün) liegt bei 400-600 m. Mikrobeben mit Daten von 3 lokalen Stationen (blau) weisen einen Fehlermedian von 600-1500 m auf. Besonders die Fehler im Rechtswert sind für diese Beben teilweise deutlich höher, bedingt durch die Netzwerkgeometrie, die eine schlechtere Stationsabdeckung in Ost-West Richtung aufweist (siehe Abb. 7). Ein Ausreißer mit Rechtswertfehler von 10 km liegt außerhalb des dargestellten Achsenbereichs. Die Fehler für die 9 Beben die im regionalen Netz mit dem Programm Hypo Inverse 2000 lokalisiert wurden (rot) stammen aus dem Katalog der Bayerischen Erdbebendienstes. Zu beachten ist dabei, dass Hypo Inverse 2000 dazu neigt die Fehler zu unterschätzen (Husen and Hardebeck, 2010).

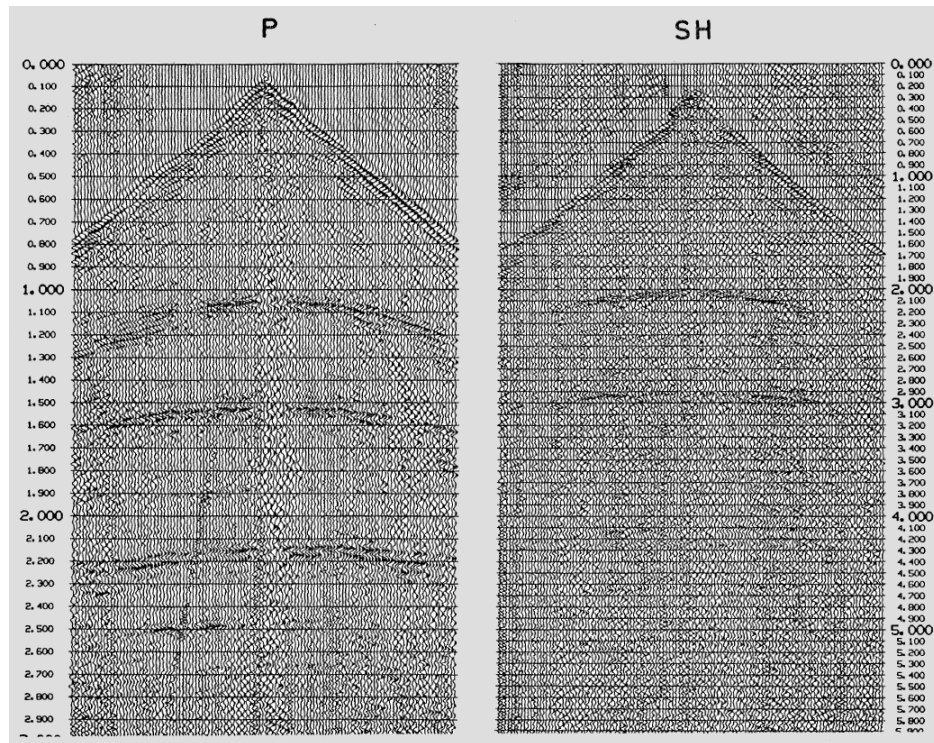


Abbildung 16: Darstellung einer seismischen Sektion der Scherwellenseismik, die von Prakla-Seismos bei Traunreut im östlichen Teil der bayerischen Molasse in den 1980er Jahren durchgeführt wurde. Aufgrund der aktiven Anregung von Scherwellen an der Oberfläche wird ein im Vergleich zu den für Unterhaching vorliegenden Daten (siehe Abb. 13) deutlich höheres Signal-Rausch-Verhältnis für Scherwellendetektionen ("SH", rechts) erreicht. Außerdem müssen bei der direkten Scherwellenanregung keine Annahmen bezüglich der Charakteristika der Konversion eingehen. Es ergibt sich somit eine deutlich verlässlichere Basis für die Inversion des v_P/v_S Modells (Abbildung aus: Prakla-Seismos, 1985, siehe auch Abb. 17)

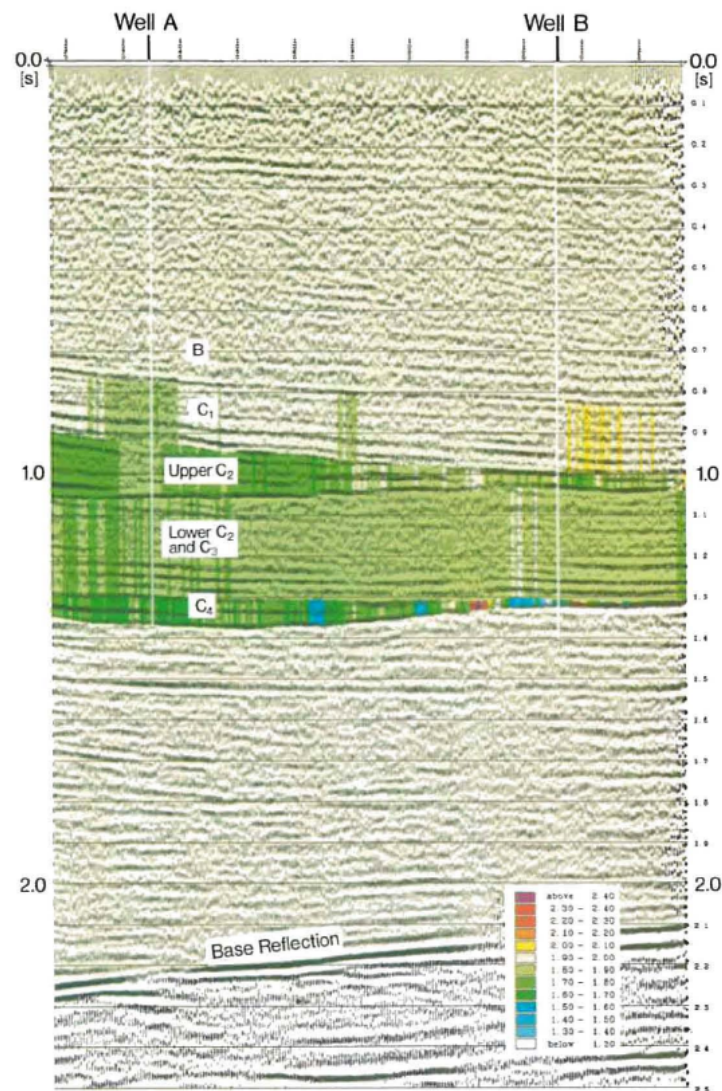


Abbildung 17: Darstellung des v_P/v_S Modells das aus der Inversion der Scherwellenseismik Traunreut resultiert (Prakla-Seismos, 1985, siehe auch Abb. 16). Die Basis des Tertiär ("Base Reflection") liegt hier in 4 km Tiefe (Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, 2010). Für das Tertiär ergeben sich v_P/v_S Werte von 1.8-2.0 und damit deutlich höhere Werte als von Lüschen (2012) für das Tertiär bei Unterhaching ermittelt. (Abbildung aus: Prakla-Seismos, 1985)

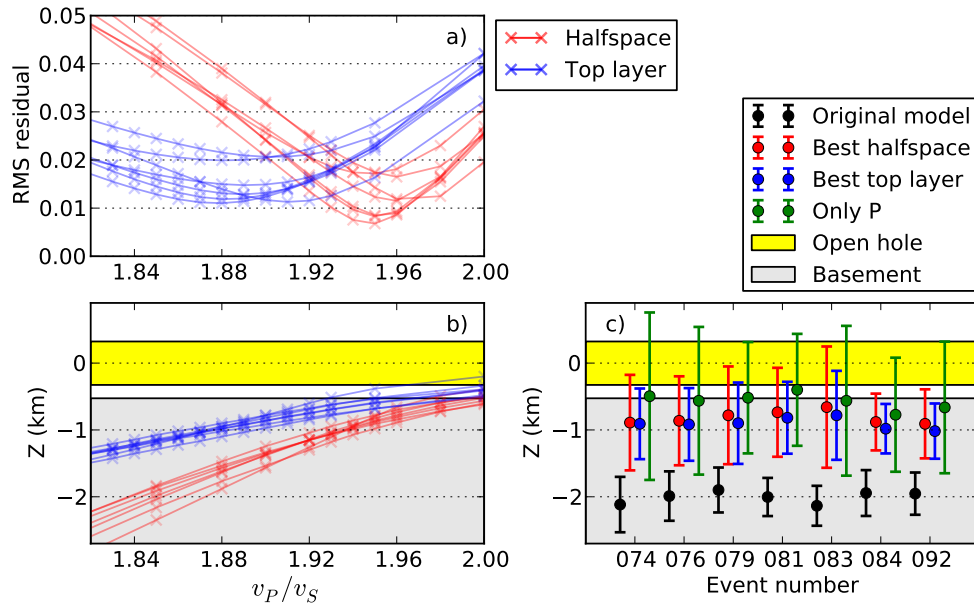


Abbildung 18: Darstellung der Variation von v_P/v_S und Tiefenlage der Beben in der Absolutlokalisierung bei Minimierung des Residuums. Für die verwendeten sieben Beben liegen Daten mit gutem Signal-Rausch-Verhältnis für fünf lokale Stationen vor, so dass Einsatzzeiten mit ± 10 ms Genauigkeit bestimmt werden können, was einer Ortsunschärfe < 100 m entspricht (Details siehe Text). *a)* Variation von v_P/v_S zur Bestimmung des Minimums des Lokalisierungsresiduums. Verwendet wurde dabei zum einen das besprochene Zwei-Schicht Modell (blau, siehe Abb. 13) wobei die obere Schicht variiert wurde (untere Schicht konstant 2.2), sowie ein einfaches homogenes Halbraummodell (rot). Das Residuum minimiert bei deutlich höheren v_P/v_S Werten als ursprünglich zur Lokalisierung verwendet. *b)* Verhalten der Tiefenlage der Beben bei Variation des v_P/v_S Modells. Höhere v_P/v_S Werte führen zu flacherer Tiefenlage der Beben. *c)* Vergleich der ursprünglichen Tiefenlage der Beben (schwarz) mit den Ergebnissen für die Zwei-Schicht bzw. Halbraum v_P/v_S Modelle mit minimalem Residuum, sowie mit einer Lokalisierung die ausschließlich auf Kompressionswellen-Einsatzzeiten beruht (grün). Diese alternativ bestimmten Lokalisierungen zeigen eine konsistent flachere Tiefenlage 200-600 m unterhalb der Injektionsstrecke (gelb) im oberen Bereich des kristallinen Grundgebirges (grau).

Relativlokalisierung – HypoDD

In Anbetracht der geringen Stationszahl und der kleinen Magnituden ist die vorangegangene Absolutlokalisierung zwar als Erfolg zu werten, die Identifizierung verantwortlicher geologischer Strukturen beziehungsweise etwaiger zeitlich-räumliche Migration der seismischen Aktivität verlangt aber eine sehr viel höhere räumliche Auflösung. Aus diesem Grund wurde aufbauend auf der Absolutlokalisierung eine Relativlokalisierung mit dem Programmpaket HypoDD durchgeführt (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Diese Methode erlaubt es, alle Beben für die an mindestens 3-4 Stationen Einsatzzeiten bestimmt werden können in einer einzelnen gemeinsamen Inversion zu verwenden. Die Katalogeinsatzzeiten wurden entsprechend der manuell bei der Einsatzzeitbestimmung gesetzten Fehlerbereiche gewichtet (Gewichte: 1.0, 0.8, 0.6, 0.4, 0.2, und 0.1 für obere Grenzen der Ungenauigkeit der Einsatzzeiten von 0.03, 0.05, 0.07, 0.1, 0.15, und 0.3 s). Zusätzlich zu den manuell bestimmten Einsatzzeiten des Bebenkatalogs wurden auch mit Kreuzkorrelationsmethoden automatisch korrigierte Relativeinsatzzeiten verwendet. Mit der von Deichmann and Garcia-Fernandez (1992) beschriebenen Methode wurden korrigierte Relativeinsatzzeiten mit subsample-Genauigkeit im Bereich von wenigen Millisekunden bestimmt. Zur Kreuzkorrelation wurde dabei ein 0.2 s langes Zeitfenster ab dem jeweiligen manuell gepickten Ersteinsatz verwendet, wobei eine maximale Verschiebung von 0.1 s in der Kreuzkorrelation zugelassen wurde. Für auf regionalen Stationen aufgezeichnete Daten wurde ein entsprechend längeres Fenster von 3.5 s und eine Verschiebung von 1 s verwendet. Die Korrelation wurde im Zeitbereich mit einer Filterung von 1-15 Hz (bzw. 0.5-5 Hz bei regionalen Daten) berechnet. Die auf diese Weise automatisiert bestimmten Relativzeiten wurden mit dem Quadrat des maximalen Korrelationskoeffizienten gewichtet. Zur Relokalisierung in HypoDD wurde das 3D Geschwindigkeitsmodell durch ein Modell mit dreizehn Schichten diskretisiert. Für die regionalen Stationen wurden einfachere stationsspezifische 1D Krustenmodelle verwendet, wie sie in der Routineauswertung des Erdbebendienst Bayern zur Anwendung kommen. Aufgrund der relativ hohen Ungenauigkeiten bei der manuellen Bestimmung der Ersteinsätze wurde bei Registrierungen auf regionalen Stationen ausschließlich die mit Kreuzkorrelationstechniken verbesserten Einsatzzeiten verwendet. Das Wichtungsschema, welches bei der Inversion mit HypoDD angewandt wurde ist so gewählt, dass in den frühen Iterationen die Katalogeinsatzzeiten und im Verlauf der späteren Iterationen zur Verfeinerung der relativen Lagen die

verbesserten Kreuzkorrelations-Relativzeiten stärker gewichtet wurden. Insgesamt gingen in die Relativlokalisierung mit HypoDD 113 Mikrobeben mit letztendlich 68632 Relativeinsatzzeiten ein, welche sich zu ähnlichen Teilen auf Kompressions- und Schwerwellen mit jeweils Katalog- und Kreuzkorrelationseinsatzzeiten verteilen. Als Startlokationen wurden die zuvor in der Absolutlokalisierung bestimmten Hypozentren verwendet.

Die Ergebnisse der Relokalisierung mit HypoDD zeigen ein deutlich engere räumliche Anordnung der Mikroseismizität als in der ursprünglichen Absolutlokalisierung (siehe Abb. 19). In der Epizentrallage bildet sich in der Nähe der Injektionsstrecke der Reinjektionsbohrung eine auffällige Mikrobebengruppierung, die entlang einem Streichen von etwa Nordost elongiert ist. Einige kleinere weniger deutliche Gruppen von Mikrobeben bilden sich einige hundert Meter westlich und nördlich der Injektionsstrecke. Die Epizentren des zentralen Mikrobebenclusters sind über eine Fläche von etwa 600 m Länge und 200 m Breite verstreut, wobei die Hypozentren über einen Bereich von etwa 300 m verteilt sind. Der zentrale Mikrobebencluster weist dabei keine klar erkennbare räumliche Migration im Verlauf der Zeit auf. Festzuhalten ist hier, dass die ersten bekannten und relativ kräftigen Mikrobeben der Jahre 2008 und 2009, deren Absolutlokalisierung mit mehreren Kilometern Fehlerbereich große Unsicherheiten aufweist, in der Relativlokalisierung ebenfalls in der zentralen Erdbebengruppe angeordnet sind. Die Epizentren dieser Beben kommen innerhalb von 500 m Entfernung zur Reinjektionsstrecke zu liegen.

Die Relokalisierungsergebnisse mit HypoDD sind dabei nicht von der Ausgangslokation der einzelnen Beben in der Inversion abhängig. Ein Test bei dem für alle Mikrobeben der Centroid aller Ereignisse als Ausgangspunkt gewählt wurde, kommt zu vergleichbaren Ergebnissen. Systematische Fehler in der absoluten Lage des gesamten Bebenkatalogs, wie etwa der unsicheren Tiefenlage, können durch die Relativlokalisierung mit HypoDD jedoch nicht korrigiert werden und pausen sich auf die Relokalisierungsergebnisse durch.

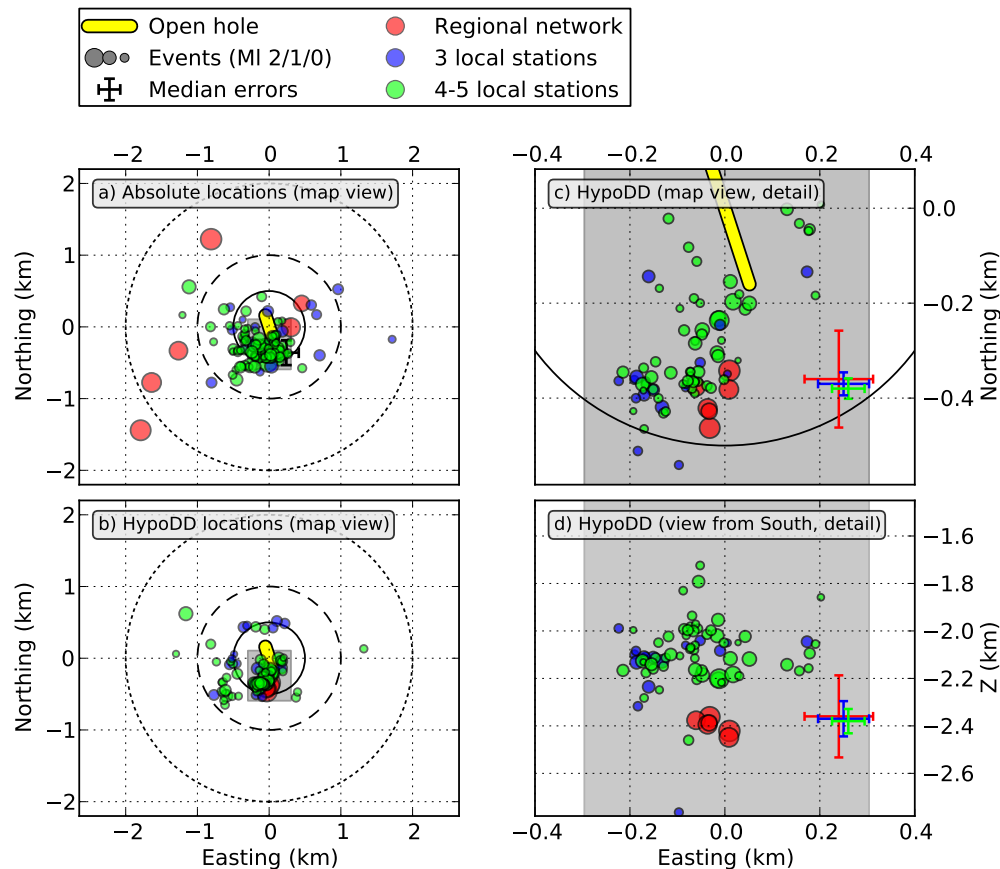


Abbildung 19: Ergebnisse der "double-difference" Relokalisierung mit HypoDD. Die Farbkodierung und Legende entspricht der Abbildung zur Absolutlokalisierung (Abb. 14). *a*) Kartenansicht der Absolutlokalisierung der relokalierten Beben (siehe Abb. 14). *b*) Kartenansicht der Relokalisierungsergebnisse. *c*) Detailansicht (grau schattiert) der Relokalisierungsergebnisse der Bebengruppe nahe der Injektionsstrecke (gelb). *d*) Tiefenverteilung der relokalierten Beben der Bebengruppe nahe der Injektionsstrecke. Zu beachten ist die gegenüber der horizontalen komprimierte vertikale Darstellung (Faktor 2). Die Medianfehler der verschiedenen Gruppen von Beben sind als Linienkreuze der entsprechenden Farbe eingezeichnet (detaillierte Fehlerstatistik siehe Abb. 20).

