

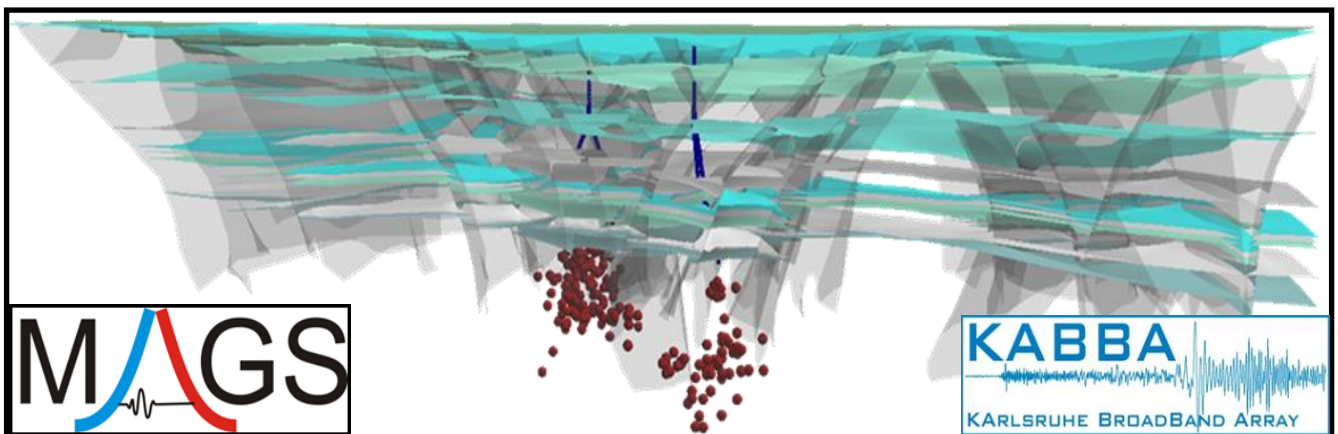
Abschlußbericht MAGS-EP1

31. März 2014

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

Einzelprojekt 1 (EP1):
Quantifizierung und Charakterisierung des
induzierten seismischen Volumens im Bereich
Landau / Südpfalz

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit
Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und
Reaktorsicherheit unter dem Förderkennzeichen 0325191B
gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffent-
lichung liegt bei den Autoren.



PD Dr. Joachim Ritter, Dr. Jörn Groos
Geophysikalisches Institut, Hertzstr. 16, 76187 Karlsruhe
www.gpi.kit.edu

Bitte beachten Sie:

Dieser Bericht enthält Informationen, die noch nicht in wissenschaftlich peer-reviewten Journalen eingereicht wurden. Vor einer weiteren Verwendung des Inhalts sollte unbedingt PD Dr. Joachim Ritter (joachim.ritter@kit.edu) kontaktiert werden.

Zusammenfassung

Im Umfeld des geothermischen Kraftwerks in Landau, Südpfalz, sind im Sommer und Herbst 2009 deutlich spürbare Erdbeben aufgetreten (Intensität V+), die mit dem Kraftwerksbetrieb direkt in Verbindung gebracht wurden. Im benachbarten Insheim wurden im Mai 2009 bei Stimulationsversuchen für ein weiteres geothermisches Kraftwerk ebenfalls spürbare seismische Ereignisse verursacht. Im Einzelprojekt 1 des MAGS Vorhabens (Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund) wurde nun das induzierte seismische Volumen im Bereich Landau, Südpfalz quantifiziert und charakterisiert, wobei die Untersuchungen größtenteils auch auf den Bereich Insheim ausgedehnt wurden.

Es wurde ein bestehendes seismisches Monitoring-Netzwerk ausgebaut, wobei besonders zwei neue Bohrloch-Messstationen die Detektionsschwelle für schwächste Erdbeben erheblich verringerten. Zudem wurden seismische Messdaten von Netzwerken der Kraftwerksbetreiber in den wissenschaftlichen Datensatz integriert.

Die automatische Detektion von Ereignissen mit Kreuzkorrelationen ergab 1.363 Ereignisse für das seismische Volumen unter Landau und 619 Ereignisse für das seismische Volumen unter Insheim. Der Großteil dieser Ereignisse ist sehr schwach mit Lokalmagnituden (M_L) kleiner als 1,0. Die Registrierungen dieser Mikroerdbeben haben größtenteils so kleine Signal-Stör-Verhältnisse, dass klassische Auswerteverfahren oft nicht anwendbar sind. Dennoch konnten für 140 Landau Ereignisse und 61 Insheim Ereignisse präzise Relativlokalisierungen bestimmt werden, welche die seismisch aktiven Hauptstörzonen darstellen. Für Landau ist dies eine NNW-SSO verlaufende Zone unter das Stadtgebiet, innerhalb welcher die Hypozentertiefen abnehmen. Dadurch sind bereits Mikrobeben mit $M_L \sim 1,3$ potentiell spürbar. Eine zweite Bebenzone verläuft ungefähr NO-SW. Die Insheim Mikrobeben sind meist NNW-SSO ausgerichtet.

Diese NNW-SSO Richtung ist auch die dominante Streichrichtung der bekannten tektonischen Störungen im Untersuchungsgebiet. Die Störungen sind meist Abschiebungen, die während der Entstehung des Oberrheingrabens entstanden sind. Herdflächenlösungen der stärkeren Erdbeben (M_L 0,8-2,4) zeigen ebenfalls eine mögliche Bruchfläche in NNW-SSO Richtung mit Abschiebungs- und Blattverschiebungskomponenten. Eine solche Bruchmechanik passt ins rezente tektonische Spannungsfeld, welches mit seiner maximalen horizontalen Komponente in NNW-SSO Richtung zeigt.

Die Analyse der seismischen Scherwellenanisotropie ergab ein Modell, das dem klassischen Modell von Crampin entspricht und steil stehende, fluid-gefüllte Klüfte in NNW-SSO Streichrichtung im obersten Kristallin postuliert. Es korreliert somit mit den bekannten tektonischen Strukturen, der Ausrichtung der Hypozentren und den Herdflächenlösungen. Aus diesem Grund angenommen, dass durch die Reinjektion von Fluiden eine präexistente Scherzone reaktiviert wird. Dabei kann durch den Porendruck die Normalspannung auf den potentiellen Bruchflächen reduziert werden, wodurch anliegende Scherspannungen abgebaut werden. Andererseits kann der Fluidruck selbst u. U. auch kleine Bruchvorgänge auslösen. Dieses aus den seismischen Daten abgeleitete Modell konnte nur durch das aufwendige seismische Monitoring bestimmt werden. Im Rahmen weiterer Initiativen wurden daher Empfehlungen für ein adäquates Monitoring induzierter Seismizität erarbeitet (FKPE Arbeitsgruppe).

Die strukturgeologische Komplexität und ihr Einfluss auf das seismische Wellenfeld wurden mit 3-D Wellenfeldsimulationen untersucht. Der enorme numerische Aufwand ergab, dass die dominanten Wellenfeldanteile verstanden werden, weitere Details jedoch erst mit verbesserten Strukturmodellen erfasst werden können. Die Arbeiten in Einzelprojekt 1 haben darüber hinaus genaue Erkenntnisse zum seismischen Rauschen in der Region Landau und Insheim erbracht, wofür die Methode der seismischen Interferometrie eingesetzt wurde.

I Kurze Darstellung

I.1 Aufgabenstellung

Im Umfeld des geothermischen Kraftwerks in Landau, Südpfalz, sind im Sommer und Herbst 2009 deutlich spürbare Erdbeben aufgetreten (Intensität V+). Diese Ereignisse wurden frühzeitig mit dem Kraftwerksbetrieb direkt in Verbindung gebracht. Im benachbarten Insheim wurden im Mai 2009 bei Stimulationsversuchen für ein weiteres geothermisches Kraftwerk ebenfalls spürbare Erschütterungen verursacht. Die Ereignisse von Landau haben in der Öffentlichkeit eine generelle und bis heute anhaltende Skepsis gegenüber der erneuerbaren Energiequelle tiefe Geothermie ausgelöst. Die schwachen Erdbeben (Magnitude kleiner 3) gefährden daher den weiteren Kraftwerksbetrieb in Landau und insgesamt die weitere Entwicklung tiefer geothermischer Energiegewinnung an anderen Standorten in der Südpfalz bzw. im Oberrheingraben.

Der für Deutschland einmalige seismologische Datensatz aus Landau sollte erweitert, vereinheitlicht, veröffentlicht und umfassend bzgl. der Seismizitätsparameter ausgewertet werden. Hierzu sollten weitere seismologische Messungen im Rahmen einer Echtzeit-Überwachung beispielhaft durchgeführt werden. Mit dem bestehenden und vor allem mit dem neu gemessenen Landauer Datensatz sollte die raum-zeitliche Entwicklung der Seismizität rekonstruiert und das aktivierte seismische Volumen unter Landau beschrieben werden. Bei einem Auftreten deutlicher Seismizität an benachbarten Geothermie-Standorten, insbesondere in Insheim, sollte diese ebenfalls in die Auswertung einbezogen werden, um eine möglichst repräsentative Einschätzung der Seismizität an tiefen geothermischen Standorten im Oberrheingraben zu erhalten. Aus diesen Ergebnissen sollten Modelle abgeleitet werden, welche die Ursachen und Mechanismen der induzierten Seismizität erklären, um Maßnahmen zur Vermeidung zukünftiger starker Seismizität ergreifen zu können.

Die übergeordneten Arbeitsziele von MAGS-EP1 waren somit:

- Verbesserung der seismologischen Datenbasis in der Südpfalz durch Echtzeit-Messung im Bereich der geothermischen Anlagen für die gesamte Arbeitsgruppe dieses Verbundprojektes
- Detaillierte Untersuchung des seismisch aktivierten Volumens, um die Prozesse zur Entstehung induzierter Seismizität zu verstehen
- Aufklärung der Ursachen für die Seismizität an den Standorten mit tiefer geothermischer Energiegewinnung
- Entwicklung von Maßnahmen zur Vermeidung von starker Seismizität

I.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Bezug zu förderpolitischen Zielen:

Der weltweit weiter anwachsende Energiebedarf wird derzeit vorwiegend aus fossilen Brennstoffen gewonnen. Hierdurch steigt der CO₂-Anteil in der Erdatmosphäre, was zu einer unerwünschten Klimaerwärmung führt. Die Nutzung der tiefen Geothermie soll zukünftig einen wichtigen Beitrag zum Klimaschutz und einer nachhaltigen Energieversorgung leisten. Die Geothermie ist nach menschlichen Maßstäben unerschöpflich, allerdings auch nur schwer zugänglich im Erdinneren. Ein wesentlicher Vorteil geothermischer Energie ist ihre Verfügbarkeit unabhängig von Tageszeiten, saisonalen Schwankungen und Witterungsbedingungen. Sie ist damit sowohl grundlastfähig als auch eine saubere Energieversorgung unabhängig von fossilen Rohstoffen. Laut eines Berichts zur Geothermie, den das Bundeskabinett am 13. Mai 2009 beschlossen hat, sollen bis zum Jahr 2020 ca. 280 Megawatt (MW_e) Leistung zur geothermischen Stromerzeugung installiert sein. Bei einer Leistung von ca. 3-5 MW_e pro Kraftwerk entspricht dies mehr als 60 Kraftwerken. Nach 2020 wird mit einer Beschleunigung des Wachstums und einer installierten elektrischen Leistung von 850 MW_e bis 2030 gerechnet. Die Geothermie kann weiterhin als thermische Heiz- oder Prozesswärme genutzt werden, wodurch eine zusätzliche Einsparung fossiler Brennstoffe erreicht wird.