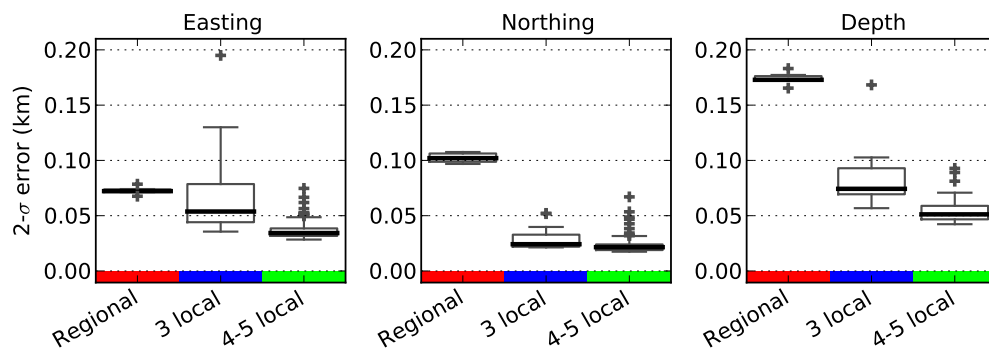


Abbildung 20: "Boxplot" der Fehlerstatistik der Relativlokalisierung mit HypoDD ($2\text{-}\sigma$ Konfidenz). Die maximale "whisker" Länge beträgt das 1.5-fache des Interquartilsabstands. Der Medianfehler für Mikrobeben mit Daten von 4-5 lokalen Stationen (grün) liegt bei 20-50 m. Mikrobeben mit Daten von 3 lokalen Stationen (blau) weisen einen Fehlermedian von 25-75 m mit Ausreißern bis 200 m auf. Besonders die Fehler im Rechtswert sind für diese Beben teilweise deutlich höher, bedingt durch die Netzwerkgeometrie, die eine schlechtere Stationsabdeckung in Ost-West Richtung aufweist (siehe Abb. 7). Die Fehler für die 9 Beben die mit Hilfe von Aufzeichnungen an regionalen Stationen eingebunden wurden (rot) liegen mit 70-170 m deutlich höher, insbesondere in der Tiefenlage.

Relativlokalisierung – Master-Event

Um das bestmögliche Bild der relativen Lage von sehr ähnlichen Mikrobeben zu erhalten wurde im letzten Lokalisierungsschritt eine Master-Event Lokalisierung von mehreren Gruppen sehr ähnlicher Mikrobeben durchgeführt (Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992). Dabei werden die differentiellen Phasenlaufzeiten von Bebenpaaren in Beziehung zu Verschiebungen entlang des gemeinsamen Strahlenwegs zu den einzelnen Stationen gesetzt. Das sich ergebende lineare Gleichungssystem wurde mit dem Ansatz der kleinsten Fehlerquadrate, wie von Kraft et al. (2009) beschrieben, durch die Bestimmung der Moore-Pennrose pseudoinversen Matrix gelöst. Die Hypozentren aller verwendeter Mikrobeben sind weniger als 300 m voneinander entfernt, so dass von einer homogenen Wellengeschwindigkeit im Hypozentralbereich ausgegangen werden kann. Dem für die Absolutlokalisierung verwendeten Modell entsprechend wurde dabei von einer Kompressionswellengeschwindigkeit von 5 km/s und einem v_P/v_S Wert von 2.2 ausgegangen. Dabei ist festzuhalten, dass bedingt durch die Methodik die relative Lage der einzelnen relokalierten Hypozentren nicht durch Fehler in den angenommenen Wellengeschwindigkeiten beeinflusst werden, sondern dass diese lediglich eine etwas weiter oder weniger weit ausgedehnte Bebenwolke zur Folge haben, was für die strukturelle Interpretation eine untergeordnete Rolle spielt.

Zunächst erfolgt hierbei eine sogenannte Clusterbildung. Dabei werden Erdbeben gruppiert, deren Hypozentren im Vergleich zum Abstand zu den beobachtenden Stationen sehr eng angeordnet sind. Für solche Gruppen von Beben kann der Strahlweg der an der Messstation aufgezeichneten Wellen bis auf eine kleine Abweichung im Hypozentralbereich als annähernd gleich behandelt werden. Diese Clusterbildung basiert auf einer Ähnlichkeitsanalyse der aufgezeichneten Wellenformen von Eventpaaren. Für die beiden ersten fest installierten lokalen Stationen wurden die Maxima der Kreuzkorrelation von auf 1-10 Hz vorgefilterten Seismogrammen bestimmt und der Mittelwert beider Stationen als Ähnlichkeitsmaß verwendet. Der im Vergleich zur Vorfilterung in der Ereignistriggerung etwas niedrigere Frequenzbereich erlaubt robustere Ergebnisse. Da nur sehr kurze Zeitfenster betrachtet werden, spielen andere transiente Störsignale für diese Analyse keine Rolle. Für die Kreuzkorrelation wurden Wellenformdaten mit 2.3 s Länge verwendet, die die komplette Dauer der Registrierung eines Events inklusive Kompressions-, Scherwellen und Coda umfassen. Dabei wurde die Kreuzkorrelation mit gleichen Zeitversätzen auf allen drei Komponenten bestimmt und gemittelt,

wobei vom manuell gesetzten Kompressionswelleneinsatz eine maximale Verschiebung von 0.3 s zugelassen wurde.

Basierend auf der Ähnlichkeitsmatrix wurde eine agglomerative hierarchische Clusterbildung mit "average linkage" Kriterium durchgeführt. Diese Methode ist robust und tendiert dazu Cluster mit geringer Varianz zu bilden (Everitt, 1993). Ein kritischer Punkt ist dabei die Auswahl des Abbruch-Schwellenwertes. Basierend auf einer gründlichen manuellen Kontrolle wurde ein Wert von 0.4 als Schwellenwert gewählt. Dieser relativ hohe Wert der sogenannten Unähnlichkeit ist durch die Auswahl des langen Zeitfensters der Zeitreihe sowie der Mittelung aller drei Komponenten des Seismogramms bedingt. Außerdem ist das Signal-Rausch Verhältnis bei den schwächeren Mikrobeben häufig sehr niedrig, was zu niedrigeren Korrelationswerten auch für eigentlich sehr ähnliche Ereignisse führt. Die Ergebnisse der Clusterung sind in Abbildung 21 in Form eines Dendrogramms zusammen mit den Wellenformdaten dargestellt auf denen die Ähnlichkeitsanalyse beruht. Die Relokalisierung beschränkt sich dabei auf die beiden größten gebildeten Bebencluster (C1, C2), da diese aufgrund der relativ großen Zahl von Einzelbeben die größte Aussagekraft bezüglich der strukturellen und geometrischen Interpretation besitzen. Für jeden der beiden Cluster wird ein Master Event bestimmt, welches auf sowohl praktischen Gesichtspunkten wie Stationsverfügbarkeit und Signal-Rausch-Verhältnis als auch auf der Ähnlichkeit zu den anderen Beben des Clusters basiert. Für die Master Events wird das Ergebnis der HypoDD Relokalisierung als absolute Lage verwendet.

Eine weitere Ähnlichkeitsanalyse wurde für alle größeren Mikrobeben der Jahre 2008 und 2009 mit Lokalmagnituden größer als 1.5 durchgeführt. Für diese Beben stehen nicht ausreichend viele Registrierungen auf lokalen Stationen zur Verfügung, die Ähnlichkeit der Aufzeichnungen an regionalen Stationen ist aber so hoch, dass diese für eine Master-Event Relokalisierung analog zum oben beschriebenen Vorgehen verwendet werden konnten (Cluster C0, siehe Abb. 22). Dabei wurde das Magnitude 2.1 Beben vom Mai 2010 als Master Event verwendet. Da dieses Beben zusätzlich auch im Cluster C1 enthalten ist konnte die dort ermittelte Relativlokalisierung verwendet werden, um den Ort des Master Events festzulegen.

Wie auch für die Relokalisierung mit HypoDD wurden die differentiellen Einsatzzeiten mit Kreuzkorrelationsmethoden verbessert. Aufgrund der im Vergleich zur HypoDD Relokalisierung relativ geringen Anzahl von Einsatzzeiten wurde hier jede Alignierung von Phaseneinsätzen manuell kontrolliert und gegebenenfalls angepasst oder verworfen. Damit sollte ein bestmögliches

Lokalisierungsergebnis erreicht werden. Es hat sich gezeigt, dass dieses Vorgehen einen großen Einfluss auf die Qualität der Ergebnisse hat, da die Stationszahl relativ gering ist und durch die niedrigen Signal-Rausch Verhältnisse die automatisierte Alignierung oft an ihre Grenzen stößt. Wie bei der HypoDD Relokalisierung wurden die einzelnen differentiellen Einsatzzeiten in der Inversion mit dem maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten gewichtet. Zwei Mikrobeben in Cluster C1 und drei Mikrobeben in Cluster C2 die in der Ähnlichkeitsanalyse mit einbezogen wurden konnten in der Relokalisierung nicht verwendet werden, da sie nur auf ein oder zwei Stationen aufgezeichnet wurden.

Die Ergebnisse der Master-Event Relokalisierung zeigen eine sehr enge räumliche Gruppierung der stärksten Beben (siehe Abb. 23), welche im Cluster C0 zusammengefasst sind. Diese enge räumliche Lage war schon im Ansatz in der HypoDD Relokalisierung zu erkennen und tritt hier noch deutlicher zu Tage. Vierzehn Ereignisse des Clusters C1 zeigen zusammen mit den Beben des Clusters C0 eine klare Alignierung mit etwa 48 Grad Streichen entlang der von der Reinjektionsbohrung durchteuften Hauptstörungszone. Diese Mikrobeben sind entlang des Streichens über etwa 400 m, entlang des Fallens über etwa 100-200 m verteilt. Cluster C2 und drei Ereignisse des Clusters C1 zeigen separate räumlich sehr kompakte Mikrobebencluster süd-östlich der Hauptstörung mit etwa 100 m bzw. 40 m Durchmesser. Diese drei Ereignisse des Clusters C1 zeigen auch bereits in der hierarchischen Clusterbildung etwas abweichende Wellenformen auf der Nordkomponente des Scherwelleneinsatzes (Eventnummern 031, 032, 033; vgl. Abb. 21) und wären bei der Wahl eines leicht niedrigeren Unähnlichkeitsschwellenwertes aus dem Cluster C1 ausgeschlossen worden. Es zeigt sich, dass der gewählte Schwellenwert einen guten Kompromiss darstellt zwischen der Bildung möglichst großer Bebencluster und der Vermeidung der Gruppierung von zu unähnlichen Ereignissen, die eher als separate Cluster zu betrachten sind.

Die Unsicherheiten in der Master-Event Relokalisierung wurden mit Hilfe einer Jackknife Analyse ermittelt. Für jede Lokalisierung wurde dabei eine Reihe von alternativen Lokalisierungen bestimmt, wobei jeweils eine einzelne der zur Verfügung stehenden Einsatzzeiten nicht verwendet wurde. Die Standardabweichung dieser Gruppe von Alternativlösungen wird als Abschätzung des Fehlers der jeweiligen Relativlokalisierung verwendet. Die Ergebnisse der Fehlerabschätzung sind ebenfalls in Abbildung 23 dargestellt.

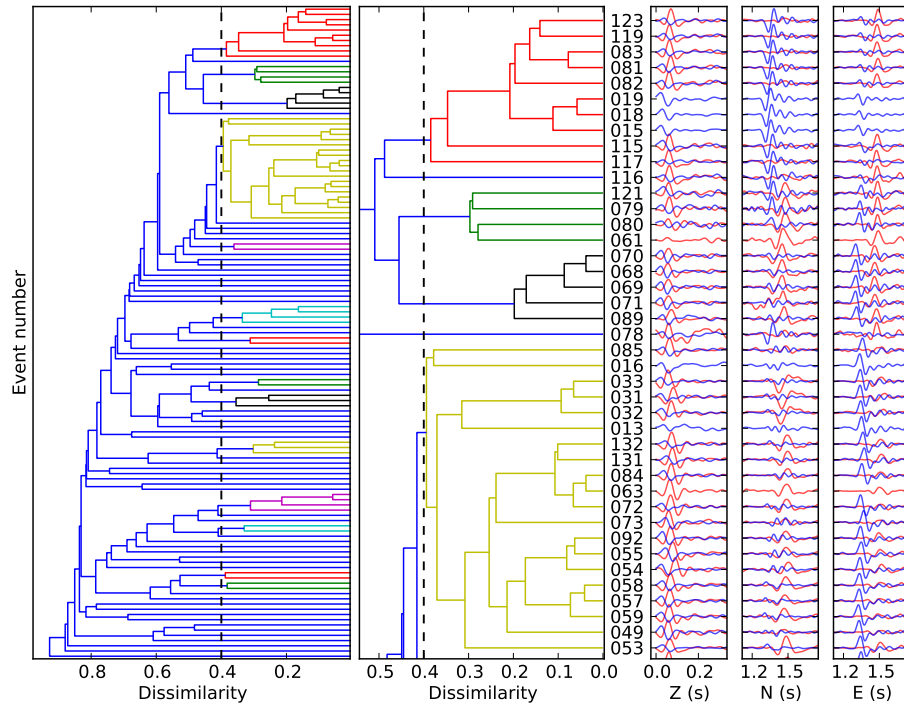


Abbildung 21: Ergebnisse der Wellenformähnlichkeitsanalyse im lokalen Netzwerk. *Links*: Dendrogramm der im lokalen Netzwerk bestimmten Ähnlichkeitswerte. In der Analyse identifizierte Bebengruppen sind farblich differenziert. Der Abbruchwert der Clusterbildung (0.4) ist als unterbrochene vertikale Linie eingezeichnet. *Mitte*: Detailansicht des Dendrogramms mit den Bebengruppen C1 (gelb) und C2 (rot), die in der Master-Event Relokalisierung verwendet wurden. *Rechts*: Drei-Komponenten Registrierungen der zwei lokalen Stationen (rot, blau) auf denen die Ähnlichkeitsanalyse beruht. Dargestellt sind mit einheitlicher Amplitudenskalierung die entsprechenden Ersteinsätze (Z: P-Welle, N/E: S-Welle).

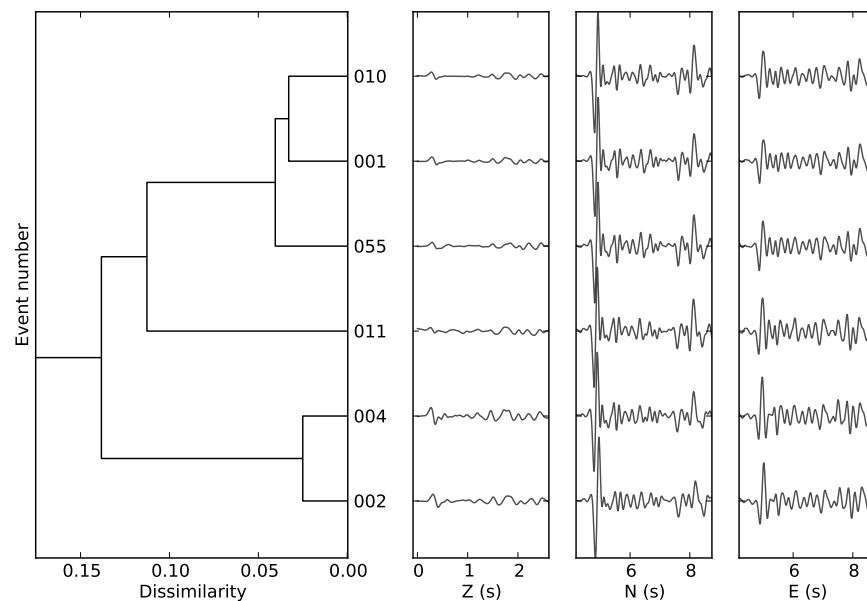


Abbildung 22: Ergebnisse der Wellenformähnlichkeitsanalyse der im regionalen Netzwerk aufgezeichneten, größeren Beben. *Links*: Dendrogramm der im regionalen Netzwerk bestimmten Ähnlichkeitswerte. Alle Beben zeigen sehr hohe Ähnlichkeitswerte und sind in einer einzelnen Bebengruppe C0 zusammengefasst. *Rechts*: Drei-Komponenten Registrierung der nächsten Regionalstation (30 km Epizentraldistanz) auf der die Ähnlichkeitsanalyse beruht. Dargestellt sind mit einheitlicher Amplitudenskalierung die entsprechenden Ersteinsätze (Z: P-Welle, N/E: S-Welle).

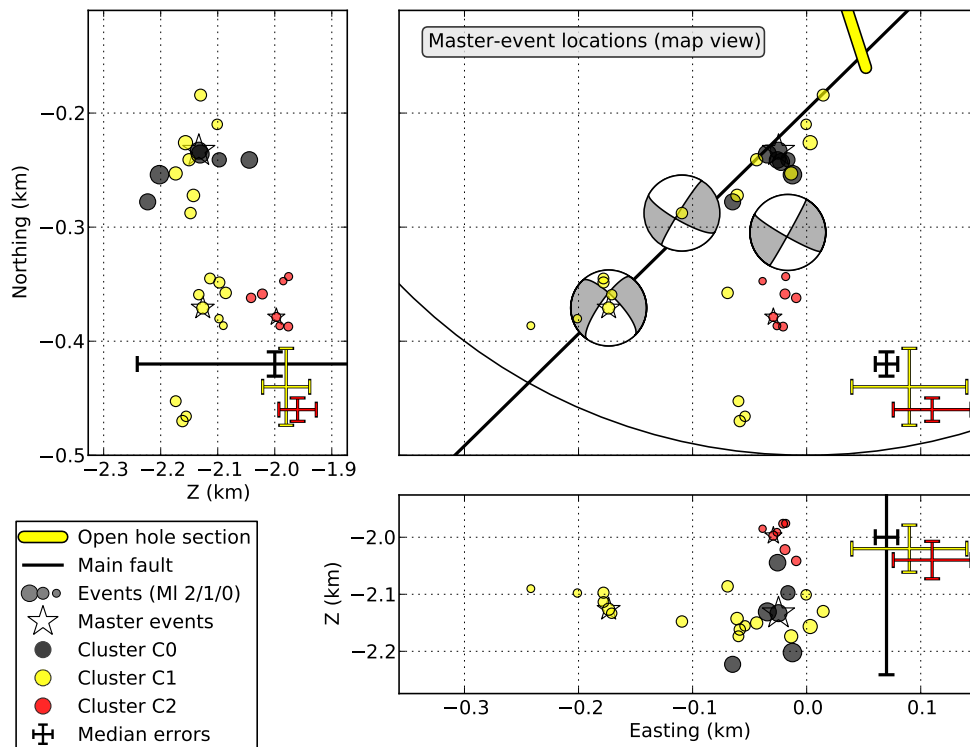


Abbildung 23: Ergebnisse der Master-Event Relokalisierung der Bebengruppen C0, C1 und C2 (Fig. 21 und 22). Die drei verfügbaren Herdmechanismen (siehe Kapitel 2.2.4) sind als "beachballs" eingezeichnet. Eines dieser drei Ereignisse ist in keiner der Bebengruppen enthalten, so dass dessen "beachball" an der Stelle der entsprechenden HypoDD Relokalisierung eingezeichnet ist. Ebenso sind eingezeichnet die Lage der von der Bohrung (gelb) durchteuften Hauptstörung in Reservoiertiefe (durchgezogene schwarze Linie, Lüschen, 2012) und ein Kreis mit 500 m Distanz zur Mitte der Injektionsstrecke. Zu beachten ist die gegenüber der horizontalen komprimierte vertikale Darstellung (Faktor 2). Die Medianfehler der verschiedenen Gruppen von Beben sind als Linienkreuze der entsprechenden Farbe eingezeichnet (detaillierte Fehlerstatistik siehe Abb. 24).

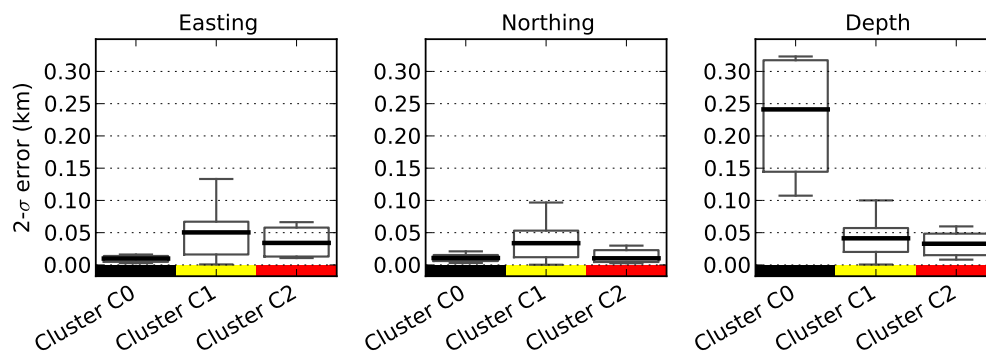


Abbildung 24: "Boxplot" der Fehlerstatistik der Master-Event Relativlokalisierung ($2\text{-}\sigma$ Konfidenz). Die maximale "whisker" Länge beträgt das 1.5-fache des Interquartilsabstands. Die Fehler liegen größtenteils unter 60 m. Die Tiefenfehler der Bebengruppe C0 (schwarz), deren Relokalisierung ausschließlich auf Regionalstationen beruht, sind deutlich größer. Der Grund ist dass eine einzelne Station deutlich näher als alle anderen Stationen gelegen ist (30 km Epizentraldistanz gegenüber sonst >70 km). Wenn diese Station im Rahmen der Jackknife Fehleranalyse ausgeschlossen wird ergibt sich eine deutlich abweichende Tiefenabschätzung was sich in der höheren Standardabweichung ausdrückt.

2.2.3 Magnitudenbestimmung, PGV Messung

Um die durch die jeweiligen Beben im Herd freigesetzte seismische Energie einschätzen und diese für die einzelnen Beben in Relation setzen zu können, wurde eine Magnitudenbestimmung durchgeführt. Insbesondere für statistische und physikalische Modellierungsansätze, wie sie in den Partnerprojekten in MAGS angewandt wurden, ist die Erdbebenmagnitude neben der Lokalisierung der wichtigste Parameter zur Beschreibung der seismischen Quelle. Ausgehend von den Absolutlokalisierungen wurden die Lokalmagnituden nach Bakun and Joyner (1984) ermittelt. Dabei wird zunächst die Stationsmagnitude aus dem Mittelwert der Maximalamplituden beider Horizontalkomponenten berechnet und anschließend durch Mittelung der Stationsmagnituden die Netzwerkmagnitude bestimmt.

Für etwa ein Drittel aller detektierten Mikrobeben konnte allerdings keine Lokalisierung ermittelt werden, da nicht für genügend Stationen Einsatzzeiten zu bestimmen waren. Zudem ist für diese Mikrobeben keine Bestimmung einer "gewöhnlichen" Netzwerkmagnitude möglich, da auch hier die geringe Stationszahl eine sinnvolle Mittelung verhindert. Der manuelle Abgleich der Wellenformen und der spektralen Zusammensetzung der aufgezeichneten Seismogramme sowie der Abgleich der ermittelten S-P Differenzzeiten zwischen eintreffenden Kompressions- und Scherwellen und das sonstige Fehlen anderer Seismizität im Untersuchungsgebiet deuten aber klar darauf hin, dass es sich um Mikrobeben derselben Hypozentralregion handelt (siehe Abb. 25). Um aber die Vollständigkeitsmagnitude des Katalogs sicher einschätzen zu können und diese möglichst niedrig zu halten was für statistische und physikalische Modellierung der MAGS Partnerprojekte von Bedeutung war, war es nötig auch diese Mikrobeben hinsichtlich der Magnitude einschätzen zu können. Dabei wurde für jede Station eine lineare Regression zwischen den für jedes Mikrobeben gemessenen logarithmierten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten und der in der Auswertung ermittelten Netzwerkmagnitude erstellt, wobei eine orthogonale lineare Regression der kleinsten Fehlerquadrate eingesetzt wurde um die Fehler in der Netzwerkmagnitudebestimmung mitzuberechnen (siehe Abb. 26). Für die Magnitudenbestimmung wurden für alle zur Verfügung stehenden maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten die entsprechenden Magnitudenwerte in den linearen Regressionen der jeweiligen Stationen er- und danach gemittelt. Diese Abschätzung beruht auf der Annahme vergleichbarer Hypozentrallage des Bebenherdes und ist damit ungenau da der Einfluss abweichender Herdmechanismen mit unterschiedli-

cher Abstrahlcharakteristik nicht berücksichtigt werden kann.

Zur Nutzung für die Gefährdungsanalysen im MAGS Einzelprojekt 4 wurden außerdem für den vollständigen Bebenkatalog für lokale und regionale Stationen halbautomatisch maximale Bodenschwinggeschwindigkeiten auf allen drei Seismometer Komponenten separat ermittelt, wobei jeweils auch das Signal-Rausch-Verhältnis zur Einschätzung der Verlässlichkeit der Messung bestimmt wurde. Hier wurden zunächst rund um die manuell bestimmten Einsatzzeiten in Abhängigkeit der Epizentraldistanz geeignete, kurze Fenster für die automatisierte Analyse festgelegt. Danach wurden die maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten der jeweiligen Komponente in dem entsprechenden Zeitfenster bestimmt. Diese automatisierte Messung wurde anschließend manuell kontrolliert, falls nötig manuell korrigiert und fehlerhafte Messungen entfernt (siehe Abb. 27).

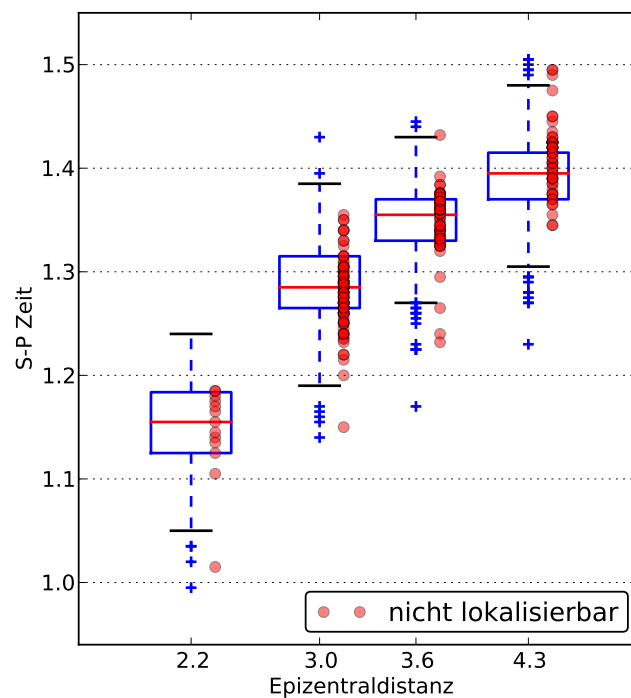


Abbildung 25: "Boxplot" der S-P-Zeiten für vier Stationen des lokalen Netzwerks und alle lokalisierten Mikrobeben. Für alle Ereignisse, die zwar detektiert aber nicht lokalisiert werden konnten sind die ermittelten S-P-Zeiten der jeweiligen Station als rote Kreise eingezeichnet. Aufgrund der Ähnlichkeit der S-P-Zeiten zu denen der verifizierten Mikrobeben und aufgrund des Fehlens anderer Mikroseismizität im Untersuchungsgebiet wurden auch diese nicht lokalisierbaren Mikrobeben als Ereignisse im selben seismogenen Volumen nahe der Injektionsbohrung Unterhaching eingeordnet.

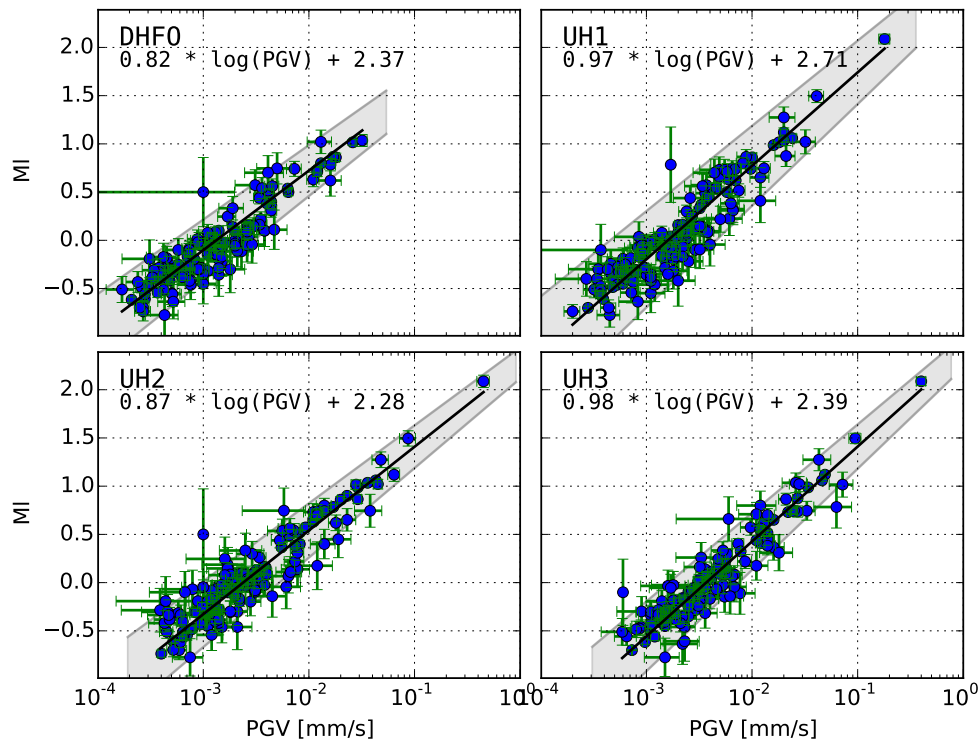


Abbildung 26: Orthogonale lineare Regression der logarithmierten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten (PGV) aller Mikrobeben an vier Stationen des lokalen Netzwerks gegen die jeweilige ermittelte Netzwerkmagnitude M_l . Die einzelnen Messwerte wurden auf der Rechtsachse mit dem gemessenen Signal-Rausch-Verhältnis der jeweiligen PGV Messung und auf der Hochachse mit dem Fehlerbereich der jeweiligen Netzwerkmagnitude gewichtet.

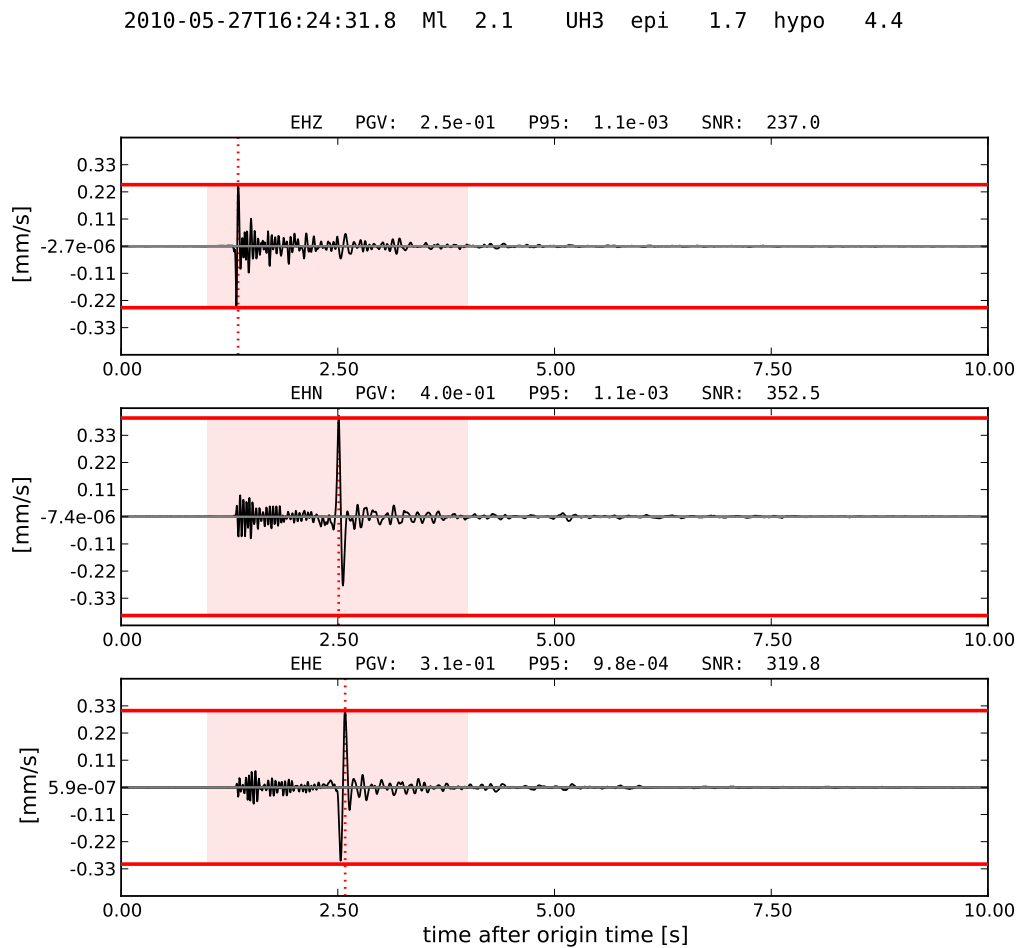


Abbildung 27: Beispiel einer PGV Messung an einer Station des lokalen Netzwerks für das in Abbildung 9 dargestellte Beben. Zusätzlich zu PGV wurde auf jeder Komponente das Rauschniveau als 95er Perzentil (P95) bestimmt und daraus das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR). Der Suchbereich der automatisierten Messung ist hellrot schattiert.

2.2.4 Herdmechanismen

Ein wichtiger Herdparameter von Erdbeben ist der Herdmechanismus, das heißt im Falle von reinen Scherbrüchen die Orientierung und Verschiebungsrichtung der Kontaktflächen im Bebenherd. Der Herdmechanismus ist essentiell für die Interpretation bezüglich der vorliegenden geologischen Strukturen und Tektonik, insbesondere zur Zuordnung zu bekannten Störungsstrukturen im Reservoir.

Die Bestimmung von Herdmechanismen wurde zunächst unter Verwendung der ermittelten Polaritäten der Ersteinsätze von P- und SH-Wellen durchgeführt. Zum Einsatz kam dabei das Programmpaket FOCMEC (Snoke et al., 1984), das eine systematische Gittersuche im dreidimensionalen Parameterraum aus Streichen, Fallen und Verschiebungswinkel durchführt und alle zu den eingehenden Beobachtungen passenden Herdflächenlösungen ausgibt. Dieses Verfahren ist bei ausreichender Stationszahl sehr robust, bei zu geringer Stationszahl und ungünstiger Lage der Stationen kann es aber zu einer vieldeutigen und schlecht bestimmten Herdflächenlösung kommen. Außerdem kann selbst diese robuste Methode bei schwachen Mikrobeben nicht verwendet werden, wenn die Polaritäten der Ersteinsätze aufgrund des schwachen Signal-Rausch-Verhältnisses nicht eindeutig bestimmt werden kann. Aufgrund der schwierigen Datenlage konnten letztlich nur für drei Mikrobeben mit Magnituden von 0.9 bzw. 1.0, die auf allen fünf lokalen Stationen aufgezeichnet wurden, Herdflächenlösungen mit zufriedenstellender Genauigkeit von etwa 10° in Streichen, Fallen und Verschiebungswinkel ermittelt werden.

Um die Datengrundlage und damit die Aussagekraft zu verbessern, wurden Methoden zur Relativbestimmung von Herdflächenlösungen angewandt. Diese basieren auf der kontinuierlichen Variation der Abstrahlcharakteristik mit Azimuth und Einfallswinkel (Dahm, 1996). Hierbei werden für zwei Mikrobeben stationsweise und nach Korrektur der Instrumentenantwortfunktion die beobachteten Maximalamplituden von P-, SH- und SV-Welle verglichen. Unter der Voraussetzung, dass für eines der Mikrobeben der Herdmechanismus bekannt ist, kann durch Lösen eines linearen Gleichungssystems der Mechanismus des zweiten Ereignisses abgeleitet werden. Mit dieser Methode wurden abgeleitete Herdflächenlösungen für eine Mikrobebengruppe bestehend mit sieben ähnlichen Ereignissen mit Magnituden zwischen 0.6 und 2.1 relativ zu zwei verschiedenen, zuvor über Ersteinsatzpolaritäten zuverlässig bestimmten Herdmechanismen bestimmt.

Bei der dritten hier angewandten Methode wird in einer gemeinsamen Inversion aus dem kompletten Datensatz der Maximalamplituden eines Bebenclusters für alle Beben des Clusters simultan je eine Herdflächenlösung bestimmt (Dahm, 1996). Anders als bei der zuvor verwendeten Relativbestimmung wird dabei kein Referenzmechanismus fest vorgegeben, sondern es wird lediglich durch eine Wichtung in der Inversion ein bestimmtes Mikrobeben festgelegt, das sich durch eine möglichst gute Datenlage mit gutem Signal-Rausch-Verhältnis auszeichnet. Diese Methode ist allerdings anfälliger gegenüber systematischen Fehlern an einzelnen Stationen und neigt im Falle von fast völlig identischen Herdmechanismen zu Instabilitäten in der Inversion. Auch diese Methodik wurde auf den ausgewählten Cluster aus sieben Mikrobeben angewendet, wobei zum Test der Robustheit in zwei getrennten Durchläufen zwei verschiedene Mikrobeben mit größerer Wichtung eingingen. Zu beachten ist, dass hierbei nicht das absolute Vorzeichen der Verschiebung bestimmt werden kann und somit prinzipiell nicht entschieden werden kann, auf welcher der beiden Knotenflächen der Herdflächenlösung der Bruch tatsächlich stattgefunden hat. Allerdings kann durch den Vergleich mit den absolut bestimmten Herdmechanismen klar eine der beiden Möglichkeiten ausgeschlossen werden.

In Abbildung 28 sind die Ergebnisse der Absolutbestimmung der Herdflächenlösungen für drei Mikrobeben (A, B, C) dargestellt. Für diese Mikrobeben, die sich über den Zeitraum von September bis November 2010 ereigneten, ergeben sich zuverlässige Herdmechanismen mit 29/87/-10, 215/68/-28 und 212/83/19 (Streichen/Fallen/Verschiebungswinkel). Das Fallen variiert dabei von subvertikal nach Südost über subvertikal nach Nordwest bis hin zu einem Fallen von etwa 70° nach Nordwest. Das Streichen bewegt sich (einheitlich in Richtung Nordost ausgedrückt) im Bereich 29-35°. Die Verschiebung auf der Herdfläche ergibt sich zu einer vorwiegend sinistralen Blattverschiebung (Verschiebungswinkel nahe 0°) mit wechselnd leichter Auf- bzw. Abschiebungskomponente (Verschiebungswinkel leicht positiv bzw. leicht negativ). Daraus resultieren 2-3 alternativ mögliche Herdflächenlösungen, die allerdings in allen drei Parametern nur um 5-10° voneinander abweichen.