Dieser Ausbau der Geothermie wird durch das Auftreten induzierter Erdbeben in der Nähe geothermischer Kraftwerke gefährdet. Nach induzierten Erdbeben in Basel 2006 wurde das dortige Geothermieprojekt gestoppt. In Deutschland treten in der Nähe der Geothermiekraftwerke in Landau, Insheim und Unterhaching Erdbeben auf, die zu Beunruhigungen in der Bevölkerung führten. Auch im benachbarten Ausland, z.B. Soultz-sous-Forêts (Frankreich), Basel und St. Gallen (Schweiz) traten induzierte Erdbeben im Zusammenhang mit der Geothermie auf. Für die Akzeptanz der Energiegewinnung aus tiefer Geothermie ist es entscheidend, wissenschaftlich klar darzulegen, ob diese Seismizität auf Mikrobenen begrenzt bleibt oder ob eine Gefahr für Menschen und Gebäude von den induzierten seismischen Ereignissen ausgehen könnte. Im Rahmen des Forschungsverbundes MAGS sollten Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund entwickelt werden. Hierzu sollte die Seismizität an deutschen Standorten der tiefen Geothermie zunächst möglichst genau charakterisiert werden. Die seismische Gefährdung an Standorten, die Seismizität im Kraftwerkbetrieb zeigen, sollte berechnet und mit der Gefährdung durch natürliche Erdbeben am selben Standort verglichen werden. Des Weiteren sollten Strategien zur Vermeidung spürbarer Seismizität bei hydraulischen Stimulationen und im Dauerbetrieb geothermischer Kraftwerke entwickelt werden. Schließlich sollte das Verbundprojekt zu einem verbesserten Prozessverständnis zum Entstehen fluidinduzierter Erdbeben beitragen. Speziell das Einzelprojekt EP-1 am Karlsruher Institut für Technologie sollte Beiträge zum Verständnis der induzierten Seismizität am Standort Landau hervorbringen.

I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Die Planung des Projektes sah 5 Arbeitspakete mit einer Laufzeit von 36 Monaten ab dem 01.04.2010 vor. Die Abarbeitung der Arbeitspakete erfolgte plangemäß, bei der Zeitplanung ergaben sich Abweichungen. Der Zuwendungsbescheid erfolgte am 12.07.2010 rückwirkend zum 01.05.2010. Damit war die Besetzung der beantragten Wissenschaftlerstelle verwaltungstechnisch erst zum 01.09.2010 möglich. Der ursprüngliche Arbeitsplan wurde zum 01.09.2010 begonnen und eingehalten. Die Projektlaufzeit wurde mit Bescheid vom 25.03.2013 bis zum 30.09.2013 verlängert.

Arbeitspaket 1: Datenerhebung und –aufbereitung

In diesem AP sollten während der gesamten Projektdauer kontinuierlich seismologische Registrierungen in der Südpfalz mit dem Schwerpunkt Region Landau erfasst werden. Zur Durchführung dieses AP sollten vier neue Messstationen beschafft werden, um die dauerhafte Registrierung während des Projektes zu gewährleisten. Zwei dieser Stationen sollten in Bohrlöchern installiert werden, um eine deutliche Verbesserung des Signal/Stör-Verhältnisses zu erhalten. Eine online Datenübertragung sollte eine kontinuierliche Datensicherung, Datenqualitätskontrolle sowie die schnelle Reaktion bei ungewöhnlichen Ereignissen erlauben. Für MAGS-EP3 sollten Echtzeitdaten für den Test schneller automatischer Auswerteroutine zur Verfügung gestellt werden. Neben den vier neuen Stationen sollten auch temporär KABBA Messstationen (KARlsruher BreitBand Array, Geräteausstattung am Geophysikalischen Institut des KIT) in der Südpfalz eingesetzt werden, soweit diese verfügbar sind.

Einzelschritte und Zeitplanung

- Gerätebeschaffung und Gerätetests (1.-2. Monat)
 - Installation der Messstationen im Gelände und Tests (3. Monat)
 - Regelmäßige Wartung mit Plattenwechsel im Gelände (zirka alle 4-6 Monate)
 - Einpflegen der Daten in das WebDC-System, Datenqualitätskontrolle (ständig)
 - Installation, Wartung und Deinstallation von KABBA Stationen (nach Bedarf und Instrumentenverfügbarkeit, 1-2 Monate pro Jahr)
- ➔ Die inhaltlichen Ziele wurden alle erreicht und teilweise durch den zusätzlichen Einsatz von Messstationen des KARlsruher BreitBand Arrays übertroffen.

Arbeitspaket 2: Katalogerstellung, Identifizierung von seismischen Ereignissen

Für den Bereich der Südpfalz sollte ein eigener Erdbebenkatalog erstellt werden. Dieser Katalog sollte alle Ereignisse enthalten, die während des Projektes gemessen werden. Es sollten in den Katalog auch Ereignisse aufgenommen werden, welche vor und evtl. nach dem Projekt auftreten. Das Ziel war eine Vollständigkeit bis zu einer möglichst kleinen Magnitude. Die Identifizierung von Erdbeben sollte über mehrere Verfahren und Institutionen erfolgen. Meldungen der Landeserdbebenregistrierung wurden aufgenommen und mit dem dichteren Messnetz verifiziert. Automatische Meldungen aus EP3 sollten ebenfalls übernommen und ggf. mit Registrierungen von mehr KABBA Stationen verifiziert werden. Eigene Identifizierungen von schwachen Vor- oder Nachbeben sollten beim Auftreten größerer Erdbeben u.U. manuell durchgeführt werden und automatische Algorithmen, die in EP3 oder evtl. selbst entwickelt werden, sollten optional über SeisComp3 installiert werden.

Einzelschritte und Zeitplanung:

- Erstellung eines Erdbebenkatalogs für die Südpfalz (monatlich)
 - Identifizierung von schwachen Ereignissen (monatlich)
- ➔ Die inhaltlichen Ziele wurden vollständig erreicht, inkl. der Identifizierung von Erdbeben, die sich vor Projektbeginn ereigneten und auf den Standort Insheim ausgeweitet. Wegen der komplizierten 3-D Struktur des Untergrunds und dem damit verbundenen Problem der Festlegung einer Geschwindigkeitsstruktur wurde die finale Katalogerstellung erst am Ende des Projektes möglich.

Arbeitspaket 3: Seismologische Analyse

Nach der Identifizierung von seismischen Ereignissen sollten für diese alle verfügbaren digitalen Seismogramme zu Ereignisdateien zusammengefasst werden. Neben

den eigenen Registrierungen im Umfeld der Geothermie-Standorte sollten auch diejenigen der Landeserdbebenregistrierung und ggf. der Kraftwerksbetreiber einbezogen werden. Die Seismogramme sollten detailliert untersucht werden: Hypozentralparameter, Magnitude, Bruchmechanismus / Herdflächenlösung, ggf. Herdfunktion (aus Methode der empirischen Green Funktionen). Mit verbesserten, relativen Lokalisierungsverfahren sollten Hypozentren von benachbarten Beben gemeinsam durch Inversion bestimmt werden, um Bruchflächen zu rekonstruieren. Basierend auf diesen Auswertungen sollte die räumliche und zeitliche Entwicklung des seismisch aktiven Volumens im Untergrund rekonstruiert werden. Mit dieser Vorgehensweise sollte die Bruchentstehung verstanden werden.

Einzelschritte und Zeitplanung:

- Erstellung von Ereignisdateien mit gemessenen Wellenformen (monatlich)
- Lokalisierung und Magnitudenbestimmung; Herdflächenlösung (monatlich)
- Präzise Relokalisierung mit Relativverfahren für benachbarte Beben (monatlich)
- Bestimmung von Bruchparametern (nach Bedarf)
- Bestimmung der Bruchart: direkt induziert vs. ausgelöst (nach Bedarf)

→ Die inhaltlichen Ziele wurden vollständig erreicht und teilweise auf den Standort Insheim ausgeweitet. Darüber hinaus wurden weitere Untersuchungen zur seismischen Interferometrie, zur Anisotropie, zu tieffrequenten Signalen und zur 3-D Wellenausbreitung durchgeführt.

Arbeitspaket 4: Korrelation mit nicht-seismologischen Parametern

Die Daten des Erdbebenkatalogs sollten genutzt werden, um die räumliche und zeitliche Entwicklung der Seismizität an einem Geothermie-Standort aufzuzeigen. Diese Eigenschaften sollten mit weiteren Parametern korreliert werden, um Abhängigkeiten bzw. Ursachen rekonstruieren zu können.

Einzelschritte und Zeitplanung:

- Korrelation der Seismizität mit der Strukturgeologie (2 Monate)
- Korrelation der Seismizität mit dem Spannungsfeld (2 Monate)

→ Die inhaltlichen Ziele wurden vollständig erreicht und teilweise auf den Standort Insheim ausgeweitet.

Arbeitspaket 5: Schlussfolgerungen und Empfehlungen

Die AP 1-4 sollten grundlegende Erkenntnisse zur Charakterisierung der Seismizität bei der Nutzung tiefer Geothermie in der Südpfalz erbringen. Diese Erkenntnisse sollten weiterhin Implikationen zur Vermeidung von Seismizität in der Südpfalz und in anderen Regionen mit geothermischer Energiegewinnung erbringen. Da es bisher keine Regelungen zur Überwachung und Interpretation von seismischen Ereignissen an Standorten mit tiefer geothermischer Energiegewinnung gibt, sollten aus dem vorliegenden Verbundprojekt basierend auf Seismizitätsdaten und Modellierungen entsprechende Empfehlungen / Regelungen hervorgehen.

→ Die inhaltlichen Ziele wurden vollständig erreicht. Die Empfehlungen zur Überwachung wurden in Zusammenarbeit mit der AG Induzierte Seismizität des FKPE e.V. erarbeitet. Weitere Empfehlungen ergaben sich innerhalb der MAGS Arbeitsgruppe.

I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde

In der Südpfalz sind bisher zwei geothermische Projekte direkt von verspürter Seismizität betroffen: Landau und Insheim. Während der letzten Jahrhunderte ist keine natürliche spürbare Seismizität direkt an diesen Standorten aufgetreten (Leydecker, 2011), im umliegenden Grabenbereich ereigneten sich schwache bis moderate Erdbeben (Kandel, Neustadt etc.). Seit 2009 tritt eine erhöhte Mikroseismizität (Lokalmagnitude kleiner 2,7) auf (z.B. Katalog der Landeserdbebenregistrierung Rheinland-Pfalz). Teilweise vorliegende Daten und Auswertungen des Kraftwerk-Betreibers zeigten, dass die Seismizität bereits 2007 mit dem Beginn des Stimulations- und Kraftwerkbetriebs begann. Die beiden stärksten Ereignisse fanden am 15. August 2009 ($M_L = 2,7$) und 14. September 2009 ($M_L = 2,4$) statt. Diese Erdbeben ereigneten sich in geringer Tiefe unter der Stadt Landau (ca. 2,5-3,5 km). Beide Ereignisse versetzten die Bevölkerung in Unruhe und erregten ein breites Interesse bzgl. des Zusammenhangs zwischen tiefer geothermischer Energiegewinnung und Seismizität (Bethge & Lauenstein in DER SPIEGEL, 2009; Kulisch & Glanz in The New York Times, 2009). Wegen der sehr flachen Hypozentren von weniger als 2-4 km Tiefe und den oberflächennahen, unverfestigten Rheingraben-Sedimenten wurden relativ starke Intensitäten (bis V) beobachtet. Dies führte letztlich zu der großen Verunsicherung in der Bevölkerung und bei den politischen Entscheidungsträgern bzgl. der Sicherheit und des seismischen Risikos des nahe gelegenen geothermischen Kraftwerks. In Zusammenarbeit mit dem Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz wurden vom KIT ab Juli 2009 erste Erdbeben-Messstationen im Bereich Landau / Insheim installiert. Am KIT wurden auch erste Auswertungen der Messdaten begonnen. Eine systematische Analyse und längerfristige seismologische Datenerfassung konnte ohne eine externe Finanzierung nicht durchgeführt werden.

Leydecker, G., 2011. Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008, Schweitzerbarthsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

I.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Die seismologischen Daten werden von den Landeserdbebendiensten Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg (Erdbebendienst Südwest), der Bestec GmbH, der geo x GmbH, der Pfalzwerke geofuture GmbH und der DMT zusammengeführt. Es wurde eine Datennutzungsvereinbarung für MAGS geschlossen, und die notwendigen Daten konnten alle bezogen werden. Weiterhin wurden Kooperationen mit geo x GmbH, Bestec GmbH und dem Erdbebendienst Rheinland-Pfalz geschlossen, um die seismologischen Bohrloch-Messstationen TMO64 bzw. LDE zu betreiben. Es ergab sich enge Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, um 3-D strukturgeologische Daten verwenden zu können (GeORG Projekt). Die Fragestellung der induzierten Seismizität wurde intensiv mit Fachkollegen diskutiert, insbesondere in der Arbeitsgruppe „Induzierte Seismizität“ des Forschungskollegiums Physik der festen Erde (FKPE e.V.).