Die Ergebnisse der Relativbestimmung und der Clusteranalyse sind in Abbildung 29 dargestellt. Die Relativbestimmung zu zwei verschiedenen vorgegebenen Mechanismen (Zeilen I und II) der Herdmechanismen für sieben weitere Mikrobeben (D bis J) zeigt konsistente Ergebnisse mit Wertebereichen des Streichens von 23-35° und des Fallens von 75° nach Nordwest bis 87° nach Südost. Wiederum können sinistrale Blattverschiebungen mit wechselnd

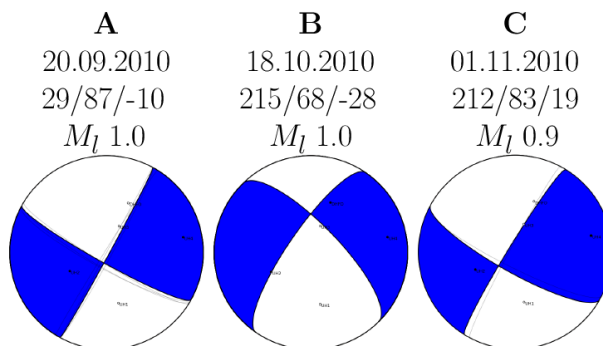


Abbildung 28: Ergebnisse der Absolutbestimmung dreier Herdmechanismen (Streichen/Fallen/Verschiebungswinkel) basierend auf Ersteinsatz-Polaritäten von P- und SH-Wellen. Das Streichen bewegt sich im Bereich von 29-35°, das Fallen subvertikal zwischen 83° nach Nordwest und 87° nach Südost. Dabei handelt es sich um sinistrale Blattverschiebungen mit uneinheitlichen, sehr schwachen Auf- und Abschiebungskomponenten. Alternativ mögliche Herdflächenlösungen sind als graue Linienkreuze eingezeichnet. Aus dem Streuen der möglichen Alternativlösungen ergibt sich der Fehlerbereich der Herdflächenparameter von etwa $\pm 10^\circ$.

leichten Auf- bzw. Abschiebungskomponenten erkannt werden. Auffällig ist die starke Ähnlichkeit der Ergebnisse für die sieben Mikrobeben des ausgewählten Bebenclusters.

Die Clusteranalyse (Zeilen III und IV) zeigt hier etwas stärkere Abweichungen von den Mechanismen aus der Absolut- und Relativbestimmung und ergibt stärker schwankende Werte innerhalb des Bebenclusters. Es ist zu vermuten, dass die starke Ähnlichkeit der untersuchten Bebenherde zu einer Instabilität in der Inversion führt. Die Ergebnisse der Clusteranalyse müssen aufgrund der angesprochenen Problematik als etwas unsicherer eingeschätzt werden.

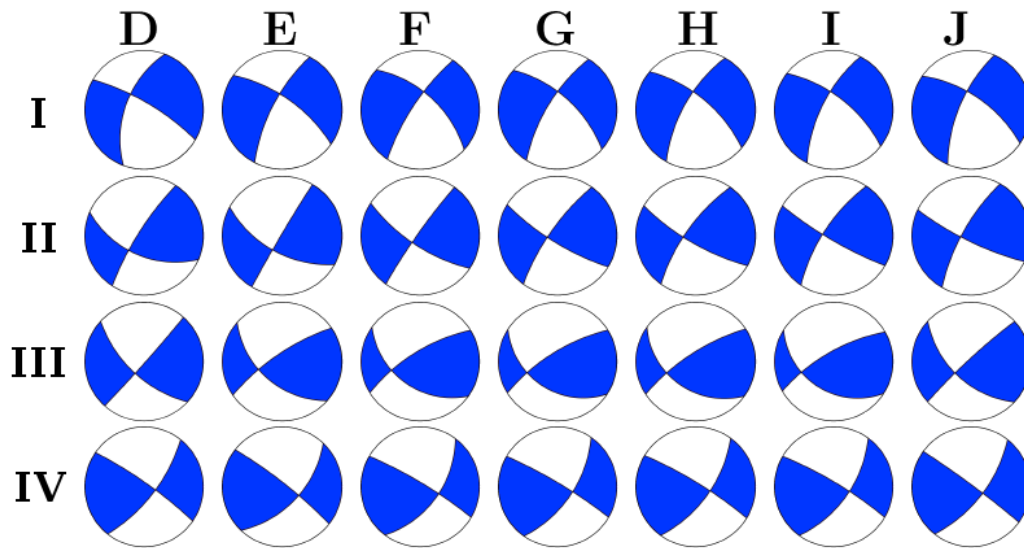


Abbildung 29: Ergebnisse von Relativbestimmung und Clusteranalyse von Herdmechanismen sieben weiterer Mikrobeben (D bis J) mit Hilfe von P-, SH- und SV-Maximalamplituden. Dargestellt sind die Relativbestimmung zu vorgegebenen Referenzmechanismen (Abb. 28) A (I) und C (II), sowie Clusteranalyse ohne vorgegebenen Referenzmechanismus mit zwei leicht unterschiedlichen Inversionsschemata (III, IV). Bei der Relativbestimmung ergeben sich konsistente Ergebnisse (Streichen $23\text{--}35^\circ$, Fallen $75^\circ\text{NW}\text{--}87^\circ\text{SO}$). Bei der Clusteranalyse sind größere Schwankungen zu beobachten (Streichen $35\text{--}60^\circ$, Fallen $70^\circ\text{NW}\text{--}55^\circ\text{SO}$). Die Verschiebung stellt eine sinistrale Blattverschiebung mit mehr oder weniger uneinheitlichen, schwankenden Auf- bzw. Abschiebungskomponenten.

2.2.5 Analyse und Bereitstellung des Katalogs

Der für alle Zeiträume zusammengefasste Bebenkatalog ist zeitlich gesehen stark inhomogen. Zur korrekten Nutzung des Bebenkatalogs in weiterführenden Analysen durch die MAGS Partner-Einzelprojekte (insbesondere EP4, EP5 und EP6) sind vor allem die Variationen der Vollständigkeitsmagnitude des Katalogs zu beachten. Es wurden deshalb für entsprechend untergliederte Zeiträume Abschätzungen von Gutenberg-Richter Beziehung und Vollständigkeitsmagnituden einzeln durchgeführt. Dem Vorgehen von Wiemer and Wyss (2000) folgend wurde dabei zur Bestimmung der Vollständigkeitsmagnitude die "maximum curvature" Methode mit anschließendem "goodness of fit" Test angewandt. Nach Woessner and Wiemer (2005) wurde dabei eine Korrektur um +0.2 Magnitudeneinheiten vorgenommen. Die Bestimmung des b-Wertes der Gutenberg-Richter Beziehung erfolgte mit der "maximum likelihood" Methode (Utsu, 1965; Aki, 1965).

Insgesamt sind drei Teilbereiche des Katalogs zu unterscheiden (siehe Abb. 30 und 31): In der Zeit vor November 2008 standen fast ausschließlich regionale Stationen des Erdbebendienst Bayern zur Auswertung zur Verfügung. Die Magnitude der Vollständigkeit beträgt in Bayern landesweit etwa Lokalmagnitude M_l 1.5. Aufgrund der sehr geringen Zahl von bekannten und auswertbaren Beben kann hier keine genauere Einschätzung erfolgen.

In der Zeit von November 2008 bis Januar 2010 wurden zwei temporäre Lokalstationen im offline Betrieb eingesetzt (siehe Abb. 11). Die Daten dieser Stationen konnten mit Hilfe der später im lokalen Netzwerk gewonnenen, detaillierten Daten mit Hilfe von fortgeschrittenen Detektionsalgorithmen (vgl. Kap. 2.2.1) im Nachhinein ausgewertet werden. In diesem Zeitbereich liegen zwar nur Lokalisierungen von neun Mikrobeben vor, es konnten aber insgesamt 48 Mikrobeben detektiert werden, für die auch wie in Kapitel 2.2.3 beschrieben eine Abschätzung der Magnitude vorgenommen werden konnte. Damit konnte für diesen Zeitraum eine Magnitude der Vollständigkeit von M_l 0.1 erreicht werden. Die Bestimmung der Gutenberg-Richter Relation ergibt einen b-Wert von 0.91.

Im Zeitraum von Januar 2010 bis zur Finalisierung des Bebenkatalogs Ende April 2013 schließlich liegt die beste Datenbasis vor. In diesem Zeitraum wurde das lokale Messnetzwerk mit fünf Stationen betrieben. Hier konnten insgesamt 413 Mikrobeben detektiert werden, von denen für 302 Ereignisse auch eine Lokalisierung durchgeführt werden konnte. Für diesen Abschnitt des Katalogs ergibt sich eine Vollständigkeitsmagnitude von M_l -0.3 und ein

b-Wert von 0.79.

Für weitergehende Analysen besteht somit je nach methodischem Bedarf die Möglichkeit einen längeren Beobachtungszeitraum mit einer etwas schlechteren Vollständigkeitsmagnitude zu verwenden oder einen etwas kürzeren Zeitraum mit dafür besserer Vollständigkeitsmagnitude zu betrachten. Der Katalogteil von November 2008 an umfasst 4.5 Jahre, wobei von 461 Mikrobeben 129 über M_l 0.1 liegen (der Vollständigkeitsmagnitude des Anfangszeitraums). Der Katalogteil von Januar 2010 an umfasst 3.3 Jahre, wobei von 413 Mikrobeben 252 über der Vollständigkeitsmagnitude von M_l -0.3 liegen.

Die für die beiden Zeit- beziehungsweise Magnituden-Vollständigkeitsbereiche des Katalogs bestimmten b-Werte der Gutenberg-Richter-Beziehung von etwa 0.9 und 0.8 liegen im für den Übergangsbereich von Blattverschiebungs- zu Aufschiebungsregime typischen Wertebereich, wie er von Schorlemmer et al. (2005) anhand von verschiedenen regionalen und überregionalen Katalogen bestimmt wurde.

Zur Nutzung für alle Projektpartner im MAGS Verbund wurde der Katalog mit allen verfügbaren Details online im zentralen Datenaustauschportal zur Verfügung gestellt und während der Projektlaufzeit mehrmals aktualisiert. Die bereitgestellten Informationen enthielten dabei alle Lokalisierungsergebnisse von Absolut- und den beiden angewandten Relativlokalisierungsmethoden, die ermittelte Erdbebenmagnitude, sowie alle verfügbaren Messungen von maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten mit zugehörigem Signal-Rausch-Verhältnis an Stationen des lokalen und regionalen Messnetzes.

Des Weiteren wurden die betreffenden Geothermiebetreiber, sowie das Landesamt für Umwelt Bayern und frühere Projektpartner vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik in Hannover während des Projektverlaufs ständig über aktuelle Entwicklungen informiert.

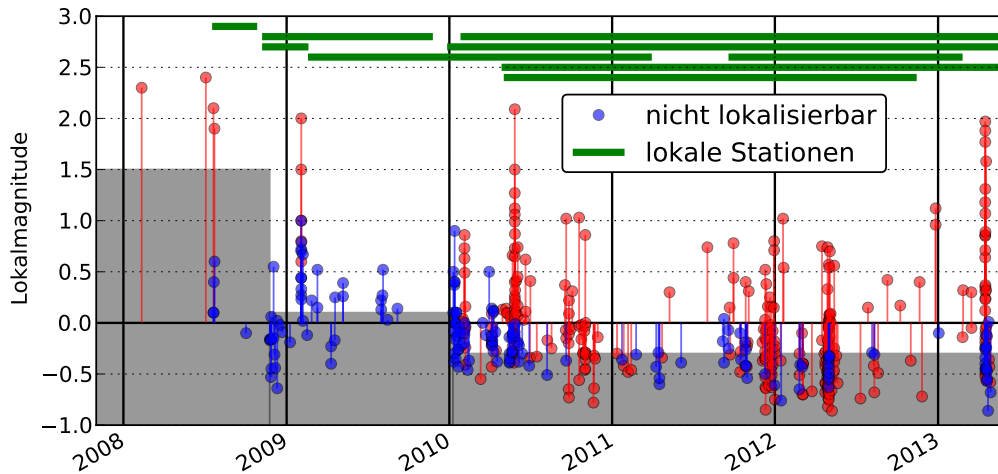


Abbildung 30: Zeitlicher Verlauf der Mikroseismizität im Gesamtzeitraum. Die Vollständigkeitsmagnituden sind für die verschiedenen Zeitbereiche durch grau schattierte Bereiche angedeutet, in denen mit entsprechend hoher Wahrscheinlichkeit nicht alle aufgetretenen Mikrobenen detektiert wurden (vgl. Abb. 31). Die Vollständigkeit des Katalogs wird maßgeblich von der Verfügbarkeit lokaler Messstationen bestimmt. Für jede dieser Stationen ist in grün der Zeitbereich dargestellt in dem Daten vorhanden sind. Die beste Datenlage des Katalogs ergibt sich in dem Zeitraum in dem das lokale Messnetz mit bis zu fünf Stationen im Einsatz war. Zu erkennen sind außerdem die stärksten Beben mit M_l 1.9-2.4 (Februar/Juli 2008, Februar 2009, Mai 2010 und April 2013). Mikrobenen ohne Lokalisierung und mit abgeschätzten Magnituden (Kap. 2.2.3) sind blau eingezeichnet.

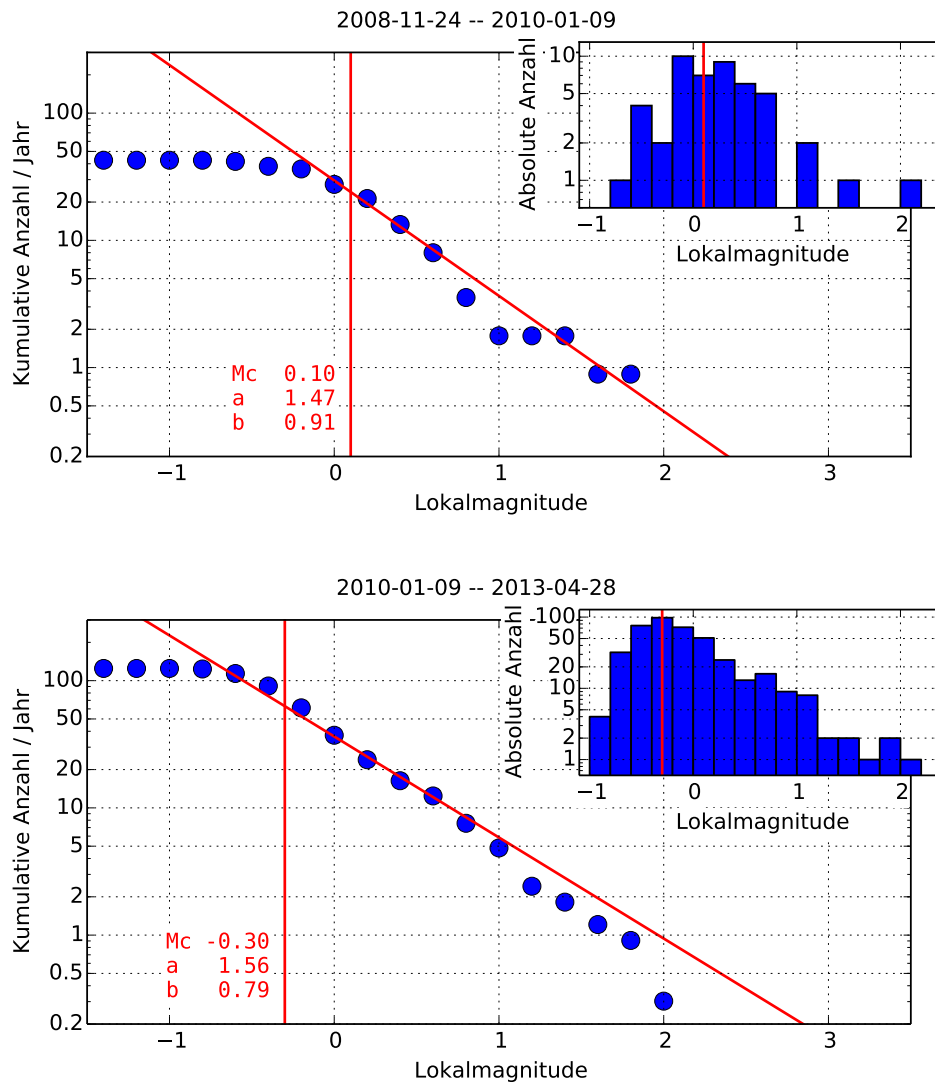


Abbildung 31: Darstellung der kumulativen Magnitudenhäufigkeitsbeziehung für den Zeitraum von November 2008 bis Januar 2010 (oben) und von Januar 2010 bis April 2013 (unten). Die beiden Zeiträume wurden entsprechend der Anzahl der verfügbaren Stationen und somit der Detektionsmöglichkeiten des Netzwerks gewählt um eine in sich konsistente Analyse der Häufigkeitsverteilung zu gewährleisten (vgl. Abb. 30). Die Analyse der Gutenberg-Richter Beziehung ergibt a-Werte von 1.47 bzw. 1.56 und b-Werte von 0.91 bzw. 0.79. Die Vollständigkeitsmagnituden der jeweiligen Zeitbereiche liegen bei M_l 0.1 bzw. -0.3.

2.2.6 Korrelation mit Betriebsdaten

Für den Betrieb von Geothermiekraftwerken ist der Zusammenhang zwischen der auftretenden Seismizität und den kraftwerksseitig messbaren Betriebsparametern aus pragmatischer Sicht der interessanteste Aspekt. Diese Parameter wie Produktions- beziehungsweise Injektionsdruck, -rate und -temperatur sind letztlich die einzige Möglichkeit des Betreibers, auf die eventuell auftretende Seismizität Einfluss zu nehmen. Aus diesem Grund wurden mögliche Korrelationen zwischen Seismizität und Betriebsparametern mit Hilfe von statistischen Methoden untersucht.

Voruntersuchung

Im Rahmen des MAGS Datennutzungsvertrags wurden während der Projektlaufzeit von der Geothermie Unterhaching GmbH & Co KG Betriebsdaten zu den Injektionsparametern zur vertraulichen Nutzung innerhalb des MAGS Projekts zur Verfügung gestellt.

Zum einen wurde dabei für einen frühen Zeitraum eine Auflistung von Pumpenstillstandszeiten zur Verfügung gestellt. Hierbei lag die Hypothese zugrunde dass eine plötzliche Abschaltung ein relativ starkes Drucksignal erzeugen kann welches möglicherweise Mikrobeben auslösen kann. Der erste Eintrag datiert hierbei mit Ende März 2009, also später als die im Katalog enthaltenen, stärkeren Mikrobeben der Jahre 2008/2009. Der Großteil der verzeichneten Pumpenausfälle liegt andererseits vor dem Ausbau des lokalen Netzes, zu einem Zeitpunkt zu dem der Katalog eine relativ schlechte Vollständigkeitsmagnitude aufweist. Einige recht kurzzeitige Pumpenausfälle (im Bereich von 20 min bis zu 12 h) von April bis Juni 2010 zeigen keine Korrelation mit auftretender Mikroseeismizität. Eine signifikante Verbindung zwischen Pumpenausfällen und erhöhter Mikrobebenentätigkeit ist also nicht unmittelbar erkennbar.

Ein weiterer Datensatz umfasst stündliche Mittelwerte zu Reinjektionskopfdruck, -massenrate und -temperatur. Zunächst wurden die Daten manuell mit den katalogisierten Mikrobeben abgeglichen. Es ist in diesem Zusammenhang grundsätzlich festzuhalten, dass keine augenscheinliche Korrelation zwischen den aufgezeichneten Injektionsparametern und den ausgelösten Mikrobeben vorliegt. Dies steht in deutlichem Gegensatz zu weithin bekannten Injektionsexperimenten mit Druckstimulation des Reservoirs (z.B. Soultz, Basel), bei denen in der Regel die Anzahl der detektierten Mikrobeben di-

rekt dem Anstieg der Druckkurve folgt.

Zu den vorliegenden Daten der Geothermie Unterhaching sollen deshalb zunächst einige Auffälligkeiten angeführt werden, die möglicherweise Hinweise für weiterführende Untersuchungen liefern können. Im Vorfeld der Bebenserie des 02. Februar 2009, der auch ein Beben mit M_l 2.0 angehört, ist erkennbar, dass die durchschnittliche Injektionstemperatur um etwa 20 % abnimmt und die Injektionsmassenrate (angegeben in Mg/h) um etwa 20 % zunimmt. Ein ähnliches Verhalten ist auch kurz vor einer etwas länger dauernden Bebenserie vom 09.-17. Januar 2010 zu beobachten, wobei hier die Magnituden mit $M_l < 1.0$ deutlich niedriger liegen. Von Ende Januar bis etwa zum 07. Februar 2010 zeigt sich dieses Verhalten, wenn auch weniger prägnant, bei einer weiteren Mikrobebenserie.

Andererseits ist im kurzzeitigen Vorfeld der heftigsten Bebenserie des Jahres 2010 rund um den 27. Mai keine vergleichbare, stationäre Veränderung der Injektionsparameter erkennbar. In diesem Fall ist eine kurzzeitige Unterbrechung gefolgt von deutlich abweichenden Druckwerten zu erkennen, wenn auch 1-2 Wochen vor dem Auftreten dieser sehr ausgeprägten Abfolge von Mikrobeben. Die Voruntersuchung zusammenfassend kann festgehalten werden, dass keine einfache direkte beziehungsweise lineare Korrelation augenscheinlich ist, es aber Anhaltspunkte für einen möglichen, komplexeren Zusammenhang zwischen Injektionstemperatur und -menge auf der einen Seite und den detektierten Mikrobeben auf der anderen Seite gibt, die daraufhin mit aufwendigeren statistischen Methoden untersucht wurden.

Statistische Modellierung

Wie oben beschrieben ist in den Injektionsdaten zwar kein augenscheinlicher, unmittelbarer Zusammenhang mit der beobachteten Mikroseismizität erkennbar, es liegt jedoch nach wie vor Nahe, dass ein möglicherweise komplexerer Zusammenhang existiert. Aus diesem Grund wurde in Zusammenarbeit mit dem Institut für Statistik der LMU München die Anwendbarkeit von neuen Methoden der statistischen Modellierung untersucht. Im Vorfeld dieser Untersuchungen und im Rahmen einer Studie über fluid-induzierter Seismizität durch Regeneintrag in ein Gebirgsmassiv im Südosten Bayerns hat sich dabei eine statistische Regression mit Hilfe von sogenannten "Distributed lag non-linear models" (DLNM) als vielversprechend erwiesen (Svejdar et al., 2011).

Die für die Analyse zur Verfügung stehenden Betriebsparameter sind wie erwähnt Injektionstemperatur, -massenrate und Bohrlochkopfdruck. Um zu vermeiden, dass die an der Oberfläche kontinuierlich gemessene Temperatur in der Regression einen Effekt zu Zeitpunkten verursacht zu denen keine Injektion stattfand wurde aus den beiden Größen Injektionsrate und Injektionstemperatur eine abgeleitete Eingangsgröße gebildet. Es wurde aus dem Produkt der Injektionsrate und der Temperaturdifferenz von ungestörter Reservoirtemperatur (130°C) abzüglich Injektionstemperatur ein Maß gebildet, dass in etwa entzogenen thermischen Energie proportional ist. Dies ist zum einen durch die im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Beobachtungen gerechtfertigt und zum anderen durch entstehende thermische Spannungen, die durch die Abkühlung des Gesteins verursacht werden. Diese thermo-mechanische Kopplung wird als eine weitere potentielle Ursache für die Auslösung von Mikrobeben diskutiert. Letztlich gehen damit der gemessene Bohrlochkopfdruck und die entzogene thermische Energie als Eingangsgrößen in die Regression ein.

Zusätzlich wurde mit dem Programm SPOTL (Agnew, 2012) analytisch der Einfluss der Gezeiten auf Schwerkraft sowie Deformation und Neigung jeweils in Nord-Süd und Ost-West Richtung ermittelt, da aus früheren Studien bekannt ist, dass diese Größen einen Einfluss auf die Mikroseismizität in kritisch vorgespannten Systemen ausüben können (Svejdar et al., 2011).

Die Modellierung erfolgt in Zeitschritten von einer Stunde. Als Zielgröße der Modellierung wurde die aus der Summe der seismischen Momente im betreffenden Stundenintervall ermittelte kummulierte Momentmagnitudo verwendet. Da die Zielgröße dabei kontinuierlich, positiv und vorwiegend mit "Null"-Werten (d.h. kein Mikrobeben im betreffenden Zeitintervall) belegt ist kommt zur Modellierung eine "Tweedie" Verteilung zum Einsatz, welche einen Spezialfall eines exponentiellen Dispersionmodells darstellt. Ein Hauptaspekt ist, dass im Modell nicht nur eine instantane Beeinflussung betrachtet wird, sondern auch der verzögerte Einfluss bis zu einer Verzögerung von 168 Stunden (entsprechend sieben Tagen) modelliert wird. Dies soll dem möglichen verzögerten Einfluss von sich ausbreitenden Druck- und Temperaturfronten Rechnung tragen. Die angewandte DLNM Methodik ermöglicht es dabei zusätzlich zu verzögerten Effekten einen nicht-linearen Einfluss der Eingangsgrößen darzustellen.

Im folgenden werden die bisher gewonnenen Ergebnisse vorgestellt. Insgesamt ist anzumerken, dass in der Modellierung relative Aussagen getroffen werden und die beschriebenen Effekte damit relativ zu einem Grundniveau

zu sehen sind.

Das Grundniveau der entzogenen thermischen Energie wurde entsprechend einer Reinjektion mit moderatem Energieentzug von um 30°C abgekühltem Wasser bei einer Fließrate von 50 l/s angenommen (entsprechend einem Energiewert in der vorliegenden Skala von 5400). Dieses Grundniveau ist vergleichbar mit einigen bereits seit vielen Jahren in Betrieb befindlichen Geothermieanlagen in Bayern, bei denen bisher keinerlei Mikroseismizität detektiert wurde. Es zeigt sich, dass die entzogenen thermische Energie einen nicht-linearen, positiven Effekt auf die Zielgröße ausübt und damit eine erhöhte Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Mikrobeben bewirkt (siehe Abb. 32). Dieser Effekt ist bei niedriger Verzögerung am stärksten ausgeprägt und klingt zu höheren Verzögerungen hin ab. Außerdem ist zu beobachten dass mit fallenden Werten des Energieentzugs zunächst die Beeinflussung der Mikroseismizität gegenüber dem Referenzniveau weiter abnimmt, dann aber für Werte nahe Null plötzlich schlagartig ansteigt (siehe Abb. 33). Hier könnte der Einfluss von plötzlichen Abschaltungen der Injektionspumpe zu erkennen sein, wobei allerdings in der Modellierung der Einfluss der Abschaltung über den Bereich der untersuchten Verzögerungswerte verschmiert wird und somit die Stärke dieses Effekts nicht klar zu beurteilen ist.

Der modellierte Einfluss des Bohrlochkopfdrucks auf die Mikroseimizität ist in den Abbildungen 34 und 35 dargestellt. Das Grundniveau wurde hier bei einem Kopfdruck von 0 bar festgelegt. Es bleibt festzuhalten, dass sich hier ein deutlich unschärferes Bild ergibt. In der dreidimensionalen Darstellung von Druck und Verzögerung (siehe Abb. 34) sind in erster Linie zwei Bereiche auffällig die einen negativen Einfluss auf die Zielgröße aufweisen. Zum einen ist das weniger stark ausgeprägt der Fall für Drücke im mittleren Wertebereich (ca. 3-7 bar) bei einer relativ hohen Verzögerung von 5-7 Tagen. Zum anderen weisen Bereiche mit hohem Kopfdruck bei niedriger Verzögerung von 0-2 Tagen einen negativen Effekt auf die Zielgröße aus. Dies ist mit der gängigen Vorstellung, dass durch eine Porendrucksteigerung die Normalspannung auf Klüften reduziert und so Mikrobeben ausgelöst werden, nicht ohne weiteres erklärbar. Allerdings gilt es hier zu beachten, dass der gemessene Kopfdruck zu 90% unter 3 bar beträgt, dass heißt dass die Modellierung hier auf einer sehr kleinen Zahl von Eingangswerten beruht und somit weniger verlässlich ist. In den zweidimensionalen Schnitten (siehe Abb. 35) ist zudem zu erkennen, dass der Fehlerbereich der Schätzung für hohe Werte des Drucks sehr hoch ist.

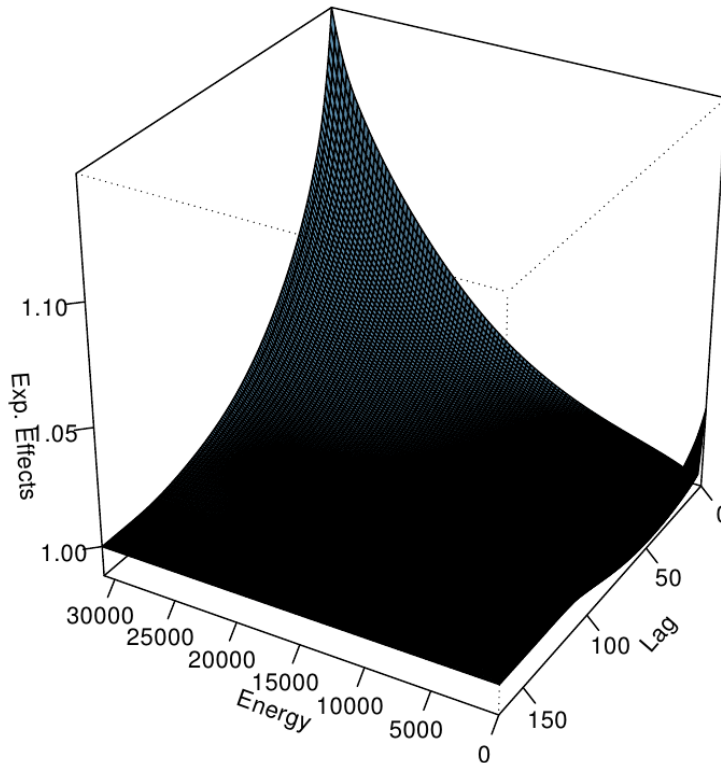


Abbildung 32: Dreidimensionale Darstellung der Ergebnisse der DLNM Regression. Der modellierte Effekt auf die Zielgröße (logarithmisch summierte Magnitude) ist als Fläche dargestellt in Abhängigkeit der entzogenen thermischen Energie (vgl. Text, willkürliche Einheit für eine spezifische Wärmekapazität von 1.0) und deren zeitlicher Verzögerung (in Stunden). Der Effekt ist relativ zu einem Grundniveau von 50 l/s bei 30°C Abkühlung angegeben. Zu erkennen ist ein nicht-linearer Zusammenhang, wobei sich der stärkste Effekt bei sehr niedrigen Verzögerungen von einigen Stunden und den höchsten im Datensatz anzutreffenden Werten des thermischen Energieentzugs einstellt. Zu hohen Zeitverzögerungen klingt der Einfluss des thermischen Energieentzugs wie zu erwarten ab. Bei Werten unterhalb des Grundniveaus bis hin zu keinem thermischen Energieentzug ist eine leichte Erhöhung des Erwartungswertes der Zielgröße zu erkennen. Hier zeigt sich möglicherweise der Einfluss von plötzlichen Abschaltungen der Injektionspumpe, wobei allerdings in der Modellierung der Einfluss der Abschaltung über den Bereich der untersuchten Verzögerungswerte verschmiert wird und somit die Stärke dieses Effekts nicht klar zu beurteilen ist. 2D-Schnitte des Modellierungsergebnisses mit eingezeichneter Standardabweichung sind in Abbildung 33 dargestellt.

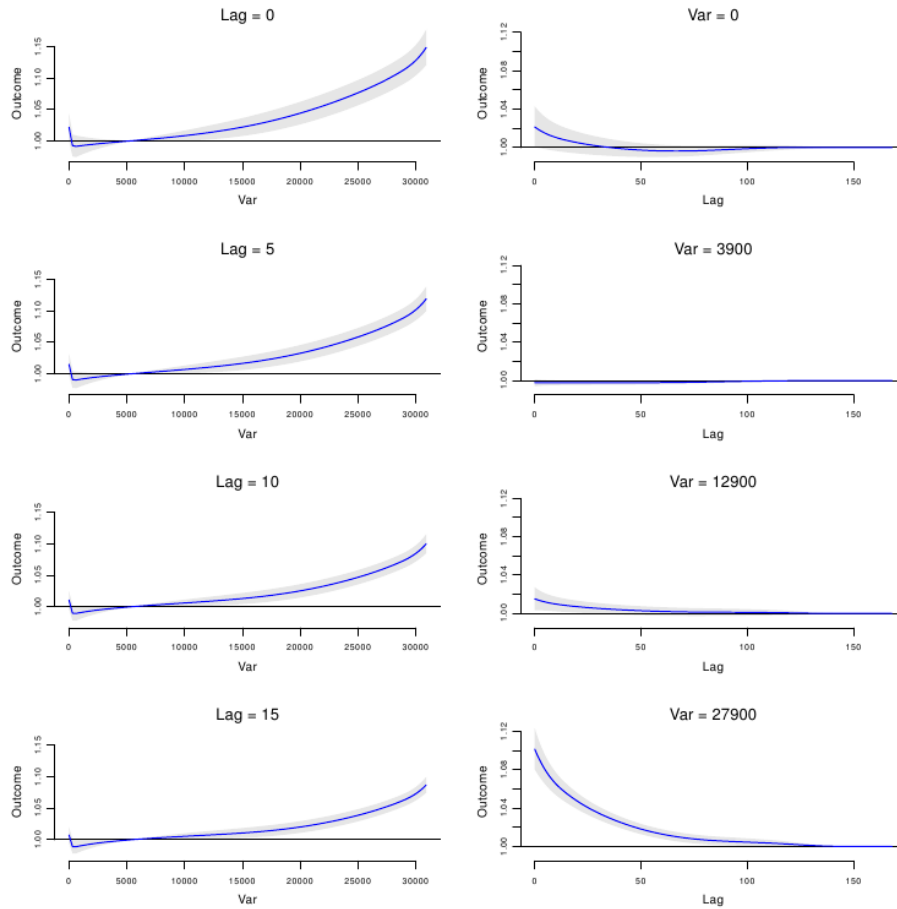


Abbildung 33: Zweidimensionale Schnitte durch die in Abbildung 32 gezeigten Ergebnisse der Regression für die entzogene thermische Energie. Die Standardabweichung der Modellierung ist als grau schattierter Bereich dargestellt. *Links*: Effekt der entzogenen thermischen Energie bei verschiedenen konstanten Werten der modellierten Verzögerung. Zu erkennen ist der nicht-lineare Effekt von hohen Werten der entzogenen Energie bei niedrigen Verzögerungen, sowie das leichte Ansteigen hin zu einem Wert 0 der entzogenen Energie (d.h. keiner stattfindenden Reinjektion). *Rechts*: Effekt der zeitlichen Verzögerung (in Stunden) bei verschiedenen konstanten Werten des thermischen Energieentzugs. Zu erkennen ist der stärkste Effekt bei geringer Verzögerung von unter einem Tag und das Abklingen hin zu großen Verzögerungszeiten.

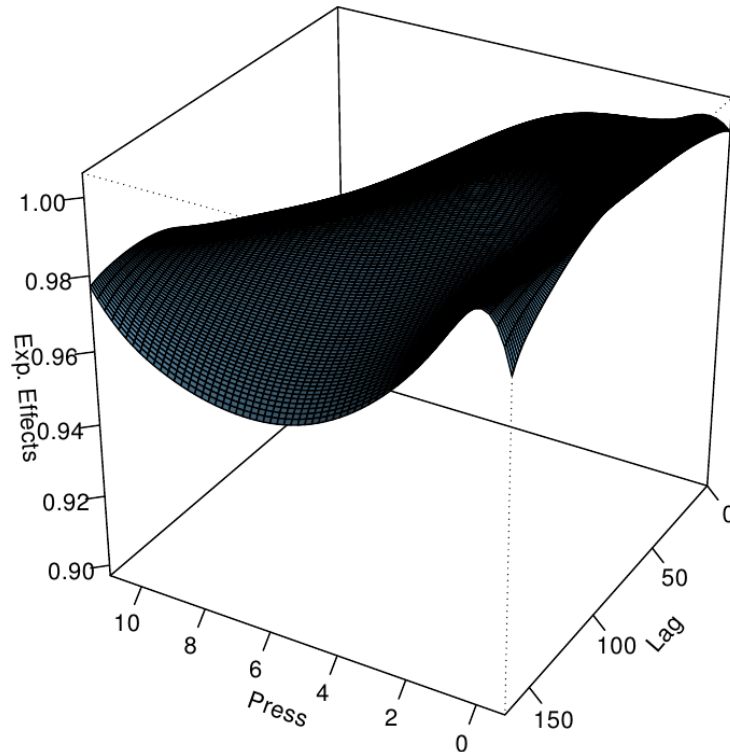


Abbildung 34: Dreidimensionale Darstellung der Ergebnisse der DLNM Regression. Der modellierte Effekt auf die Zielgröße (logarithmisch summierte Magnitude) ist als Fläche dargestellt in Abhängigkeit des gemessenen Bohrlochkopfdrucks und der zeitlichen Verzögerung zu diesem. Der Effekt ist relativ zu einem Grundniveau von 0 bar angegeben. Der sich ergebende Zusammenhang ist stark nicht-linear, wobei sich ein deutlich weniger klares Bild ergibt als für den thermischen Energieentzug. Zwei Bereiche die einen negativen Einfluss auf die Zielgröße ausüben sind auffällig. Dies betrifft zum einen hohe Injektionsdrücke mit kurzer Verzögerungszeiten (>5 bar, <50 h) und zum anderen mittlere Drücke bei hohen Verzögerungszeiten (3-7 bar, mehrere Tage Verzögerung). Diese Beobachtungen in den Modellierungsergebnissen sind mit der gängigen Vorstellung des Einflusses auf den Poreninnendruck und damit auf die Scherfestigkeit von Störungen nicht ohne weiteres erklärbar (siehe Text). Zu beachten sind hierbei aber die deutlich höheren Fehlerbereiche im Modellierungsergebnis (siehe Abb. 35) und die schwache Datenbasis hin zu hohen Drücken (siehe Text, 90% der Eingangswerte unter 3 bar).