II. Eingehende Darstellung

II.1 Verwendung der Zuwendung und des erzielten Ergebnisses

II.1.1 Arbeitspaket 1: Datenerhebung und Aufbereitung

Im Rahmen des Teilprojektes EP1 des MAGS-Projektes konnte der Betrieb aller seit Juli 2009 vom KIT temporär installierten Seismometer ununterbrochen bis 30. Sept. 2013 (Projektende) fortgesetzt werden (Dreiecke in Abb. 1). Diese erste Erweiterung der seismologischen Überwachung im Raum Landau und Insheim durch das KIT verbesserte bereits erheblich die Detektions- und Lokalisierungsfähigkeiten des entstehenden Gesamtnetzwerkes in Bezug auf die induzierte Seismizität im Raum Landau und Insheim durch die Verfügbarkeit von epizentralnahen Messstationen (Tiefenbestimmung, Detektion) und einer Verbesserung der azimuthalen Abdeckung (Lokalisierung). Die Messstationen wurden vom KARlsruher BreitBand Array (KABBA) des Geophysikalischen Instituts zur Verfügung gestellt. Mit den im Rahmen des MAGS-Projektes ab 2010 neu beschafften Seismometern sowie mit den neu beschafften Stationen der BGR (MAGS-EP3, ab September 2013) konnte das seismologische Netzwerk während der Projektlaufzeit sowohl weiter verdichtet als auch räumlich erweitert werden (siehe Tab. 1). Im Auftrag der geo x GmbH wurde weiterhin seit Sommer 2009 durch die Firma DMT ein Netzwerk zur Immissionsüberwachung nach DIN 4150 in Betrieb genommen und betrieben. Der Netzwerkstatus zum Ende des MAGS-Projektes wird in Abb. 2 gezeigt. Die zahlenmäßige Entwicklung der seismischen Messstationen im Bereich Landau und Insheim wird in Abb. 3 dargestellt.

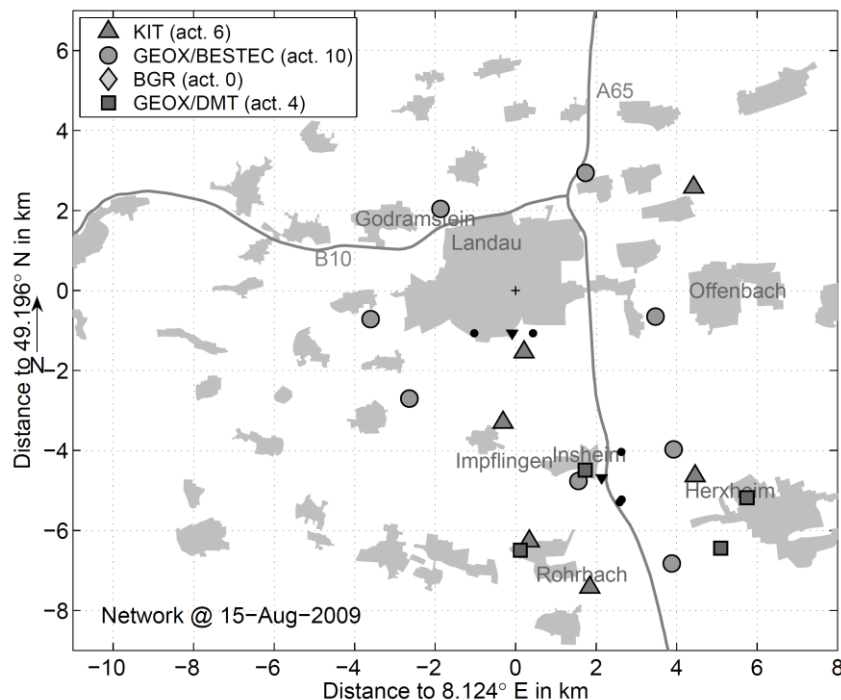


Abb. 1: Umgebung um Landau und Insheim mit den operativen seismischen Netzwerken am 15.08.2009. Die Bohrlochlandepunkte sind mit schwarzen Punkten dargestellt, die Position der Kraftwerke mit schwarzen Dreiecken (Spitze nach unten). Die übrigen Symbole kennzeichnen die Stationen der verschiedenen Netzwerkbetreiber: Kreise (BESTEC GmbH), Dreiecke (KIT) und Quadrate (DMT). Das KIT und die Landeserdbebendienstleistungen betrieben weitere Stationen außerhalb dieses Kartenausschnitts in einem Abstand von bis zu 15 km. Der Aufbau der ersten KIT-Stationen erfolgte im Juli 2009 als schnelle Reaktion auf die spürbare Seismizität im Mai 2009 zur Unterstützung der Landeserdbebenregistrierung Rheinland-Pfalz.

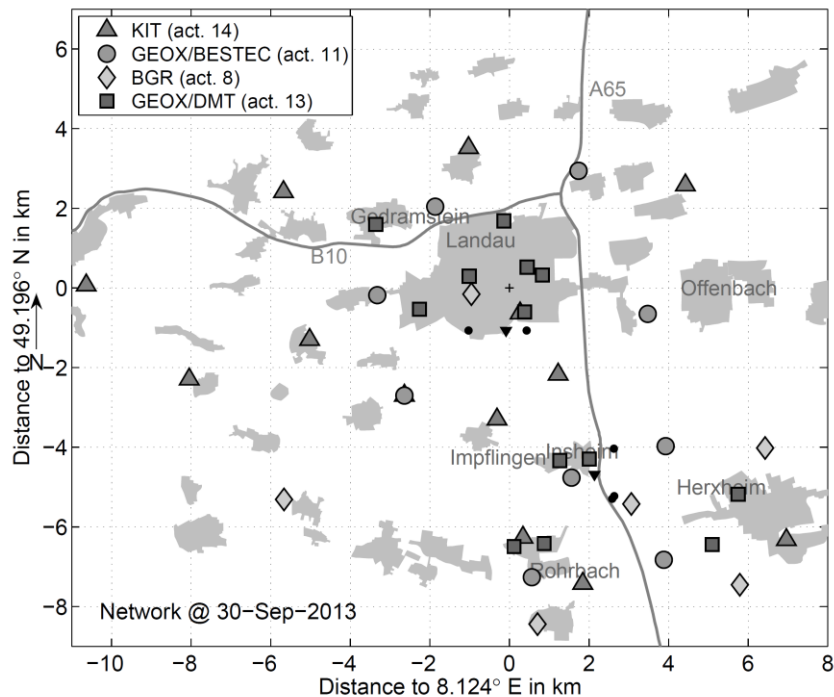


Abb. 2: Umgebung um Landau und Insheim mit dem operativen seismischen Netzwerk am 30.09.2013. Die Bohrlochlandepunkte sind mit schwarzen Punkten dargestellt, die Position der Kraftwerke mit schwarzen Dreiecken (mit Spitzen nach unten). Die übrigen Symbole kennzeichnen die Stationen der verschiedenen Netzwerkbetreiber: Kreise (BESTEC GmbH), Dreiecke (KIT), Rauten (BGR) und Quadrate (DMT). Das KIT, die BGR und die Landeserdbebendienstes betrieben weitere Stationen außerhalb dieses Kartenausschnitts in einem Abstand bis zu 15 km.

Über den gesamten Projektzeitraum wurden die Datenströme von mindestens vier KIT Messstationen über Mobilfunk an das KIT-Datenzentrum übertragen und von dort im Standard-Protokoll SEEDlink den Betreiberunternehmen, den Landeserdbebendienstes sowie den MAGS-Projektpartnern in Echtzeit zur Verfügung gestellt. Hierfür wurden speziell Rechner für die Installation von zwei SeisComp3 Servern angeschafft. Die Messdaten der KIT Stationen wurden im Langzeitarchiv des KIT Rechenzentrums gesichert.

Auf Grundlage der im MAGS-Projekt geschlossenen Datennutzungsvereinbarung (Zeitraum 1.5.2010-31.12.2013), die zwischen den MAGS-Projektpartnern und mehreren Betreibern von Geothermie-Kraftwerken in Deutschland abgeschlossen wurde, konnten die Daten aller Netzwerkbetreiber im Raum Landau (KIT, BESTEC GmbH, BGR, DMT) für die wissenschaftliche Untersuchung innerhalb des MAGS-Projektes zu einer gemeinsamen, ereignisbasierten Wellenformdatenbank zusammengeführt werden. Die Zusammenführung und Vereinheitlichung der Daten und Metadaten wurde innerhalb von EP1-AP1 am KIT durchgeführt und koordiniert. Die Wellenformdatenbank wurde kontinuierlich entsprechend dem aktuellen Stand der detektierten Ereignisse (siehe AP2) erweitert und den beteiligten Partnern zeitnah über die MAGS-Internet-Plattform zur Verfügung gestellt. Die Daten der Stationen von KIT und BGR wurden kontinuierlich in das KIT-Datenzentrum eingepflegt. Die Daten der KIT-Stationen stehen über den KIT-Datenserver (gpikabba.gpi.kit.edu) auch über das Projektende hinaus online zum Abruf bereit.

Um einen nahtlosen Anschluss der seismologischen Datenerfassung für das Nachfolgeprojekt MAGS2 zu gewährleisten, wurde an zwei gemeinsamen Feldtagen von KIT und BGR im September 2013 eine Übergabe der Stationsstandorte TMO20, TMO22, TMO54 und TMO55 mit Seismometer-Austausch vorgenommen. Die KIT Messstationen an den Standorten TMO52 und TMO57 werden vom KIT über das Projektende hinaus weiter betrieben, bis eine Übergabe dieser Standorte an die BGR in 2014 möglich ist. Weiterhin ist eine Übergabe

der beiden Bohrlochseismometer (Standorte TMO64 und LDE) an den Landeserdbeben- dienst Rheinland-Pfalz für die weitere Verwendung im Nachfolgeprojekt MAGS2 vorgesehen. Die Online-Datenübertragung von Station TMO64 erfolgt gegenwärtig (Anfang 2014) weiter- hin über das KIT-Datenzentrum, um auch hier einen nahtlosen Übergang der Datenerfas- sung zu ermöglichen. Im September 2013 wurde die BESTEC GmbH (Projektpartner MAGS2) vor Ort bei der Einrichtung und Konfiguration eines SeisComp3-Servers unterstützt. Über diesen Server kann in MAGS2 der Austausch der Echtzeit-Datenströme aus dem Raum Landau zwischen den MAGS2-Projektpartnern erfolgen.

Stationsname	Ort	Aufbau	Abbau
TMO20	Ilbesheim	25.03.2010	Sept. 2013
TMO50	Landau	13.04.2010	25.05.2012
TMO58	Offenbach a. d. Q.	11.02.2011	31.10.2012
TMO59	Herxheim	04.03.2011	Nach Projektende
TMO61	Landau	20.07.2011	Nach Projektende
TMO64	Mörzheim (Bohrloch)	29.02.2012	Übergabe an LER
LDE	Landau (Bohrloch)	23.09.2013	Übergabe an LER
TMO65	Burg Trifels	25.06.2012	Weiterbetrieb
TMO66	Geilweilerhof	22.01.2013	Sept. 2013
TMO67	Eschbach	24.01.2013	Sept. 2013

Tab 1: Im Laufe des MAGS Projektes zusätzlich in Betrieb genommene Seismometerstationen. Die Bohrloch-Instrumente für TMO64 und LDE, wurden über MAGS beschafft. Der Betrieb sowohl aller bereits vorhandenen als auch der neuen Standorte mit Oberflächen-Seismometern wurde mit den zwei über MAGS beschafften Instrumenten sowie weiteren Instrumenten des KARlsruher BreitBand Arrays (KABBA) erreicht.