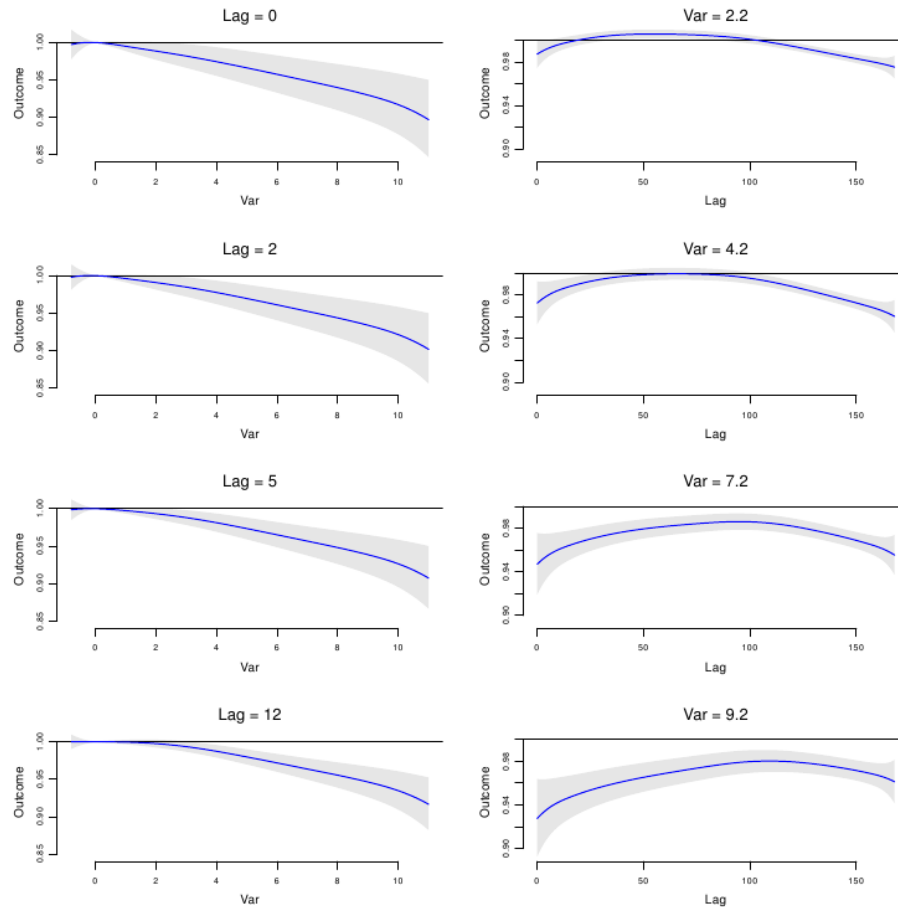


Abbildung 35: Zweidimensionale Schnitte durch die in Abbildung 34 gezeigten Ergebnisse der Regression für den Bohrlochkopfdruck. Die Standardabweichung der Modellierung ist als grau schattierter Bereich dargestellt. *Links*: Effekt des Bohrlochkopfdrucks bei verschiedenen konstanten Werten der modellierten Verzögerung. Zu erkennen ist der negative Effekt auf die Zielgröße von hohen Drücken bei niedrigen Verzögerungen. Es ergeben sich allerdings große Fehlerbereiche und es ist zu bedenken, dass Drücke >3 bar in den Daten nur selten anzutreffen sind und somit eine schwache Datengrundlage für diesen Wertebereich vorliegt. *Rechts*: Effekt der zeitlichen Verzögerung (in Stunden) bei verschiedenen konstanten Werten des Bohrlochkopfdrucks. Zu erkennen ist der negative Effekt sowohl hin zu niedrigen als auch hohen Verzögerungszeiten (siehe Text).

2.3 Tektonische Interpretation

Bei der Beurteilung der Ursachen der auftretenden Mikroerdbebenaktivität im Umfeld des Geothermiekraftwerks Unterhaching ist eine Einordnung dieses Standorts bezüglich mehrerer Faktoren erforderlich. Diese sind in erster Linie in der Orientierung der erbohrten und aus Ergebnissen von Seismik-Messungen bekannten Störungszonen sowie der großräumigen Spannungssituation im bayerischen Molassebecken gegeben. Schon bei der Entwicklung des hier behandelten Projekts spielte die Orientierung der erbohrten und an das Reservoir angeschlossenen Störungssysteme gegenüber dem vorherrschenden regionalen Spannungsfeld (siehe Abb. 36) eine große Rolle. So wurde zunächst der Standort Bernried in die Studie miteinbezogen, da hier aus den Untersuchungsergebnissen der durchgeführten 3D-Seismik für das in der Bohrplanung als Ziel anvisierte Störungssystem eine ähnliche Orientierung bezüglich des regionalen Spannungsfeldes wie für den seismisch auffälligen Standort Unterhaching zu vermuten war. Zur Zeit der Projektplanung war somit eine hohe Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Mikroseismizität im Verlauf des Projekt gegeben. Im frühen Projektverlauf wurde dann beschlossen, zusätzlich den Standort Kirchweidach miteinzubeziehen. Auch hier waren von Betreiberseite zu Unterhaching vergleichbar hohe Fließraten geplant, wobei das Störungssystem im Reservoir eine deutlich von Unterhaching/Bernried abweichende Orientierung bezüglich des Spannungsfeldes aufweist. Aufgrund dieser Gegebenheiten wurden die beiden Standorte Bernried und Kirchweidach (siehe Abb. 37) für eine tieferreichende Untersuchung ausgewählt. Setzt man das Mohr-Coulomb Kriterium über das Zusammenspiel von Orientierung der Störungszone und vorherrschendem Spannungsfeldes voraus, so ergibt sich eine Bevorzugung einer Südwest-Nordost streichenden gegenüber einer West-Ost gerichteten Störungszone bezüglich einer Reaktivierung durch einen Bruchprozess (Sibson, 1985, 1990). Dies spricht für eine leichtere Aktivierung von Scherbrüchen auf Strukturen wie sie in Bernried bzw. Unterhaching vorzufinden sind. Dagegen wird vermutet, dass die W-O streichenden Störungszonen bei Kirchweidach deutlich "ungünstiger" in Hinblick auf Scherbrüchenauslösung orientiert sind. Im folgenden sollen diese in der Projektbeschreibung geäußerten Vermutungen soweit möglich mit den vorliegenden Daten eingehender beleuchtet werden.

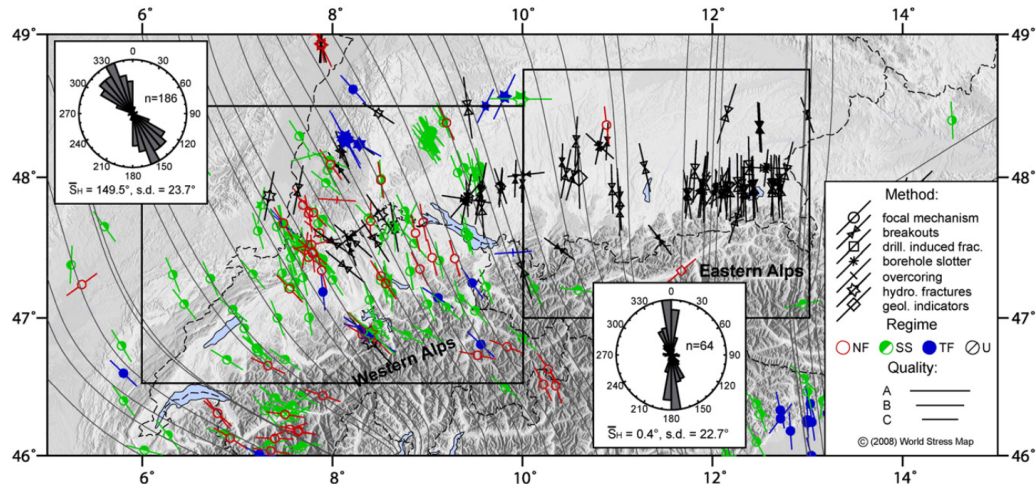


Abbildung 36: Rezente Orientierung der horizontalen Hauptspannungsrichtung im Alpenvorland basierend auf Daten des World Stress Map Projekts (Heidbach et al., 2008). Im bayerischen Molassebecken herrscht weithin ein nahezu exakt entlang Nord-Süd ausgerichtete Hauptspannung vor ($0^\circ \pm 23^\circ$). Zu beachten ist dabei, dass die Datenpunkte räumlich stark ungleichmäßig verteilt sind. (Abbildung aus: Reinecker et al., 2010)

2.3.1 Standort Unterhaching und Umgebung

Begünstigt durch die vom LIAG in der Umgebung von Unterhaching in Auftrag gegebene 3D Seismik (Lüschen et al., 2011) kann aufgrund der detaillierten 3D-Interpretation der Störungszonen für Unterhaching und die unmittelbare Umgebung ein genauerer Hypothesentest erfolgen. Wie in Abb. 38 zu erkennen ist, zeigt sich der Untergrund im Raum Unterhaching überraschend komplex mit Hauptstörungszonen deren Streichen mit 25° , 45° und 70° gegen Nord angegeben wird (Lüschen, 2012; Lüschen et al., 2014). Am deutlichsten sind diese Strukturen im Bereich des oberen Malm zu erkennen. Dies liegt daran, dass mit dem Lithothamnienkalk der stärkste Reflektor der 3D-Seismik, der die besten Interpretationsergebnisse ermöglicht, im Eozän und damit an der Basis der tertiären Molassesedimente auf den Kreide- und Jurakalken aufliegt. Die Ausläufer dieser großen Störungen können dabei bis ins kristalline Grundgebirge verfolgt werden (pers.comm. E. Lüschen, 2011), der starke Reflektor im unteren Tertiär und die tiefere Lage des kristallinen Grundgebirges im Grenzbereich der Eindringtiefe der seismischen

Messungen bewirken allerdings, dass nur ungefähr bekannt ist, wie weit sich die im Malm vorhandenen Störungssysteme ins Grundgebirge erstrecken. In Abb. 39 ist die relative Schichttieflage auf Höhe des Top Malm dargestellt. Es ist dabei klar die unter 45° orientierte Hauptstörungszone zu erkennen, die einen maximalen vertikalen Versatz von 240 m aufweist (Wolfgramm et al., 2007) und die durch die GT-2 Reinjektionsbohrung durchteuft wurde (Wolfgramm et al., 2007). Betrachtet man an dieser Stelle die Ergebnisse der Master-Relokalisierungen und der Herdmechanismenbestimmung erneut (siehe Abb. 23), so fällt die exzellente Übereinstimmung der Erdbebenverteilung im Raum, der vorliegenden Herdfächenlösungen und der Störungsorientierung auf. Dies lässt keine andere Schlussfolgerung zu, als dass die unter 45° gegen Nord streichende Störung durch die Reinjektion von abgekühlten Thermalwässern reaktiviert wird. Die in Abb. 23 zu erkennenden, von dieser Störung abweichenden Erdbeben der Bebengruppen C2 und C1 sind vermutlich der Hauptstörung beigeordneten Nebenstörungen zuzuordnen. Im Umfeld der Hauptstörung sind wie bereits erwähnt weitere Störungszonen mit abweichenden Streichrichtungen auszumachen. Neben den mit 25° und 45° streichenden Störungen ist hier besonders ein en-echelon Störungssystem mit Streichen von 70° zu erwähnen, dessen einzelne Abschnitte in den Bereich hin zur 45° Hauptstörung hineinreichen. Auch im weiteren Umfeld des südlichen Großraums München, im direkt an die Unterhachinger 3D-Seismik anschließenden Gebiet, sind weitere Störungszonen vorhanden (siehe Abb. 37), die von benachbarten Geothermiestandorten bei der Bohrplanung zur Definition des Zielbereichs der Injektionsstrecke verwendet wurden. Im Laufe der in Abschnitt 2.2.1 geschilderten, fortgeschrittenen Ereignisdetektionsanalysen basierend auf Daten einzelner Stationen, konnten einzelne Mikroben detektiert werden, die sich von den im Bereich Unterhaching gelegenen Mikroben deutlich unterscheiden. Da die Auslegung des Messnetzes hier aber auf die Reinjektionsbohrung in Unterhaching fokussiert war und die genannten Bereiche somit außerhalb des Netzwerks gelegen sind ist hierbei eine Lokalisierung mit erheblich größeren Ungenauigkeiten verbunden (siehe Abb. 41). Die Ergebnisse der berechneten Herdlokalisierungen, sowie die Beobachtung, dass diese Ereignisse in Zeitbereichen während oder kurz nach der Durchführung von Pump- und Zirkulationstests an neu entwickelten Geothermiedubletten in Taufkirchen und Kirchstockach auftraten, lassen einen Zusammenhang mit der Reinjektion von Thermalwässern in Störungsstrukturen im Umfeld dieser Geothermieprojekte vermuten. Es ist wahrscheinlich, dass sich letztlich im Regelbetrieb mit den maximal geplanten und bewilligten Injek-

tionsraten hier weitere Mikroseismizität ereignen wird, die im Folgeprojekt MAGS2 eingehender untersucht wird.

Am Standort Unterhaching wurde als nächster Schritt eine "Slip-Tendency" Analyse unter Verwendung der bekannten Störungsgeometrie und dem auf das Untersuchungsgebiet extrapolierten Spannungsfeld durchgeführt. In dieser Analyse werden, da größtenteils unbekannt, keine Informationen zu Materialparametern des Untergrundes verwendet. Es handelt sich vielmehr eine relative, rein auf geometrische Überlegungen basierende Untersuchung.

Die "Slip-Tendency-Analyse" untersucht die Tendenz einer bestimmten Störungszone, in einem gegebenen vorherrschenden Spannungsfeld eine Verschiebung in Form eines Erdbebens zu erfahren. Zur Berechnung der Slip-Tendency wurde das Programm Coulomb 3 (V3.3) des US-amerikanischen geologischen Dienstes (USGS) benutzt. In Abb. 40 ist das Ergebniss dieser Modellierung zu sehen. Dabei wird erneut deutlich, dass bei der einer Nord-Süd gerichteten Hauptspannung Verschiebungen bevorzugt auf den unter 45° und 25° streichenden Störungen zu erwarten sind. Als deutlich ungünstigster in Hinblick auf eine mögliche Reaktivierung in Form eines Erdbebens ist die unter 70° streichende Verwerfung einzuordnen. An diesem Punkt muss allerdings dieses Ergebnis einschränkt werden: die Analyse basiert hauptsächlich auf der als Nord-Süd angenommenen Orientierung der Hauptspannungsrichtung des regionalen Spannungsfeldes (Reinecker et al., 2010, siehe Abb. 36), wobei schon relativ geringe Abweichungen von dieser Richtung ($\pm 10^\circ$) zu einem unterschiedlichen Bild führen können.

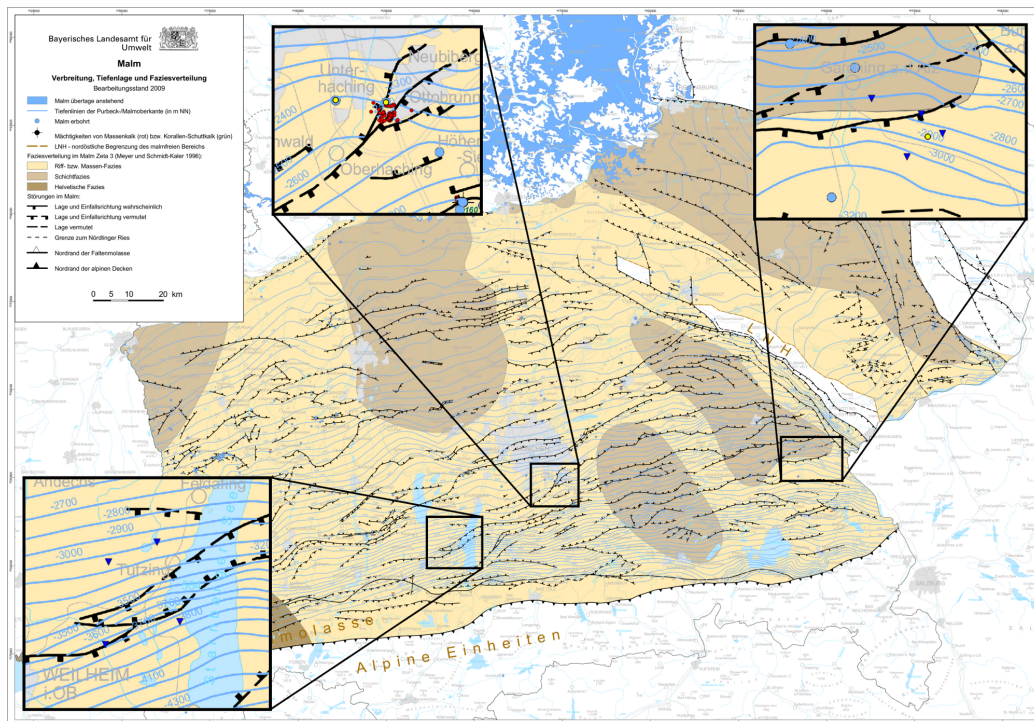


Abbildung 37: Karte der Tiefenlage des Malm im bayerischen Molassebecken mit bekannten Störungszonen im Malm. Die Störungszonen sind vorwiegend subparallel zur alpinen Front angeordnet, wobei sich allerdings lokal deutliche Abweichungen von einigen 10er Grad ergeben. Die Detailansichten der in der vorliegenden Studie behandelten Geothermiestandorte sind in größerer Darstellung gezeigt (von links: Bernried, Unterhaching, Kirchweidach). Im Fall Bernried und Kirchweidach sind die Störungszonen deutlich gegenüber der West-Ost streichenden alpinen Front abweichend orientiert mit Streichen vornehmlich entlang Südwest-Nordost. Im Fall Kirchweidach ist das Hauptstörungssystem deutlich stärker parallel zur alpinen Front mit Streichen entlang West-Ost orientiert. (Abbildung modifiziert nach: Bayerisches Landesamt für Umwelt, 2009)

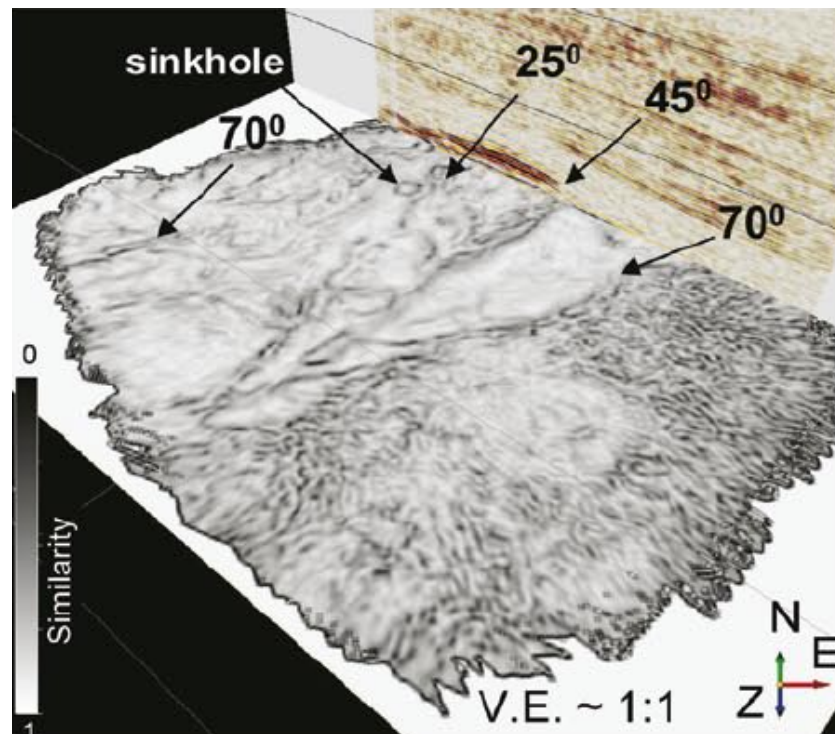


Abbildung 38: Schrägbild eines horizontalen Schnittes durch die seismische Kohärenzanalyse auf Tiefe des Lithothamnienkalks. Die Kohärenzanalyse zeigt das aus drei sich verzweigenden Störungen bestehende Störungssystem im Bereich Unterhaching. Die Störungszonen sind gegen Nord mit 25°, 45° und 70° angeordnet. (Abbildung aus: Lüschen et al., 2011)

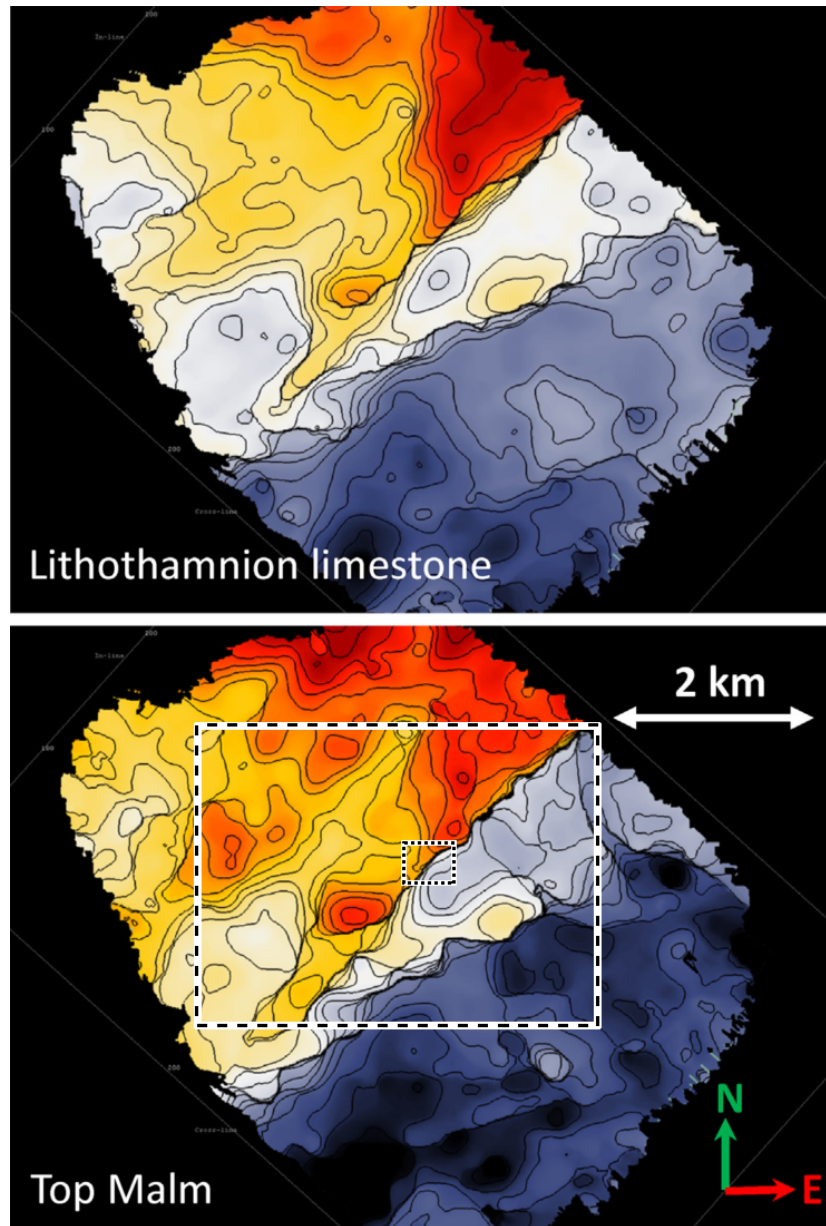


Abbildung 39: Relative Höhenlage der seismischen Reflektoren auf Höhe von Lithothamnienkalk (oben) und Top Malm (unten). Die Höhenlinien sind im Abstand von 20 m eingezeichnet. Deutlich zu erkennen ist der enorme vertikale Versatz von 240 m (Wolfgramm et al., 2007) an der mit 45° streichenden Hauptstörungszone, die von der Injektionsstrecke der Reinjektionsbohrung Unterhaching durchteuft ist und auf der die Epizentren von Bebengruppe C0 und eines Großteils von Bebengruppe C1 zum liegen kommen (siehe Abb. 23). Zur Orientierung sind die Kartenausschnitte der Absolutlokalisierung (großes, schwarz-weiß markiertes Rechteck; siehe Abb. 14) und der Master-Event Relokalisierung (kleines Rechteck; siehe Abb. 23) gekennzeichnet. (Abbildung modifiziert nach: Lüschen et al., 2014)

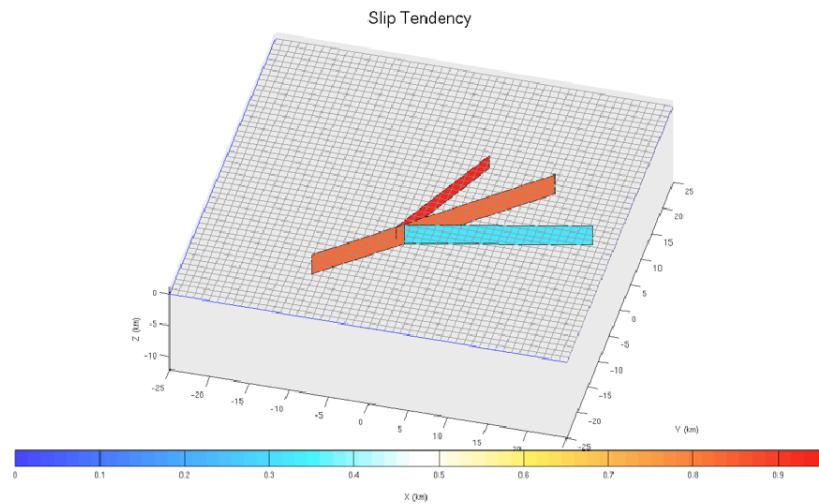


Abbildung 40: Ergebnisse der Slip-Tendency Analyse für das Störungssystem im Bereich der Reinjektionsbohrung Unterhaching basierend auf den Annahmen zur Orientierung der Hauptspannungsrichtung des regionalen Spannungsfeldes (siehe Abb. 36) und der Orientierung der Störungszonen auf Reservoiertiefe (siehe Abb. 38 und 39). Die Analyse weist für die unter 25° und 45° angeordneten Störungszonen eine hohe Tendenz zur Reaktivierung im rezenten Spannungsfeld aus (rot-orange), wohingegen das mit 70° streichende en-echelon Störungssystem für eine Reaktivierung durch Scherbruch "ungünstig" angeordnet ist. In Kombination mit der Interpretation der Master-Event Relokalisierung (siehe Abb. 23) lässt sich erkennen dass mit großer Wahrscheinlichkeit die mit 45° streichende Hauptstörungszone reaktiviert wurde.

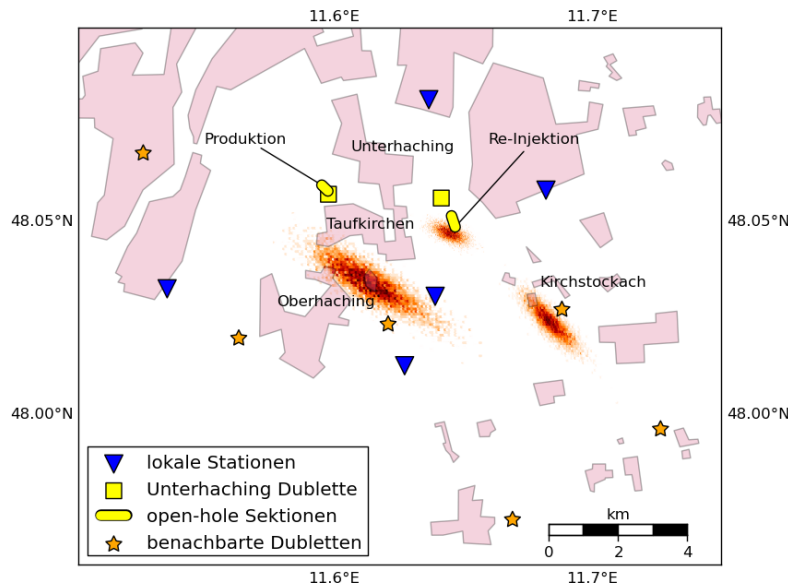


Abbildung 41: Vergleich von probabilistischen Absolutlokalisierungsergebnissen für ein typisches Mikrobeben im Umfeld der Reinjektionsbohrung Unterhaching sowie zweier Mikrobeben im Gebiet benachbarten Geothermiedubletten. Dargestellt ist jeweils die Wahrscheinlichkeitsdichte der Lage des Epizentrums in Form einer Histogrammdarstellung (dunkle Braun-Töne entsprechen einer hohen Wahrscheinlichkeit, helle Orange-Töne einer geringen Wahrscheinlichkeit). Das Epizentrum eines typischen, gut zu lokalisierenden Mikrobeben im Bereich Unterhaching ist mit wenigen hundert Metern Unsicherheit zu bestimmen (oben, nahe der gelb markierten Reinjektionsstrecke Unterhaching). Die beiden sehr schwachen Mikrobeben nahe den Dubletten in Kirchstockach (rechts, M_l ca. 0.5) und Taufkirchen (links, M_l ca. 0.3) sind durch die Lage am Rand beziehungsweise außerhalb des Messnetzwerks mit deutlich höheren Unsicherheiten von ± 1 -2 km behaftet.

2.3.2 Bayerisches Molassebecken

In das zuletzt angedeutete Bild vom Zusammenspiel von Störungsorientierung und Hauptspannungsrichtung passt das Fehlen jeglicher Seismizität am Standort Kirchweidach. Die dort erschlossene Störungszone liegt im vorherrschenden Spannungsfeld durch ihre West-Ost Orientierung eher ungünstig bezüglich eines Spannungsabbaus mittels Scherbruch. Zwar ist bei der derzeit gefahrenen Pumprate von weniger als 40 l/s basierend auf Erfahrungswerten von langjährig mit vergleichbaren Fließraten betriebenen Geothermieanlagen im Molassebecken keine Seismizität zu erwarten, bei den Zirkulationstests wurden aber über Zeiträume von einigen Tagen deutlich höhere Injektionsdrücke und -fließraten erreicht, was aber dennoch nicht zum Auftreten von detektierbarer Mikrobeben führte. Eine Abschätzung der Vollständigkeitsmagnitude basierend auf der Anpassung einer Gutenberg-Richter Beziehung wie für den Bebenkatalog Unterhaching geschehen (siehe Abschnitt 2.2.5, Abb. 31) ist an den untersuchten Standorten Bernried und Kirchweidach nicht möglich. Der Vergleich der vorherrschenden Bodenunruhebedingungen (siehe Abb. 6) lässt aber eine Vollständigkeitsmagnitude erwarten, die zumindest gleich niedrig und eventuell sogar besser als am Standort Unterhaching ist. Am Standort Kirchweidach muss andererseits aber durch die geringere Stationsanzahl mit einer leichten Verschlechterung gerechnet werden, letztlich ist aber eine Vollständigkeitsmagnitude wahrscheinlich, die M_l 0.0-0.3 nicht überschreitet. Es können somit im mehrjährigen Untersuchungszeitraum Mikrobeben mit einer Magnitude 0 oder größer mit hoher Sicherheit ausgeschlossen werden.

Wie im Abschluss des letzten Kapitels erwähnt, können grundsätzlich bereits kleine, lokale Abweichungen vom Hauptspannungsfeld das Reaktivierungspotential unterschiedlich orientierter Störungszonen beeinflussen. Hinweise auf solche Abweichungen ergeben sich schon bei der genaueren Betrachtung der detaillierten Spannungskarte des Alpenvorlandes (Reinecker et al., 2010, siehe Abb. 36), die auf dem World Stress Map Projekt beruht (Heidbach et al., 2008). Der Nachteil dieser meist auf Bohrungen basierenden Datenbasis ist das Fehlen von absoluten Spannungsgrößen sowie die punktuelle und unzureichende Verteilung der Messungen im gesamten Untersuchungsgebiet. So ist die Gegend um den Chiemsee aus den Jahren intensiver Kohlenwasserstoff-Exploration sehr dicht mit Messpunkten belegt, die geothermischen Vorzugsgebiete um München beziehungsweise im westlich und östlich Teil des bayerischen Molassebeckens sind dagegen nur unzureichend

mit Messdaten abgedeckt. Als Brücke zwischen gut untersuchten Bohrlochdaten und dem jeweiligen Prospektionsgebiet kann in Zukunft das Globale Navigationssatellitensystem (GNSS) dienen. Dabei können durch langjährige, geodätisch motivierte Messreihen an festen Basispunkten, die gleichmäßig über das Gebiet des Freistaates Bayern verteilt sind, Deformationen im unter Millimeterbereich aufgelöst werden. Erste Ergebnisse dieser auf SAPOS Daten basierenden Messungen wurden uns freundlicherweise von der bayerischen Akademie der Wissenschaften (Kommission für Erdvermessung) und dem Landesvermessungsamt zur Verfügung gestellt. Es zeigt sich, dass die Geschwindigkeitsvektoren der einzelnen geodätischen Basisstationen in der bayerischen Molasse zwar klein (1-3 mm/Jahr), aber signifikant sind (siehe Abb. 42). Der Vergleich der einzelnen Vektoren deutet auf eine vorhandene, wenn auch geringe, Deformation hin. Basierend auf den Geschwindigkeitsvektoren der einzelnen Basisstationen wurden nach der Methodik von Hackl et al. (2009) die Deformationshauptachsen und -raten flächig für den Bereich des bayerischen Molassebeckens interpoliert. Hierbei zeigen sich einige Asymmetrien, die auf lokale Abweichungen der Deformations- und damit Spannungsrichtungen vom großräumigen regionalen Spannungsfeld hindeuten können (Abb. 43). Die flächige Interpolation der ermittelten Scherdeformationsraten ergibt generell niedrige Werte von der Größenordnung 10^{-9} strain/Jahr, aber es ergeben sich andererseits auch Regionen die sich durch deutlich höhere Scherdeformationsraten in der Größenordnung 10^{-8} strain/Jahr auszeichnen. Die beiden Standorte Unterhaching und Kirchweidach zeichnen sich dabei nicht durch besonders auffällige Werte aus, am Standort Bernried scheinen hingegen erhöhte Scherdeformationsraten vorzuliegen. Eine belastbare Einschätzung dieser Beobachtungen ist allerdings aufgrund des bisher nicht erfolgten Ausbaus der Geothermiedublette am Standort Bernried nicht möglich. Auch wenn die langjährige Vermessung durch Positionsdaten für die nächsten Jahre richtungsweisend sein kann, so muss einschränkend angemerkt werden, dass die dabei an der Oberfläche gemessenen Deformationen nicht zwingend und linear in die Tiefe zu extrapolieren sind. Zudem müssen die Materialparameter, welche die Deformationsdaten mit der eigentlich angestrebten Information zu absoluten Spannungsgrößen verknüpfen weiterhin geschätzt werden. Dieser Punkt soll im Nachfolgeprojekt MAGS2 zusammen mit einem vom LIAG durchgeführten und vom BMU geförderten Projekt untersucht werden. Dabei werden detaillierte Bohrlochmodellierungen des LIAG an der Bohrung Unterhaching GT-2 durch regionale Deformationsdaten ergänzt und der Versuch einer Kalibrierung der Ergebnisse zumindest für das

lokale Umfeld unternommen.

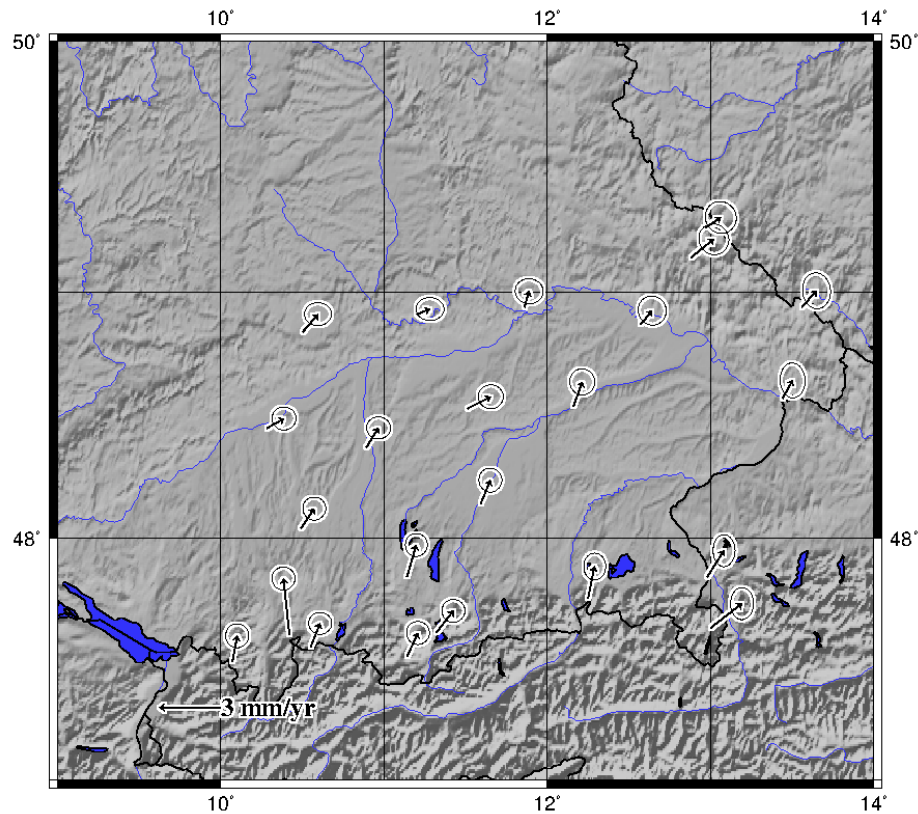


Abbildung 42: Auswertung der GPS Geschwindigkeitsvektoren der SAPOS Basisstationen gemittelt über den Zeitraum der Jahre 2006 bis 2010. Die ermittelten Geschwindigkeiten sind mit 1-3 mm/Jahr zwar klein, aber auch unter Berücksichtigung der Fehlerbereiche als signifikant anzusehen. Es deutet sich an, dass im Molassebecken eine geringfügige Deformation stattfindet. (Quelle: Bayerische Akademie der Wissenschaften, Arbeitsbereich Geodäsie, 2012)

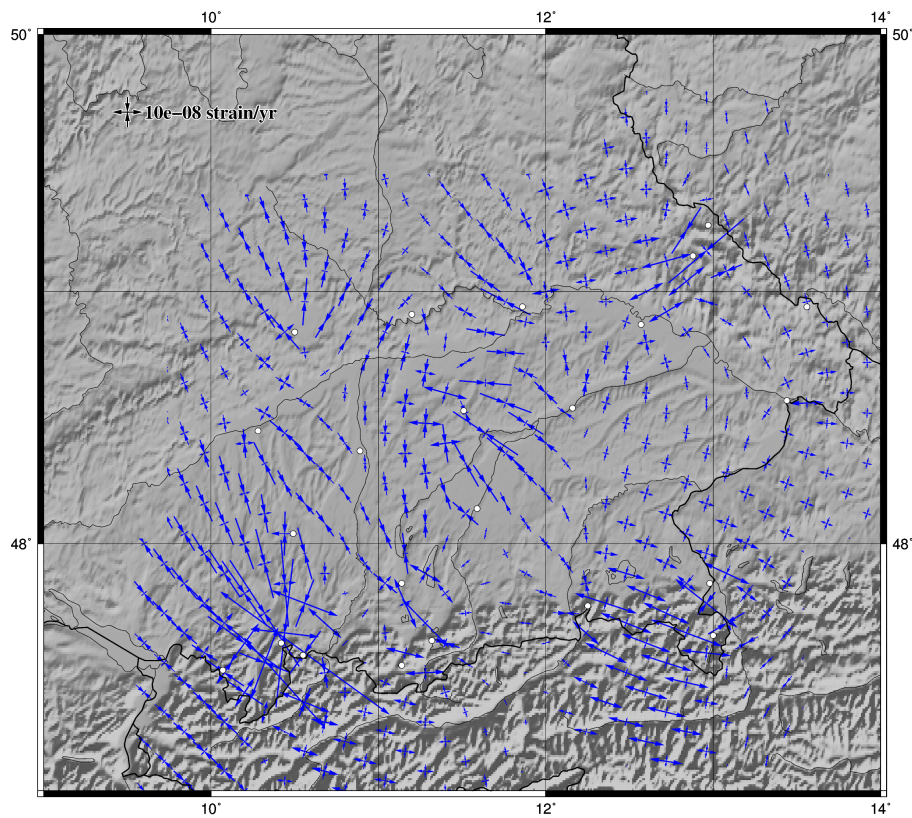


Abbildung 43: Ergebnisse der Bestimmung von Deformationshauptachsen und -raten aus den in Abbildung 42 dargestellten GPS Geschwindigkeitsvektoren nach Hackl et al. (2009). Das regionale Spannungsfeld scheint bei Betrachtung der flächig interpolierten Deformationshauptachsen von lokalen Inhomogenitäten überlagert zu sein.