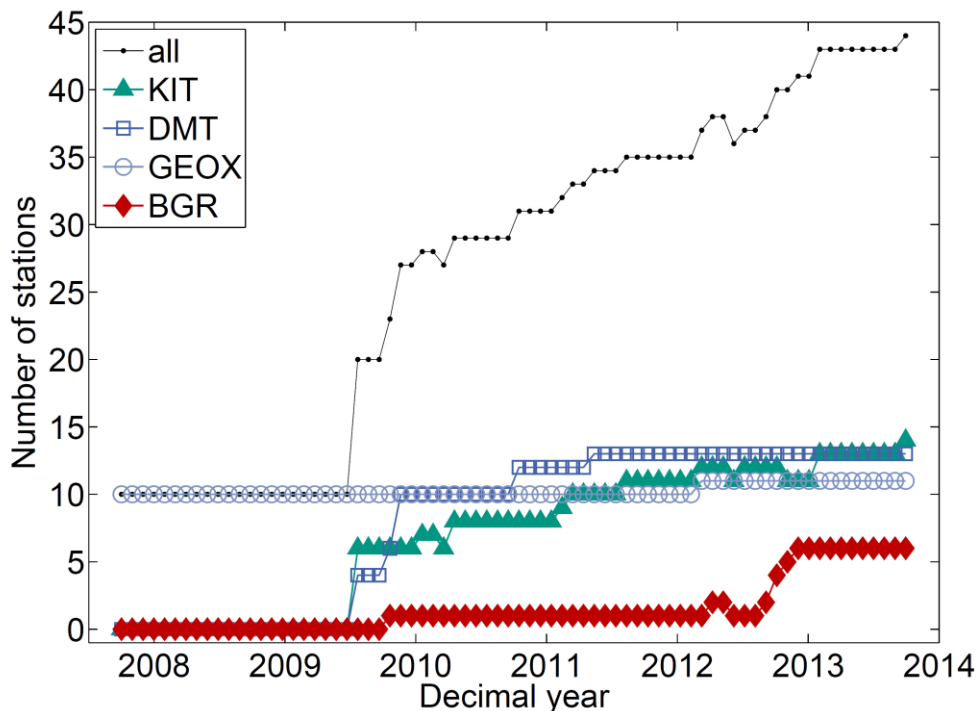


Abb. 3: Entwicklung der Messstationsanzahl. Sprunghafte Anstiege kennzeichnen die Reaktion auf die erste spürbare Seismizität im Mai 2009 (Zunahme KIT Stationen) sowie die Tätigkeiten im MAGS Projekt (zusätzliche KIT Stationen und BGR Stationen).

II.1.2 Arbeitspaket 2: Katalogerstellung und Identifizierung von seismischen Ereignissen

Während der Projektlaufzeit von MAGS konnten 1.982 Ereignisse im Zeitraum zwischen März 2006 bis September 2013 mit dem Kreuzkorrelationsansatz detektiert und einem der beiden seismischen Volumen (Landau bzw. Insheim) zugeordnet werden (Tab. 2 und Abb. 4). Es entfallen 1.363 Ereignisse auf Landau und 619 Ereignisse auf Insheim. Insgesamt konnten 262 Ereignisse absolut lokalisiert werden. Für 96 Ereignisse konnte aufgrund ihrer sehr geringen Stärke ($M_L \ll 0$) und dem schlechten Signal-Rausch-Verhältnis keine zuverlässige Ereignis-Magnitude bestimmt werden.

Die Detektion erfolgte für den Zeitraum ab August 2009 mit den kontinuierlichen Daten der KIT-Stationen. Durch die kontinuierliche Detektion mit mehreren lokalen Messstationen (Epizentraldistanz < 3 km) konnte eine Vollständigkeitsmagnitude von $M_L \sim 0,5$ erreicht werden. Bis März 2012 lag die Detektionsschwelle mit den Oberflächenstationen bei etwa $M_L = 0$. Nach Inbetriebnahme des ersten Bohrlochseismometers (TMO64) wurde ab März 2012 eine Detektionsschwelle unter $M_L < -0,5$ erreicht. Von Plenkers et al. (2013) wurde bereits eine kontinuierliche Detektion mit lokalen Stationen aus dem TIMO Projekt (Epizentraldistanzen ca. 10 km) für die Stimulation des Landauer Reservoirs im April 2006 durchgeführt (Vollständigkeitsmagnitude im Bereich $M_L = 0-0,5$). Im Rahmen des MAGS Projektes wurde die Detektion auf den gesamten Zeitraum des TIMO Projektes (Dez. 2004 bis Juni 2006) ausgedehnt. Für den Zeitraum von Mitte 2006 bis Mitte 2009 lagen im MAGS-Projekt keine kontinuierlichen Daten von lokalen Stationen vor, da eigene Messstellen fehlen und der Datenaustausch mit den Betreibern ereignisweise erfolgte. Um diese Lücke zu schließen, wurde eine kontinuierliche Detektion mit den Daten der Station BFO (Black Forest Observatory, Epizentraldistanz etwa 100 km) durchgeführt. Mit dieser Detektion konnte für den Zeitraum Mitte 2006 bis Mitte 2009 eine Vollständigkeitsmagnitude von $M_L = 1-1,5$ erreicht werden. Die Detektionsschwelle lag im Bereich von etwa $M_L \sim 0,6$. Anhand der danach zur Verfügung stehenden Ereignis-Dateien (Zeitlänge 30 Minuten) der lokalen Betreiber-Stationen (SOS) konnten in diesen Zeitfenstern mit den stärkeren Ereignissen zahlreiche kleinere Ereignisse ($M_L < 1$) detektiert werden. Für das Nachfolgeprojekt MAGS2 wird eine kontinuierliche Ereignisdetektion mit den kontinuierlichen Wellenformdaten der Betreiberstationen im Zeitraum 2007 bis Juli 2009 empfohlen, um die Vollständigkeits-magnitude für diesen Zeitraum ebenfalls unter $M_L = 1$ abzusenken. Somit könnte ein einheitlicher Ereigniskatalog erstellt werden, der demnächst über die KIT Bibliothek online zur Verfügung gestellt wird.

	Landau		Insheim		Gesamt
Lokalisiert	144	$-0,2 \leq M_L \leq 2,7$	69	$+0,1 \leq M_L \leq 2,4$	213
Nicht lokalisiert	1133	$-1,0 \leq M_L \leq 1,9$	540	$-0,4 \leq M_L \leq 2,1$	1673
detektiert	86	-	10	-	96
Gesamt	1363		619		1982

Tabelle 2: Detektierte und lokalisierte Ereignisse in den seismischen Volumen bei Landau und Insheim.

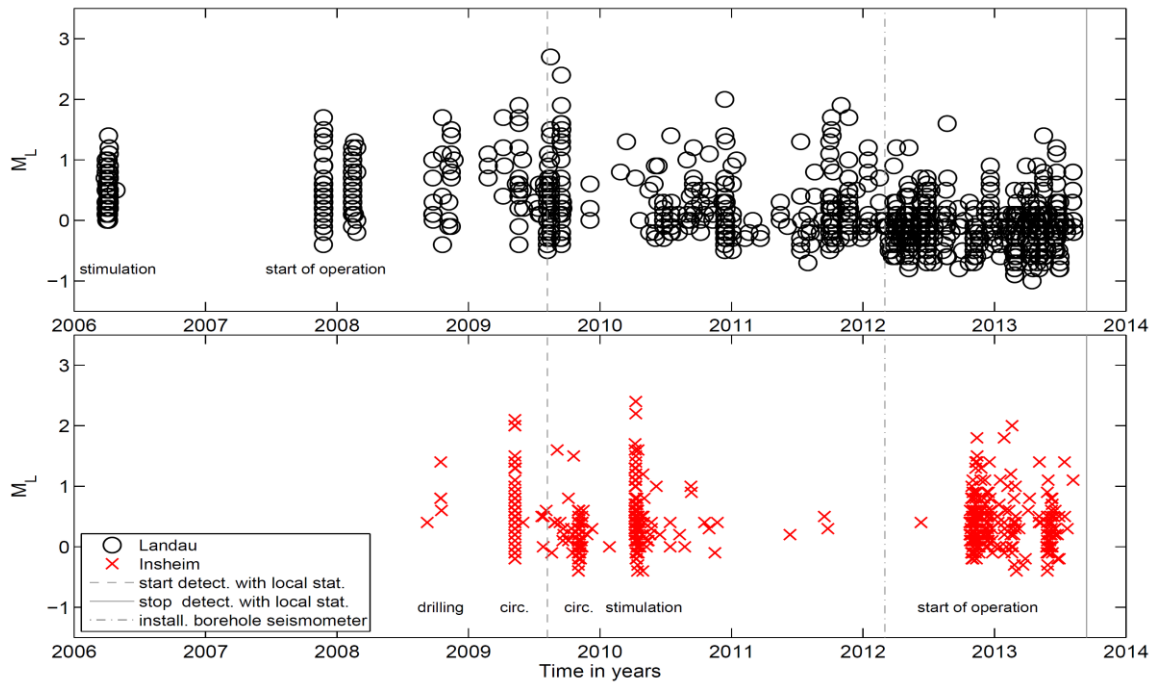


Abb. 4: Detektierte Ereignisse mit ihrer Lokalmagnitude M_L als Funktion der Zeit für die seismischen Volumen Landau (oben) und Insheim (unten). Die Vollständigkeitsmagnitude ab Mitte 2009 und vor Mitte 2006 (kontinuierliche Detektion mit lokalen Stationen) liegt bei etwa $M_L = 0,5$. Im Zeitraum von Mitte 2006 bis Mitte 2009 liegt sie bei $M_L \sim 1-1,5$ (Detektion mit Station BFO, Epizentraldistanz ca. 100 km). Eine zeitliche Korrelation mit deutlich erhöhten Ereignisraten gibt es im Fall Landau mit der Stimulation im März 2006 sowie ab der Inbetriebnahme im Herbst 2007. Die verbesserte Detektionsschwelle (etwa $M_L = 0$) und die kontinuierliche Detektion ab Mitte 2009 zeigen die kontinuierliche seismische Reaktion des Volumens auf die Produktion. Die Absenkung der Detektionsschwelle auf unter $M_L \sim -0,5$ nach der Inbetriebnahme des ersten Bohrlochseismometers im März 2012 (graue Strich-Punkt-Linie) führt zu einer scheinbaren Zunahme der Ereignisrate durch die Absenkung der Vollständigkeitsmagnitude unter $M_L = 0,5$. Eine deutliche zeitliche Korrelation der detektierten Ereignisse mit der Fluidproduktion zeigt sich auch für das seismische Volumen bei Insheim. Man erkennt das Ende der Bohrphase (Ende 2008), die ersten Zirkulationstest (2009), die Stimulation (April 2010) sowie die Inbetriebnahme (Oktober 2012).

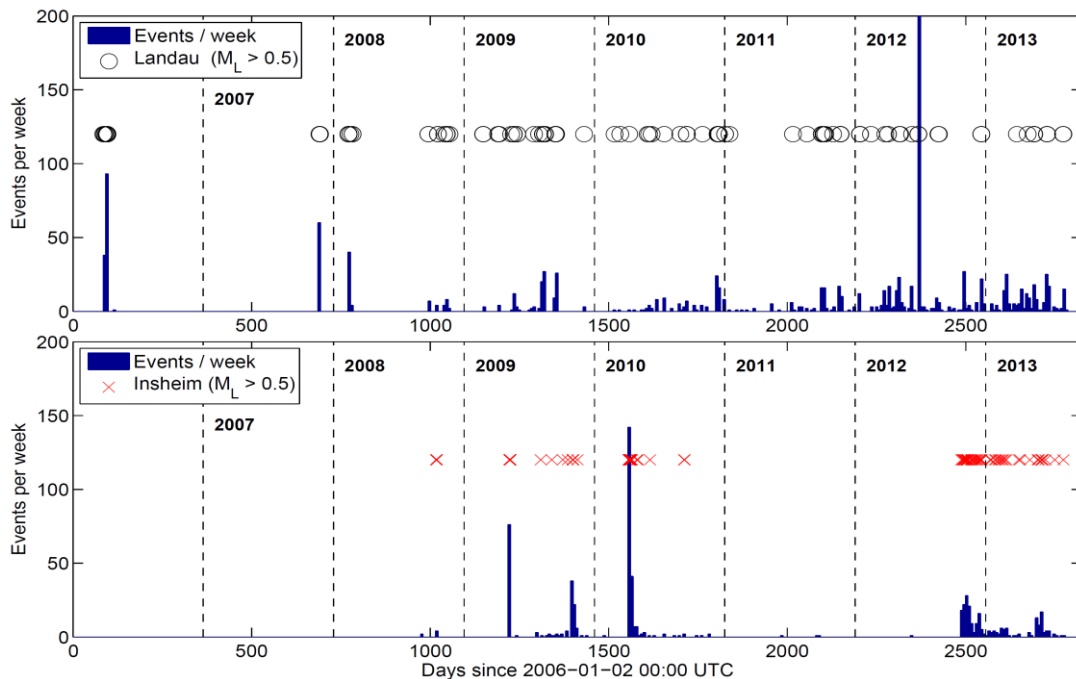


Abb. 5: Ereignisrate als Ereignisse pro Woche für die seismischen Volumen Landau (oben) und Insheim (unten). Einzelne Ereignisse ab einer Lokalmagnitude von $M_L > 0,5$ sind mit schwarzen Kreisen (Landau) bzw. roten Kreuzen (Insheim) gekennzeichnet. Dies entspricht in etwa der Vollständigkeitsmagnitude ab Mitte 2009 und vor Mitte 2006 (kontinuierliche Detektion mit lokalen Stationen). Im Zeitraum von Mitte 2006 bis Mitte 2009 liegt sie bei $M_L \sim 1-1,5$ (Detektion mit Station BFO). Die Zu- und Abnahme der Ereignisrate korreliert mit Variationen der Produktion (vgl. Abb. 37.).

II.1.3 Arbeitspaket 3: Seismologische Analyse

II.1.3.1 Absolute und relative Lokalisierung

Es wurden 173 Ereignisse unter Landau und 89 Ereignisse unter Insheim mit der HYPOSAT-Methode (Schweitzer, 2001, 2003) absolut lokalisiert (Zeiß, 2013). Ebenso wurden Relativlokalisierungen mit der Doppeldifferenzen-Methode (Waldhauser & Ellsworth, 2000) für 128 Ereignisse unter Landau und für 71 Ereignisse unter Insheim durchgeführt. Für die Lokalisierungen wurden die Wellenformdaten lokaler seismologischer Netzwerke (von KIT, BGR, BESTEC) und eines Emissionsnetzwerkes (DMT) verwendet. Die Zeitreihen der verschiedenen Instrumente wurden einheitlich als Zeitreihen von nominellen 1 s Seismometern simuliert. In den Seismogrammen wurden die P_g - und S_g -Phasen-Einsatzzeiten bestimmt. Die Anzahl der Messstationen (1 s Seismometer, Breitbandseismometer, 4,5 Hz Geophone, 2 Beschleunigungsmesser) und somit der verfügbaren Einsatzzeiten variierte stark und nahm insgesamt mit der Zeit zu (siehe Abb. 3). Die Anzahl der für die Lokalisierung verwendeten Messstationen beträgt 3 bis über 20 Messstationen pro Ereignis.

Bestimmung der Einsatzzeiten

Für die Lokalisierungen werden die Einsatzzeiten (t_p , t_s) der P_g - und S_g -Phaseneinsätze verwendet, wobei ausschließlich Messstationen im Oberrheingraben verwendet wurden; Messstationen auf der westlichen Grabenschulter wurden nicht einbezogen, um den Einfluss der im Detail unbekannt 3-D Geschwindigkeitsstruktur zu minimieren. Zu jeder bestimmten Einsatzzeit wurde eine Unsicherheit abgeschätzt. Dazu wurde die Differenz zwischen der frühestens möglichen und der tatsächlich bestimmten Einsatzzeit sowie der spätestens möglichen und der tatsächlich bestimmten Einsatzzeit betrachtet. Die größere Differenz wurde als Unsicherheit zur jeweiligen Einsatzzeit zugeordnet und bei HYPOSAT (Schweitzer, 2003) als Fehler verwendet. Seismisches Rauschen sowie die aufgrund der Grabenschollen-Struktur sehr komplexen Wellenformen begrenzen die Genauigkeit bei der Bestimmung der Einsatzzeiten. Im Fall Landau liegen die mittleren abgeschätzten Fehlerbereiche der verwendeten Einsatzzeiten bei 0,04 s (P_g) und 0,06 s (S_g). Die Maxima betragen 0,2 s (P_g und S_g). Im Fall Insheim liegen die mittleren Werte bei 0,02 s (P_g) und 0,05 s (S_g). Die Maxima betragen 0,11 s (P_g) und 0,20 s (S_g). Aufgrund der Nähe einiger Stationen zueinander (Stationsabstände wenige hundert Meter), verlaufen die Strahlengänge zu diesen Messstationen auf sehr ähnlichen Laufwegen. Um eine Übergewichtung solch ähnlicher Strahlengänge bei der Lokalisierung zu vermeiden, wurden Stationsgruppen definiert: (TMO50 LDAU), (TMO61 WHS5 MLS11), (SOS6 BG15 BH38) und (TMO54 HS5 BH30). Innerhalb jeder der Stations-Gruppen wurde nur eine der P_g und eine der S_g -Einsatzzeiten für die Lokalisierung verwendet. Falls möglich, wurden beide Einsatzzeiten an einer Station bestimmt, um die t_s - t_p -Laufzeitdifferenz für die Lokalisierung nutzen zu können. Die Reihenfolge der Stationen innerhalb der Gruppen gibt die durchschnittliche Qualität und Bestimmbarkeit (von gut nach schlecht) der Einsatzzeiten wieder, diese wurde bei der Auswahl der verwendeten Einsatzzeiten berücksichtigt.

Die Stationen mit Beschleunigungsmessern (STS1 und STS4) wurden aufgrund instrumentenbedingter geringer Signal-Rausch-Verhältnisse nur für die Lokalisierung von Ereignissen verwendet, die vor Juni 2009 stattfanden, d.h. bevor die ersten KIT Messstationen zur Verdichtung des Netzwerkes installiert wurden. Weiter wurden für die Lokalisierungen der Ereignisse unter Insheim die westlichsten Stationen im Graben TMO55, SOS3 und SOS2 ausgeschlossen. Die Laufzeitabweichungen aufgrund der komplexen Grabenschollen-Struktur waren für die Lokalisierung der Ereignisse unter Insheim zu groß. Dies betraf das verwendete 1-D Geschwindigkeitsmodell welches besonders im Bereich der westlichen Zwischenscholle große Laufzeitresiduen erzeugte. Nur für die Ereignisse vor Juni 2009 wurden die Stationen SOS2 und SOS3 aufgrund der in diesem Zeitraum sehr geringen Anzahl an verfügbaren Messstationen verwendet. Da die Relativlokalisierung von systematischen Laufzeitunterschieden zum 1-D Modell nicht beeinflusst wird, wurden die Messstationen TMO55, SOS3 und SOS2 dort mit einbezogen.

Absolute Lokalisierung

Für die absolute Lokalisierung wurde das quelloffene, wissenschaftlich anerkannte Programm HYPOSAT (Schweitzer 2001, 2003) verwendet. Die Eingangsdaten für die Lokalisierungen im Untersuchungsgebiet sind die Einsatzzeiten von Pg - und Sg -Phasen, die Unsicherheiten der bestimmten Einsatzzeiten, lokale eindimensionale v_p - und v_s -Modelle, Stationskoordinaten und Stationshöhen sowie individuelle Stationskorrekturen für lokale Laufzeiteffekte.

HYPOSAT minimiert iterativ die Residuen zwischen beobachteten und theoretisch berechneten Phasen-Laufzeiten sowie zwischen beobachteten und berechneten Phasendifferenz-Laufzeiten (z. B. $t_s - t_p$). Dazu müssen Startwerte der Hypozentralparameter für die erste Iteration angegeben werden. Die berechneten Laufzeiten ergeben sich aus einem Ray-tracing-Verfahren in den 1-D v_p - und v_s -Modellen. Mit einer generalisierten Matrixinversion werden dann Hypozentralparameter berechnet, die anschließend als a priori Hypozentralparameter für die nächste Iteration verwendet werden. Für die erste Iteration werden die Gleichungen entsprechend der Unsicherheiten in den bestimmten Einsatzzeiten gewichtet. In den weiteren Iterationen erfolgt die Gewichtung entsprechend der Standardabweichung der berechneten Hypozentralparameter aus der vorangegangenen Iteration.

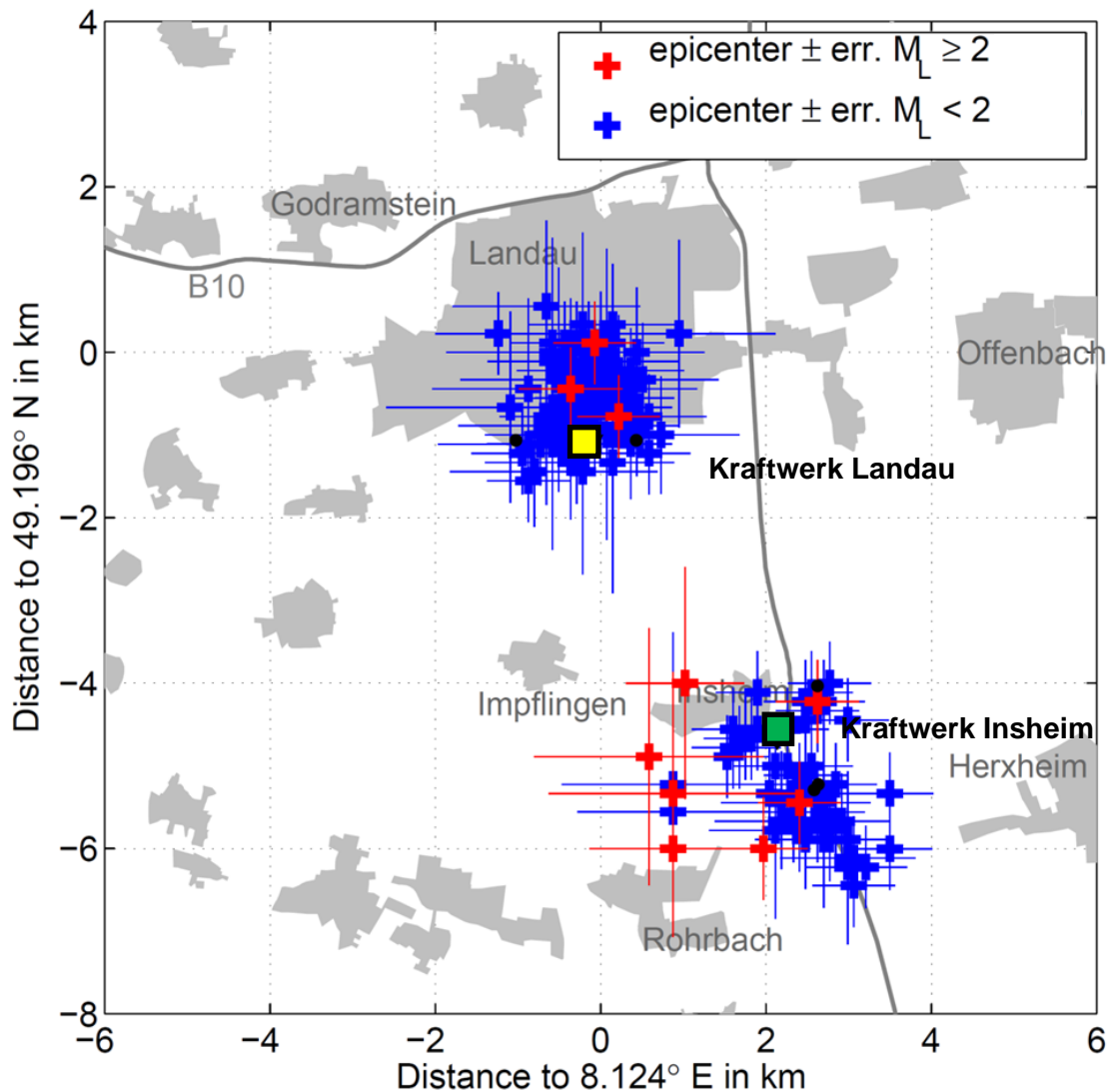


Abb. 6: Epizentren von 173 absolut lokalisierten Mikroerdbeben im Bereich Landau und 89 absolut lokalisierten Mikroerdbeben im Bereich Insheim (blau: Lokalmagnitude $M_L < 2$, rot: $M_L \geq 2$). Die Fehlerbalken geben die 2σ -Unsicherheiten an. Bebaute Gebiete sind grau dargestellt. Die Lage der Kraftwerke sind als Quadrate gezeigt, diejenigen der Bohr-Landepunkte als Punkte.