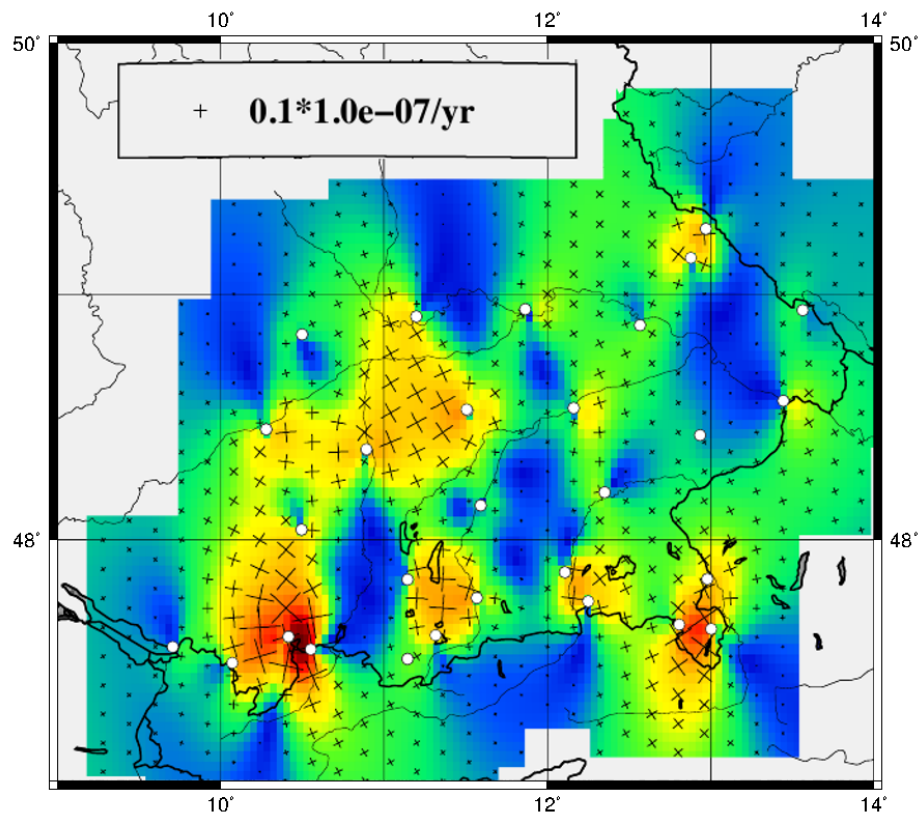


Abbildung 44: Ergebnisse der Bestimmung von Scherdeformationsraten aus den in Abbildung 43 dargestellten Deformationshauptachsen und -raten nach Hackl et al. (2009). Generell sind die zu beobachtenden Scherdeformationsraten niedrig, es sind aber Gebiete zu erkennen in denen erhöhte Scherdeformationsraten vorliegen.

3 Nutzen und Verwertbarkeit

Im Rahmen der vorliegenden Studie wurde ein detaillierter Mikrobebenkatalog am Standort Unterhaching erstellt, sowie das Fehlen von Mikroseismizität an den Standorten Kirchweidach und Bernried dokumentiert. Diese Ergebnisse stellen einen für die Untersuchung der Zusammenhänge von hydrothormaler tiefegeothermischer Nutzung mit geringen Injektionsdrücken und möglicherweise damit in Verbindung stehender Mikroseismizität im Bereich des süddeutschen Molassebeckens einen einzigartigen Datensatz dar. Die Datenlage für weitergehende Untersuchungen mit verschiedenlichen Modellierungsansätzen konnte damit deutlich verbessert werden. Die Eckdaten zur beobachteten Seismizität am Standort Unterhaching sind außerdem in die Erstellung einer Publikation eingeflossen, die darauf abzielt ein übergreifendes Bild von induzierter Seismizität im Umfeld von geothermischen Anlagen zu schaffen (Evans et al., 2012).

Durch die vorliegenden Ergebnisse konnte für alle Beteiligten – von Genehmigungsbehörden über Betreiber hin zur Bevölkerung – ein deutlich klareres Bild der aufgetretenen Mikroseismizität ermöglicht werden. Im Falle aller untersuchten Standorte konnte ein wichtiger Beitrag zur sachlichen und neutralen Information der Bevölkerung über eventuelle seismische Risiken im Rahmen von tiefegeothermischer Energiegewinnung und damit zur Unterstützung der weiteren Entwicklung dieser Form von erneuerbaren Energien geleistet werden. Weiterhin sind die gewonnenen Erkenntnisse in die Erstellung der "Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE" (Baisch et al., 2012) eingeflossen und sie haben im Kontakt mit den bayerischen Genehmigungsbehörden in die Erstellung von moderaten Monitoringanforderungen an die Betreiberfirmen gemündet, die einen Kompromiss zwischen erwünschter Detektions- und Lokalisierungsgenauigkeiten und damit der Dokumentation eventueller Mikroseismizität einerseits und betriebs- und volkswirtschaftlichen Zielen zur wirtschaftlichen Nutzung tiefegeothermischer Energie andererseits darstellen.

Im Laufe des Vorhabens wurde zudem eine Reihe von Signalverarbeitungsroutinen zur Analyse der vorliegenden Daten in der Programmiersprache Python neu implementiert. Diese Routinen wurden in das weithin genutzte, quelloffene und frei verfügbare seismologische Softwarepaket ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011) eingepflegt und stehen damit sofort zur Nutzung durch Behörden, Betreiber und im Bereich der Wissenschaft zur Verfügung. Dabei sind zu nennen:

- 2D-Histogramme des Probabilistischen Leistungsdichtespektrums zur Analyse der vorherrschenden Bodenunruhebedingungen und somit der Stationsqualität (McNamara and Buland, 2004, vgl. Abb. 5; siehe http://docs.obspy.org/tutorial/code_snippets/probabilistic_power_spectral_density.html)
- Koinzidenztrigger mit Kreuzkorrelations-Ähnlichkeitsdetektion auf einzelnen Stationen (siehe http://docs.obspy.org/tutorial/code_snippets/trigger_tutorial.html)
- Sub-sample Kreuzkorrelations Einsatzzeitenkorrektur (Deichmann and Garcia-Fernandez, 1992, siehe http://docs.obspy.org/tutorial/code_snippets/xcorr_pick_correction.html)

Die im Laufe des Vorhabens gewonnenen Erkenntnisse und Resultate wurden in verschiedenen Publikationen veröffentlicht, sowie auf zahlreichen, zum Großteil öffentlichen, Workshops vornehmlich in Deutschland, sowie auf internationalen Fachtagungen vorgestellt (siehe Abschnitt 4). Die hier vorgestellten Ergebnisse werden im Folgeprojekt MAGS2 als wichtige Eingangsdaten verwendet.

4 Veröffentlichungen und Tagungsbeiträge

4.1 Veröffentlichungen

- Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkers, K., Wassermann, J., Ritter, J., 2012. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE. DGG Mitteilungen (3), 17–31.
- Beyreuther, M., Hammer, C., Wassermann, J., Ohrnberger, M., Megies, T., 2012. Constructing a Hidden Markov Model based earthquake detector: application to induced seismicity. Geophysical Journal International 189 (1), 602–610.
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Wassermann, J., 2011. ObsPy – What can it do for data centers and observatories? Annals of Geophysics 54 (1), 47–58.
- Megies, T., Wassermann, J., Jan. 2014. Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant. Geothermics (in press).

4.2 Öffentliche Vorträge

- Megies, T., Wassermann, J., 2011a. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroeben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS 2. Projekttreffen 13.09.2011. Hannover, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2011b. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroeben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS 1. Projekttreffen 27./28.01.2011. Karlsruhe, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2012a. Geothermal Energy and Induced Seismicity in the Bavarian Molasse Basin. In: AGIS workshop 26.-28.11.2012. Karlsruhe, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2012b. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroeben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS 4. Projekttreffen 21.03.2012. Berlin, Germany.

- Megies, T., Wassermann, J., 2012c. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS 3. Projekttreffen 21.03.2012. München, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2013a. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS Abschlussworkshop 17.09.2013. Hannover, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2013b. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS 5. Projekttreffen 17.04.2013. Goslar, Germany.
- Megies, T., Wassermann, J., 2013c. Mikroseismizität Unterhaching. In: Wissenschaftstransfer für den weiteren Ausbau der tiefen Geothermie im Süddeutschen Molassebecken (BMU/PtJ-FKZ 0325013A,B) 1. Projektbesprechung 05./06.02.2013. München, Germany.
- Wassermann, J., Megies, T., 2010. MAGS EP2 - Untersuchung von Mikroben in der bayerischen Molasse im Umfeld von geothermischen Reservoiren. In: MAGS Eröffnungsworkshop 27.05.2010. Hannover, Germany.
- Wassermann, J., Megies, T., 2011. Induced Microseismic Activity in non Pressure Stimulated Geothermal System - an Example From Southern Germany (Invited). In: AGU 2011 Fall Meeting. AGU, San Francisco, CA, USA, pp. Abstract S44B-02.
- Wassermann, J., Megies, T., 2014. Improved Reservoir Characterization - The Use of Waveform Similarities. In: EAGE/DGG Workshop 14.03.2014. Karlsruhe, Germany, pp. FR 145-4.

4.3 Posterpräsentationen

- Megies, T., Wassermann, J., 2010a. Microseismic Activity in Low-Hazard Geothermal Settings in Southern Germany. In: Bavarian Academy of Sciences and Humanities (Ed.), The metropolises and "their" Alps. Proceedings of the ForumAlpinum 2010. Bavarian Academy of Sciences and Humanities and International Scientific Committee on Research in the Alps ISCAR, Munich, Germany.

- Megies, T., Wassermann, J., 2010b. Microseismic Activity in Low-Hazard Geothermal Settings in Southern Germany. In: AGU 2010 Fall Meeting. AGU, San Francisco, CA, USA, pp. Abstract H33D-1169.
- Megies, T., Wassermann, J., 2011. Microseismic Activity in Low-Hazard Geothermal Settings in Southern Germany. In: *Fragile Earth: Geological Processes from Global to Local Scales and Associated Hazards*. München, Germany, pp. 29-6.
- Megies, T., Wassermann, J., 2012. Microseismicity Observed at a Non-Pressure-Stimulated Geothermal Plant. In: *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly*. Vol. 14. EGU, Vienna, Austria, pp. EGU2012-11827.

Literatur

- Agnew, D. C., 2012. SPOTL : Some Programs for Ocean-Tide Loading. Tech. rep., Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, CA, USA.
- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - bM$ and its Confidence Limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 43, 237—239.
- Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkers, K., Wassermann, J., Ritter, J., 2012. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE. *DGG Mitteilungen* (3), 17–31.
- Bakun, W. H., Joyner, W. B., 1984. The ML scale in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74 (5), 1827–1843.
- Bayerisches Staatsministerium für Wirtschaft, Infrastruktur, V. u. T., 2010. Bayerischer Geothermieatlas – Hydrothermale Energiegewinnung. Tech. rep., München.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., Wassermann, J., 2010. ObsPy: A python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters* 81 (3), 530.
- Beyreuther, M., Hammer, C., Wassermann, J., Ohrnberger, M., Megies, T., 2012. Constructing a Hidden Markov Model based earthquake detector: application to induced seismicity. *Geophysical Journal International* 189 (1), 602–610.
- Beyreuther, M., Wassermann, J., Dec. 2008. Continuous earthquake detection and classification using discrete Hidden Markov Models. *Geophysical Journal International* 175 (3), 1055–1066.
- Dahm, T., 1996. Relative moment tensor inversion based on ray theory: theory and synthetic tests. *Geophysical Journal International* 124, 245–257.
- Deichmann, N., Garcia-Fernandez, M., Sep. 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International* 110 (3), 501–517.

- Evans, K. F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., Moia, F., Oct. 2012. A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe. *Geothermics* 41, 30–54.
- Everitt, B. S., 1993. *Cluster Analysis*, 3rd Edition. Hodder Education Publishers.
- Hackl, M., Malservisi, R., Wdowinski, S., Jul. 2009. Strain rate patterns from dense GPS networks. *Natural Hazards and Earth System Science* 9 (4), 1177–1187.
- Hammer, C., Beyreuther, M., Ohrnberger, M., 2011. A seismic event spotting system for volcano fast response systems. *Geophys. J. Int.* in review.
- Hänssler, T., 2009. Endbericht Refraktionslinien-Messung 3D-Seismik Unterhaching 2009. Tech. rep., DMT GmbH & Co. KG, Essen.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2008. The World Stress Map database release 2008. Tech. rep.
- Husen, S., Hardebeck, J. L., 2010. Earthquake Location Accuracy. Tech. Rep. September, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.
- Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database (<http://srtm.csi.cgiar.org>).
- Kraft, T., Wassermann, J., Deichmann, N., 2009. The 2008 earthquakes in the Bavarian Molasse Basin - possible relation to deep geothermics? In: *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly. pp. EGU2009–10593–6.
- Lin, G., Shearer, P., Apr. 2007. Estimating Local V_p/V_s Ratios within Similar Earthquake Clusters. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (2), 379–388.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge-Thierry, C., 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. In: Thurber, C. H., Rabinowitz, N. (Eds.), *Advances in Seismic Event Location*. Kluwer, Amsterdam, pp. 101–134.

- Lüschen, E., 2012. 3D-Seismik in der Umgebung der Bohrung Unterhaching Gt 2. In: Schulz, R., Thomas, R. (Eds.), Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München (Endbericht). Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover, pp. 11–15.
- Lüschen, E., Dussel, M., Thomas, R., Schulz, R., 2011. 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany. first break 29 (January), 45–54.
- Lüschen, E., Wolfgramm, M., Fritzer, T., Dussel, M., Thomas, R., Schulz, R., Apr. 2014. 3D seismic survey explores geothermal targets for reservoir characterization at Unterhaching, Munich, Germany. Geothermics 50, 167–179.
- McNamara, D. E., Buland, R. P., 2004. Ambient Noise Levels in the Continental United States. Bulletin of the Seismological Society of America 94 (4), 1517–1527.
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Wassermann, J., 2011. ObsPy – What can it do for data centers and observatories? Annals of Geophysics 54 (1), 47–58.
- Peterson, J., 1993. Observations and modeling of seismic background noise. Tech. rep., U.S. Department of Interior Geological Survey, Albuquerque, New Mexico, USA.
- Prakla-Seismos, 1985. PRAKLA-SEISMOS Report 3+4/85. Tech. rep.
- Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Heidbach, O., Feb. 2010. Present-day stress orientation in the Molasse Basin. Tectonophysics 482 (1-4), 129–138.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M., Sep. 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. Nature 437 (7058), 539–42.
- Schulz, R., Thomas, R., 2012. Geothermische Charakterisierung von karstig-klüftigen Aquiferen im Großraum München - Endbericht. Tech. rep., Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover.
- Sibson, R., 1990. Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. Bulletin of the Seismological Society of America 80 (6), 1580–1604.

- Sibson, R. H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 7 (6), 751–754.
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., Bollinger, G., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake notes* 55 (3), 15.
- Svejdar, V., Küchenhoff, H., Fahrmeir, L., Wassermann, J., Nov. 2011. External forcing of earthquake swarms at Alpine regions: example from a seismic meteorological network at Mt. Hochstaufen SE-Bavaria. *Nonlinear Processes in Geophysics* 18 (6), 849–860.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982. Inverse Problems = Quest for Information. *Journal of Geophysics* 50, 159–170.
- Utsu, T., 1965. A Method for Determining the Value of b in a Formula $\log n = a - bM$ showing the Magnitude-Frequency Relation for Earthquakes. *Geophysical Bulletin of the Hokkaido University* 13, 99–103.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (6), 1353–1368.
- Wiemer, S., Wyss, M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (4), 859–869.
- Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S., Trujillo, J., 1998. A Comparison of Select Trigger Algorithms for Automated Global Seismic Phase and Event Detection. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (1), 95–106.
- Woessner, J., Wiemer, S., Apr. 2005. Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (2), 684–698.
- Wolfgramm, M., Bartels, J., Hoffmann, F., Kittl, G., Lenz, G., Seibt, P., Schulz, R., Thomas, R., Unger, H. J., 2007. Unterhaching geothermal well doublet: structural and hydrodynamic reservoir characteristic; Bavaria (Germany). In: *Proceedings European Geothermal Congress*. No. June.

Abbildungsverzeichnis

1	Kartenansicht der drei Projektstandorte	13
2	Kartenansicht Standort Unterhaching	14
3	Kartenansicht Standort Bernried	15
4	Kartenansicht Standort Kirchweidach	16
5	Probabilistische Unruhespektren	17
6	Vergleich Unruhebedingungen	18
7	Detaillkarte Unterhaching	19
8	Freifeld-Installation Messstation	20
9	Beispiel Bebenaufzeichnung	24
10	Beispiel Ereignistriggerung	25
11	Datenverfügbarkeit Unterhaching 2008-1010	26
12	v_P Geschwindigkeitsmodell	33
13	v_P/v_S Modell	34
14	Absolutlokalisierung	35
15	Absolutlokalisierung, Fehlerstatistik	36
16	Scherwellenseismik Traunreut, seismische Sektion	37
17	Scherwellenseismik Traunreut, v_P/v_S Modell	38
18	Absolutlokalisierung, Tiefenlage	39
19	Relativlokalisierung, HypoDD	42
20	Relativlokalisierung, HypoDD, Fehlerstatistik	43
21	Clusterbildung 1	47
22	Clusterbildung 2	48
23	Relativlokalisierung, Master-Event	49
24	Relativlokalisierung, Master-Event, Fehlerstatistik	50
25	S-P Zeiten	53
26	PGV- M_l Regression	54
27	Beispiel PGV Messung	55
28	Herdmechanismen, Absolutbestimmung	58
29	Herdmechanismen, Relativbestimmung/Clusteranalyse	59
30	Mikroseismizität, zeitlicher Verlauf	62
31	Mikroseismizität, Gutenberg-Richter	63
32	Korrelation mit Betriebsdaten, Energie, 3D	68
33	Korrelation mit Betriebsdaten, Energie, 2D	69
34	Korrelation mit Betriebsdaten, Druck, 3D	70
35	Korrelation mit Betriebsdaten, Druck, 2D	71
36	Regionales Spannungsfeld	73

37	Störungszonen im Malm	76
38	3D-Seismik Unterhaching, Seismische Kohärenz	77
39	3D-Seismik Unterhaching, relative Tiefenlagen	78
40	Unterhaching, Slip-Tendency Analyse	79
41	Unterhaching, angrenzende Mikroseimizität	80
42	Molassebecken, GPS Geschwindigkeitsvektoren	84
43	Molassebecken, Deformationsraten	85
44	Molassebecken, Scherdeformationsraten	86