Die absolute Lokalisierung für Ereignisse bei Landau wurde zunächst mit dem Geschwindigkeitsmodell I, das von der Expertengruppe (2010) für Landau empfohlen wurde, durchgeführt. Nachdem mittlere Laufzeitresiduen von bis etwa 0,3 s an einzelnen Stationen beobachtet wurden, wurden Stationskorrekturen bestimmt. Dabei wurde das Geschwindigkeitsmodell überarbeitet sowie ein spezielles Modell für Ereignisse bei Insheim erstellt, da lokal die v_p - und v_s -Strukturen stark variieren. Diese neuen seismischen Geschwindigkeitsmodelle liegen den gezeigten Epizentren und Hypozentren zu Grunde.

Mit dem überarbeiteten Geschwindigkeitsmodell für Landau wurden die Hypozentren unter dem südlichen Stadtgebiet von Landau (nördlich der Bohrungen) mit Herdtiefen zwischen 2 km und 6 km lokalisiert. Die bestimmten Herdtiefen der Ereignisse unter Insheim liegen mit dem neuen Geschwindigkeitsmodell zwischen 3,5 km und 6,5 km Tiefe. Deren Epizentren mit berechneten Fehlerbereichen von weniger als 1 km (2σ) befinden sich südöstlich von Insheim und bilden eine etwa linienförmige Verteilung in SO-NW-Richtung. Die Länge dieser Linie beträgt etwa 2,5 km. Die Mediane der durch HYPOSAT berechneten Fehlerbereiche (95% bzw. 2σ -Konfidenzlevel) umfassen im Fall Landau ca. 290 m (horizontal; große Halbachse der Fehlerellipse) und ca. 390 m (vertikal). Für die Ereignisse bei Insheim sind die Mediane der Fehlerbereiche mit ca. 230 m (horizontal) und ca. 270 m (vertikal) etwas geringer. Diese numerischen Unsicherheitswerte beziehen sich auf ein v_p - und v_s -Geschwindigkeitsmodell, welches die Daten sehr gut erklären kann. Mögliche Perturbationen der v_p - und v_s -Geschwindigkeitsmodelle erhöhen diese Fehlerbereiche um ca. 50 Prozent.

Zur Untersuchung des Einflusses der Stationskonfiguration auf die Hypozentralbestimmung wurden die Verschiebungen der Hypozentren für verschiedene Stationskonfigurationen (z.B. Weglassen von Stationen) mit teilweise großen Azimutlücken (bis über 180°) analysiert. Die Verschiebungen der Hypozentren liegen in der Größenordnung der berechneten Fehlerbereiche (s.o.). Weiterhin wurden Seismogramm-Montagen erstellt. Das Hypozentrum entsprach dem Nullpunkt der Distanzachse und es wurde getestet, ob die Einsatzzeiten ungefähr stetig zunehmen. Dies war erstaunlich gut gegeben und es wurden nur wenige Ausreißer gefunden, die anschließend meist korrigiert werden konnten (Zeiß, 2013). Die Variationen der Laufzeitabweichungen entsprachen sehr gut der Größenordnung der mit HYPOSAT berechneten Fehlerbereiche. Bei Ereignissen (Insheim und Landau), die vor Juli 2009 traten, ergeben aufgrund der geringen Stationsdichte teilweise große Hypozentral-Fehler (bis etwa 1 km). Für die Ereignisse vor 2009 unter Insheim konnten mangels Daten keine Lokalisierungsgenauigkeiten bestimmt werden, mit denen auf räumliche Strukturen in der Hypozentren-Verteilung geschlossen werden kann. Die Zuordnungen der Ereignisse zu dem Reservoir unter Insheim (im Vergleich zum benachbarten Landau) können aber bestätigt werden.

Relativlokalisierung

Um möglichst genaue Relativlokationen zwischen den Mikroerdbeben zu berechnen, wurde die Doppeldifferenzen-Methode (Waldhauser & Ellsworth, 2000) mit dem Programm hypoDD (Waldhauser, 2001) angewendet. Dazu wurde aufgrund der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet der Quellcode von hypoDD so erweitert, dass Variationen des v_p/v_s -Verhältnisses im 1-D Geschwindigkeitsmodell berücksichtigt werden können. Diese Anpassung war notwendig, um eine korrekte Relativlokalisierung auch für eventuell in den Sedimentgesteinen (Rotliegend, Muschelkalk, Buntsandstein) auftretende Ereignisse sicherzustellen. Die Relativlokalisierung hat ergeben, dass die beobachteten Ereignisse fast ausschließlich im granitischen Grundgebirge liegen, welches ein konstantes v_p/v_s -Verhältnis von ca. 1,75 aufweist. Deshalb erbrachte die Modifikation des source codes von hypoDD bzgl. des variablen v_p/v_s -Verhältnisses keine großen Änderungen. Die verwendeten Eingangsdaten in hypoDD sind 1-D Geschwindigkeitsmodelle mit homogenen Schichten, Startwerte der Hypozentralparameter, Laufzeitpaare, Stationskoordinaten (geogr. Länge und Breite) sowie weitere Steuerungsparameter.

Deutlichere Strukturen in der Verteilung der Hypozentren wurden bei der Relativlokalisierung gegenüber der Absolutlokalisierung sichtbar, insbesondere auch in der Tiefenverteilung. Die mit hypoDD berechneten Fehler (95% Konfidenzlevel) für die Relativlokalisierungen sind überwiegend geringer als 50 m in den drei räumlichen Dimensionen. In Einzelfällen liegen sie im Bereich von 100 m bis 200 m. Seismogramm-Montagen deuten in Einzelfällen auf Fehlerbereiche über 200 m zwischen einzelnen Ereignispaaren hin.

Interpretation

Ein Vergleich der Gesamtstruktur der Hypozentrenverteilung der Landau-Ereignisse mit den Störungsverläufen der tektonischen Karte von Veit (1962) im südlichen Stadtgebiet zeigen wesentliche Ähnlichkeiten. Diese Ähnlichkeit führt zur Vermutung, dass die Struktur der Ereigniswolke die tektonischen Störungsverläufe abbildet. Vermutlich wurden die Störungen durch die Injektion des Thermalwassers und den damit verbundenen Spannungsvariationen im Gebirge reaktiviert. Das Thermalwasser nimmt offensichtlich Wege entlang der vorhandenen Klüftöffnungen und erhöht den Porendruck bzw. reduziert den Normaldruck, so dass es zu Scherbewegungen und zur seismischen Aktivität kommt. In Landau nimmt möglicherweise ein großer Teil des Thermalwasser einen Weg von der Injektionsbohrung in Richtung Nordwest und dann weiter entlang einer NE-SW streichenden Zone mit einer Mikroerdbeben-Anhäufung in Richtung der Förderbohrung (Abb. 7).

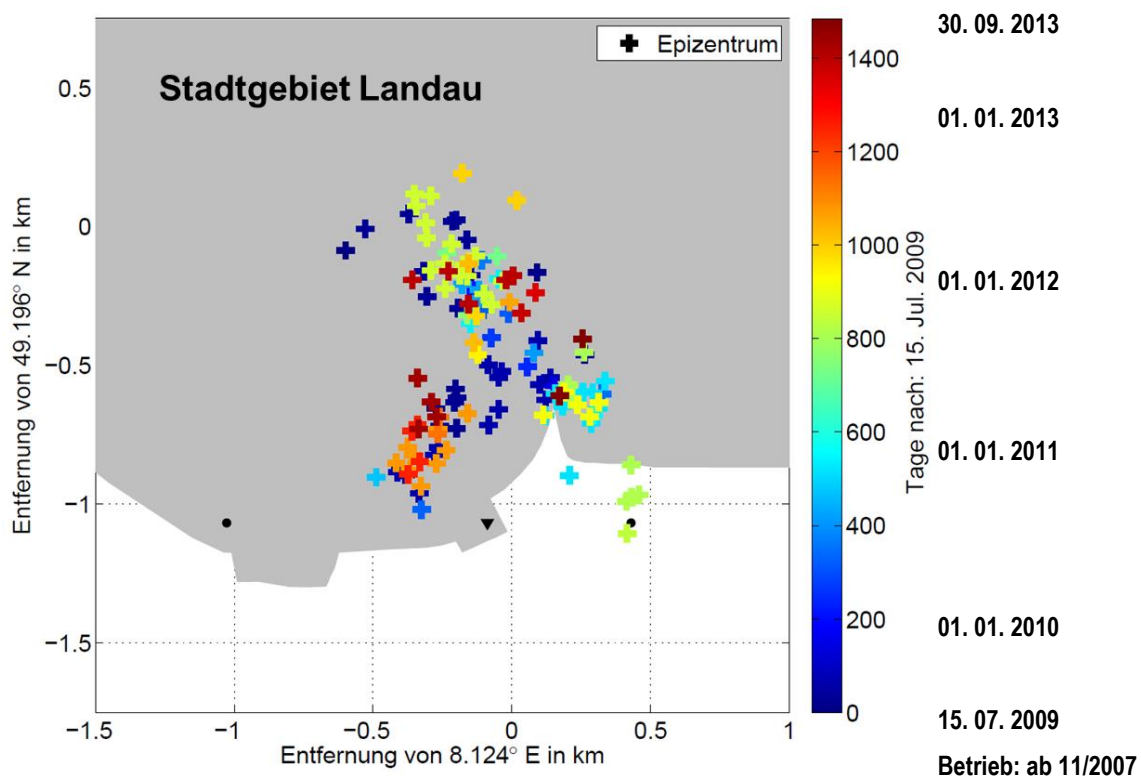


Abb. 7: Relative Lokalisierungen der Erdbeben bei Landau (grau: Stadtgebiet). Die Ereignisse sind nach ihrem zeitlichen Auftreten farbig kodiert. Man erkennt, dass manche Bruchstellen wiederholt versagen.

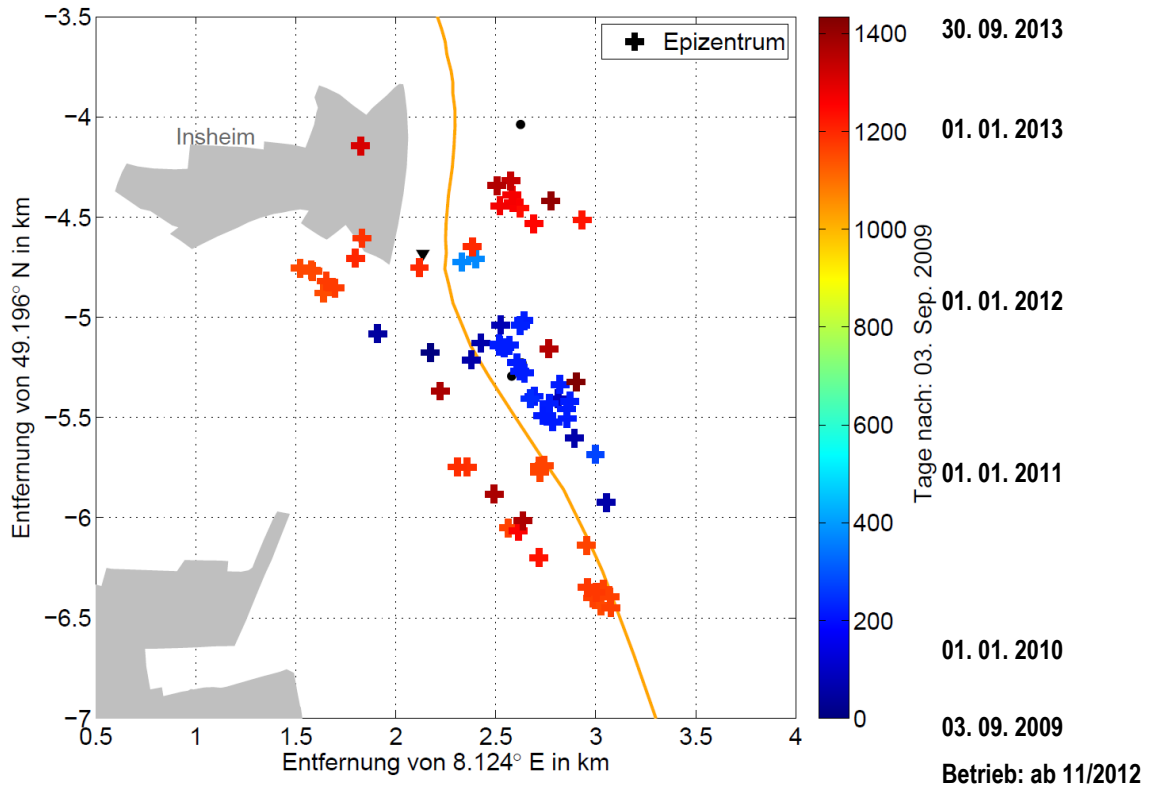


Abb. 8: Relative Lokalisierungen der Erdbeben bei Insheim (grau: bebaute Bereiche). Die Ereignisse sind nach ihrem zeitlichen Auftreten farbig kodiert. Man erkennt eine räumliche Ausbreitung der Bruchvorgänge weg vom Injektionsbereich.

II.1.3.2 Bestimmung der Lokalmagnitude M_L

Die Landeserdbebendienste Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg (zusammen Erdbebendienst Südwest) lokalisieren und katalogisieren gemeinsam die stärkeren induzierten Ereignisse in der Südpfalz (teilweise ab $M_L > 0,6$). Die Stärke der Ereignisse wird mit der Lokalmagnitude M_L beschrieben. Diese wird mit dem Logarithmus der an der Erdoberfläche gemessenen Bodenverschiebung sowie für Südwest-Deutschland angepassten Dämpfungsrelationen für die Wellenausbreitung und Stationskorrekturen nach Stange (2006) bestimmt. Die M_L -Bestimmung der Landeserdbebendienste beruht dabei auf Beobachtungen der Bodenverschiebung mehrheitlich außerhalb des Oberrheingrabens in Entfernungen von 15 km bis zu 150 km zu Landau. Für die Bestimmung der Ereignis-Magnitude werden dabei die an den einzelnen Stationen bestimmten Magnituden-Werte gemittelt. Die Standardabweichung dieser sogenannten Stations-Magnituden ergibt die Unsicherheit der Ereignis-Magnitude (1σ) und liegt in der Regel zwischen 0,1 bis 0,3 Magnitudeneinheiten.

Die Bestimmung von zuverlässigen Dämpfungsrelationen für Entfernungen kleiner als 15 km ist für die Bestimmung der Lokalmagnitude in der Regel nicht möglich (z. B. Stange, 2006; Bobbio et al., 2013). Die Ursachen liegen in entfernungsabhängigen Unterschieden bei der geometrischen Amplitudenabnahme und Dämpfung sowie dem Einfluss der Abstrahlcharakteristik nahe am Erdbebenherd (hier im Untersuchungsgebiet wenige Kilometer). Die Bestimmung einer Dämpfungsrelation speziell für die Stationen im Raum Landau und für die Ereignisse in der Südpfalz wurde im Rahmen der seismologischen Analyse von EP1 dennoch versucht, war jedoch aus den genannten Gründen mit der Standardprozedur nicht erfolgreich. Weiterhin ist die Bestimmung der Lokalmagnitude von kleineren Ereignissen ($M_L < 1$) im Bereich Landau mit dem Netzwerk der Landeserdbebendienste schwierig, da die entsprechenden Bodenverschiebungen an den meisten Stationen außerhalb des Rheingrabens (Entfernung > 20 km) aufgrund des geringen Signal-Rausch-Verhältnisses kaum noch oder gar nicht mehr beobachtet werden können.

Für die Katalogisierung aller detektierten Ereignisse, insbesondere der Ereignisse mit $M_L \ll 1$, durch MAGS-EP1 sollte jedoch eine Magnitude konsistent zu der Lokalmagnitude M_L der Landeserdbebendienste bestimmt werden. Durch die Verwendung einer konsistenten Magnitudenskala werden Unstimmigkeiten und die sich daraus häufig entwickelnde Verwirrung aufgrund unterschiedlicher Magnituden-Werte für ein Ereignis bei der Kommunikation der Ergebnisse zwischen MAGS EP1, den Betreibern, den Erdbebendiensten und insbesondere mit der Öffentlichkeit vermieden. Um konsistente Lokalmagnituden für alle detektierten Ereignisse im Bereich Landau und Insheim zu bestimmen, wurde ein auf empirisch bestimmten M_L -PGV-Relationen basierendes Verfahren entwickelt (PGV: peak ground velocity).

Bestimmung von M_L -PGV-Relationen

Anhand der bereits von den Landeserdbebendiensten katalogisierten stärkeren Ereignisse ($M_L > 0,6$) und den für diese Ereignisse im Bereich Landau/Insheim an den lokalen Stationen (siehe AP2) bestimmten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten (PGV) konnten jeweils M_L -PGV-Beziehungen bestimmt werden. Sie haben folgende Form

$$M_L = a \cdot \log_{10}(PGV \text{ in mm/s}) + b$$

mit der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit PGV (in mm/s) der Ereignisse an einer Messstation (Abb. 9). Diese Form entspricht der Anpassung einer Geraden in der Auftragung M_L über $\log_{10}(PGV)$. Die Bestimmung der Relationen erfolgt dabei separat für jede Messstation und getrennt nach den seismischen Volumina unter Landau und Insheim. Die Geraden wurden jeweils durch eine Minimierung von Fehlerquadraten (*weighted total least-squares*, *wtls*) nach Krystek & Anton (2007, 2008) angepasst. Diese Anpassung berücksichtigt die Unsicherheiten der beiden Eingangsgrößen (hier M_L und $\log_{10}(PGV)$). Die Unsicherheit der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten in mm/s (Unsicherheiten der

Messsysteme) wurde konservativ mit 10% abgeschätzt, spielt jedoch aufgrund des Logarithmus nur eine untergeordnete Rolle. Relevanter für die Anpassung ist die Unsicherheit der eingehenden Ereignis-Magnituden, die bei den katalogisierten Ereignissen zwischen 0,1 bis 0,3 Magnitudeneinheiten ($1-\sigma$) liegt.

Die Standardabweichung der Residuen zwischen der bestimmten Geraden und den M_L - $\log_{10}(PGV)$ -Wertepaaren wird für die Abschätzung der Unsicherheit der anhand der M_L - PGV -Relationen geschätzten Stations-Magnituden verwendet. Als Qualitätskriterium für die M_L - PGV -Relationen wurde außerdem das Bestimmtheitsmaß R^2 für die Geraden bestimmt. Das Bestimmtheitsmaß liegt zwischen 0 und 1 und ist ein Maß für den Anteil der Variation der Beobachtungen, der durch das lineare Modell erklärt wird (1 entspricht einem perfekten Zusammenhang). Für die Bestimmung von Ereignis-Magnituden (separat für Landau und Insheim) wurden nur M_L - PGV -Relationen von Stationen verwendet, die alle folgenden Kriterien erfüllen:

- Geradenanpassung basiert auf mindestens 10 katalogisierten Ereignissen,
- Spannweite der eingehenden Ereignisse ist mindestens 0,8 (z.B. $0,7 < M_L < 2,4$),
- Bestimmtheitsmaß R^2 der Anpassung ist mindestens 0,6,
- Standardabweichung der Residuen (Unsicherheit) $< 0,4$ Magnitudeneinheiten.

Die M_L - PGV -Relationen, die diese Kriterien erfüllen, sind in Tabelle 3 für Landau und Insheim getrennt aufgelistet.

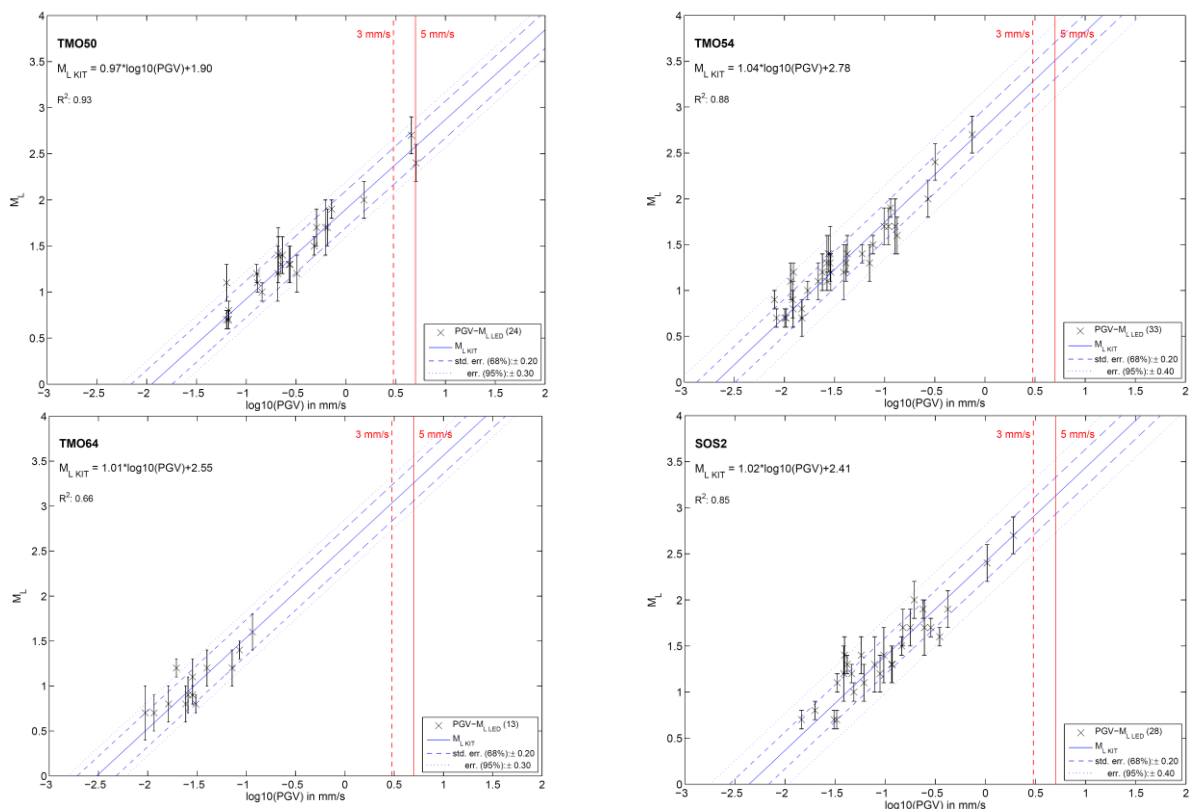


Abb. 9: M_L - $\log_{10}(PGV)$ -Wertepaare (Kreuze mit Unsicherheiten) mit den angepassten M_L - PGV -Beziehungen (durchgezogene blaue Linien) und deren Konfidenzintervallen (68%, gestrichelte blaue Linien), für die von den Landeserdbebendiensten katalogisierten Ereignisse unter Landau an den Stationen TMO50 (oben links), TMO54 (oben rechts), TMO64 (Bohrlochstation, unten links) und SOS2 (unten rechts). Die roten Linien markieren die Anhaltswerte der DIN 4150-3 für eventuell auftretende Schäden an empfindlichen Gebäuden (gestrichelte rote Linien bei 3 mm/s) und Wohngebäuden (durchgezogene Linien bei 5 mm/s).

Station	Insheim						Landau					
	Gebiet	a	b	Fehler (1 σ)	#	R ²	Gebiet	a	b	Fehler (1 σ)	#	R ²
BG15	Insheim	0,926	2,423	0,2	18	0,62	Landau	0,866	2,062	0,2	25	0,81
BH30	Insheim	0,851	1,985	0,2	22	0,68	Landau					
BH38	Insheim	0,932	2,199	0,2	13	0,7	Landau	1,059	2,342	0,2	13	0,82
BS4	Insheim						Landau	1,077	2,446	0,2	26	0,78
HS5	Insheim	0,908	2,029	0,2	26	0,83	Landau	1,167	3,099	0,1	10	0,93
LS9A	Insheim						Landau	1,1	2,288	0,2	28	0,66
MLS11	Insheim						Landau	0,966	1,902	0,1	15	0,96
WHS5	Insheim						Landau	1,295	2,211	0,2	23	0,69
INS1	Insheim	0,843	2,875	0,2	23	0,83	Landau					
INS2	Insheim	0,772	2,044	0,2	41	0,87	Landau					
INS3	Insheim	1,106	2,847	0,3	36	0,62	Landau					
INS4	Insheim	0,844	2,85	0,2	27	0,8	Landau					
INS5	Insheim	0,841	2,485	0,2	39	0,78	Landau					
INS6	Insheim	0,943	2,734	0,2	29	0,68	Landau					
INS7	Insheim	0,809	2,343	0,2	26	0,83	Landau					
INSH	Insheim	0,737	1,981	0,2	40	0,87	Landau					
LDAU	Insheim						Landau	1,059	1,953	0,2	19	0,83
SOS2	Insheim	1,023	2,997	0,3	10	0,66	Landau	1,023	2,413	0,2	28	0,85
SOS3	Insheim	0,999	3,362	0,3	31	0,85	Landau	1,083	2,778	0,2	36	0,88
SOS5	Insheim	0,986	2,772	0,2	37	0,8	Landau					
SOS6	Insheim	1,044	2,367	0,3	48	0,77	Landau					
SOS7	Insheim	0,991	2,096	0,3	40	0,66	Landau	1,023	3,116	0,2	27	0,85
SOS8	Insheim	1,075	2,317	0,2	40	0,66	Landau	0,972	2,706	0,2	30	0,72
SOS9	Insheim	0,734	1,949	0,2	36	0,86	Landau					
TMO20	Insheim	1,031	3,335	0,3	38	0,75	Landau	1,079	2,928	0,2	33	0,89
TMO22	Insheim	0,899	2,793	0,2	39	0,83	Landau	1,183	3,12	0,2	35	0,83
TMO50	Insheim						Landau	0,973	1,898	0,2	24	0,93
TMO52	Insheim	1,279	2,451	0,3	42	0,67	Landau	1,049	2,86	0,2	32	0,85
TMO53	Insheim	0,86	2,413	0,3	47	0,72	Landau	1,029	2,563	0,2	36	0,76
TMO54	Insheim	0,794	1,86	0,2	45	0,81	Landau	1,037	2,782	0,2	33	0,88
TMO55	Insheim	1,041	3,571	0,3	41	0,76	Landau	1,087	3,171	0,2	34	0,85
TMO57	Insheim	1,003	3,263	0,2	29	0,84	Landau	1,161	3,74	0,2	20	0,88
TMO58	Insheim						Landau	1,088	2,941	0,2	19	0,82
TMO61	Insheim	0,878	2,543	0,3	38	0,69	Landau	0,962	2,083	0,3	27	0,61
TMO64	Insheim	0,836	2,898	0,2	41	0,8	Landau	1,013	2,55	0,2	13	0,66
TMO65	Insheim	0,843	3,164	0,2	35	0,85	Landau					

Tabelle 3: M_L -PGV-Relationen für die Ereignisse unter Insheim (links) und Landau (rechts). Gezeigt sind nur Relationen, die alle Auswahlkriterien (siehe Text) erfüllen. Für die Stationen der BGR, die ab September 2013 betrieben wurden (Stationscode INS), lagen zu wenige Beobachtungen von Ereignissen unter Landau vor, um zuverlässige M_L -PGV-Relationen zu bestimmen. An den von der DMT im Stadtgebiet von Landau betriebenen Stationen zur Immissionsüberwachung (Stationen WHS5, MLS11, LS9A) lagen aufgrund der Triggerschwellen zu wenige Beobachtungen von Ereignissen unter Insheim vor.

Bestimmung von Ereignis-Magnituden anhand der M_L -PGV-Relationen

Die Bestimmung der Ereignis-Magnitude erfolgt wie bei Stange (2006) durch Mittelung der Stations-Magnituden (Beispiele in Abb. 10), die Unsicherheit wird ebenfalls anhand der Standardabweichung der Stations-Magnituden abgeschätzt. Die Unsicherheiten der Stations-Magnituden erlauben eine schnelle Prüfung der gemittelten Ereignis-Magnitude (Abb. 10). Die Ereignis-Magnituden stimmen mit der Mehrheit der Stations-Magnituden innerhalb ihrer Unsicherheiten überein (Abb. 10) und sind somit zuverlässig. Aufgrund der Mittelung der Stations-Magnituden mehrerer Stationen, der Trennung nach seismischen Volumina und deren räumlichen Begrenzung kann die Bestimmung der Ereignis-Magnitude ohne quantitative Einbeziehung der Hypo- bzw. Epizentraldistanz durchgeführt werden. Eine korrekte Zuordnung der Ereignisse zu den seismisch aktiven Volumen unter Landau bzw. Insheim muss jedoch anhand einer Wellenformähnlichkeit- und Ersteinsatz-Analyse gegeben sein. Für diejenigen Ereignisse, für die eine Magnituden-Bestimmung der Landeserdbeben-dienste vorliegt, wurde diese entsprechend für den Katalog von MAGS-EP1 übernommen.

Mit abnehmender Magnitude nimmt die Anzahl der Beobachtungen pro Ereignis unter $M_L = 0$ aufgrund des schlechten Signal-Rausch-Verhältnisses im Oberrheingraben rapide ab. Die Unsicherheiten der Ereignis-Magnituden werden bei kleinen Magnituden dadurch tendenziell unterschätzt. Dieser Effekt ist bei den Lokalmagnituden der Landeserdbeben-dienste unterhalb einer Magnitude von $M_L = 1$ ebenfalls vergleichbar festzustellen. Daraus ergibt sich, dass die Unsicherheiten unterhalb von $M_L = 1$ i.a. als optimistisch betrachtet werden müssen. Insbesondere für Ereignisse mit $M_L \ll 0$ sind im Oberrheingraben aufgrund des schlechten Signal-Rausch-Verhältnisses der Oberflächen-Stationen bei einem Epizentralabstand größer als 2 km kaum noch verwendbare PGV-Werte bestimmbar. Insbesondere in diesen Fällen ist man auf Messstationen in flachen Bohrlöchern (etwa um Faktor 10 besseres Signal-Rausch-Verhältnis) angewiesen.

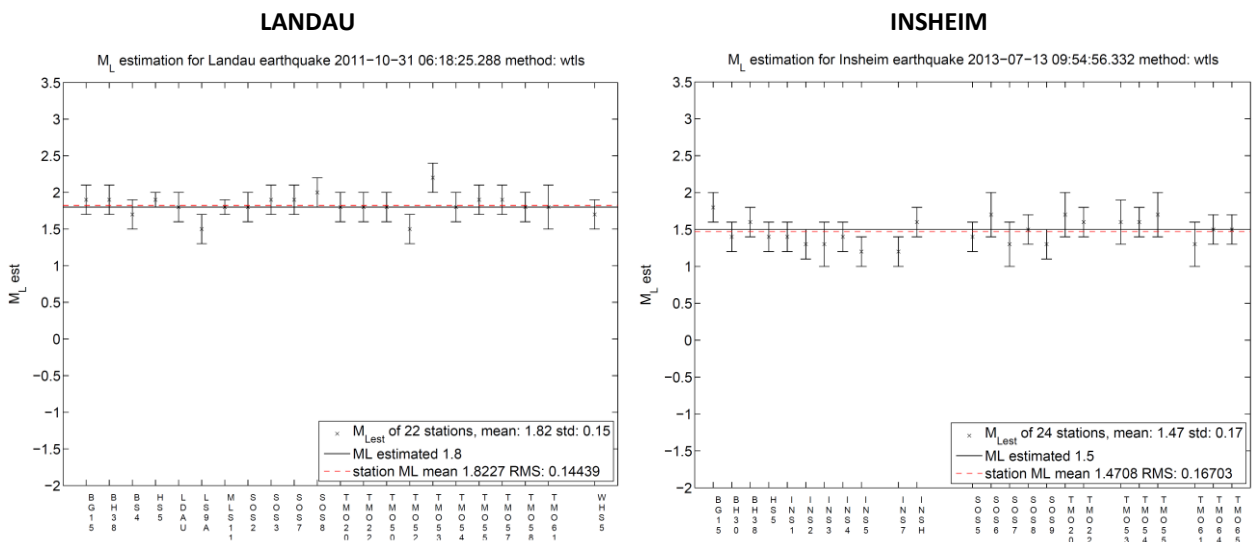


Abbildung 10: Bestimmung der Ereignis-Magnituden (schwarze Linien, rechnerische Mittelwerte rote gestrichelte Linien) durch Mittelung der anhand der M_L -PGV-Relationen bestimmten Stations-Magnituden (Kreuze mit Unsicherheiten) beispielhaft für ein Ereignis unter Landau (links) und Insheim (rechts). Die mittleren Ereignis-Magnituden stimmen innerhalb der Unsicherheiten mit den Stations-Magnituden überein.

II.1.3.3 Spürbarkeit und Schadenswirkung der Mikroerdbeben

Die Fälle von spürbarer induzierter Seismizität an den Kraftwerken Landau und Insheim wurden in der Südpfalz von einer breiten Öffentlichkeit bewusst und überwiegend besorgt wahrgenommen. In den Gemeinden mit operativen oder geplanten Anlagen der tiefen Geothermie haben sich in Folge dessen Bürgerinitiativen gegen diese Form der Energiegewinnung gebildet. Insbesondere Fragen zur eventuellen Schadenswirkung der induzierten Ereignisse auf Gebäude im Sinne einer Wertminderung stehen für die betroffenen Bürger und zuständigen Behörden im Mittelpunkt des Interesses und wurden von Beginn an vielfach auch an die durchführenden Wissenschaftler von MAGS-EP1 herangetragen. Die Spürbarkeit der Ereignisse hat weiterhin einen wesentlichen Einfluss auf die Kommunikation bzgl. aufgetretener Mikroseismizität durch die Betreiber und Behörden. Strukturelle Schäden an Gebäuden sind durch seismische Ereignisse mit $M_L < 3$, die in mehr als 1 km Tiefe stattfinden, jedoch nicht zu erwarten. Aufgrund der unmittelbaren Relevanz für die Akzeptanz der tiefen Geothermie wurden diese Fragestellungen bezüglich der Spürbarkeit und eventuellen Schadenswirkung der unter Landau beobachteten Ereignisse zusätzlich zum ursprünglichen Arbeitsplan von MAGS-EP1 detailliert aufgegriffen und in Zusammenarbeit mit den Betreiberunternehmen sowie in Abstimmung mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz näher untersucht. Die Quantifizierung und Beurteilung der dort aufgetretenen Erschütterungen erfolgte anhand der in AP2 erhobenen und zusammengeführten seismologischen Messdaten, der von den Landeserdbebendiensten bestimmten Lokal-Magnituden M_L sowie den Konzepten und Anhaltswerten der DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“. Die Ergebnisse der Untersuchung wurden in der begutachteten Fachzeitschrift BAUINGENIEUR in deutscher Sprache veröffentlicht (Groos et al., 2013) und sind über die MAGS-Projekt-Homepage für die interessierte Öffentlichkeit sowie die Behörden kostenfrei zugänglich. Hier werden nur die wesentlichen Ergebnisse aus Groos et al. (2013) knapp dargestellt. Für Details insbesondere zur Datenverarbeitung sei auf Groos et al. (2013) verwiesen.

Die Untersuchung zu den Zusammenhängen zwischen der Lokalmagnitude M_L und den aufgetretenen Bodenschwinggeschwindigkeiten wurde anhand der 35 im Zeitraum August 2009 bis Dezember 2012 von den Landeserdbebendiensten katalogisierten Erdbeben unter Landau ($0,7 \leq M_L \leq 2,7$) vorgenommen. Zur Lokalmagnitude M_L siehe Abschnitt II.3.1.2. Die stärksten Ereignisse am 15. August 2009 und 14. September 2009 fanden in einer Tiefe von etwa 2,8 km statt. Aufgrund der geringen Tiefe und der wenig verfestigten oberflächennahen Rheingraben-Sedimente erreichte das Ereignis vom 15. August 2009 eine relativ hohe Intensität (I) bis V+. Beide Ereignisse wurden in einem Umkreis von mehreren Kilometern verspürt und versetzten die Bevölkerung in Unruhe. Ebenfalls gingen Meldungen über Gebäudeschäden – meist Putzrisse – ein (Expertengruppe, 2010). Die Feststellung des ursächlichen Zusammenhangs zwischen den Erdbeben und den festgestellten Gebäudeschäden ist teilweise nach wie vor Gegenstand gutachterlicher Auseinandersetzungen.

Bewertung von Erschütterungen nach DIN 4150

Die DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“ fasst die Grundsätze der Anregung und Ausbreitung von Erschütterungen zusammen und enthält „Angaben für die Beurteilung von Erschütterungen im Frequenzbereich 1 Hz bis 80 Hz, die in Gebäuden auf Menschen einwirken“ sowie Anhaltswerte für die Schwinggeschwindigkeit in mm/s, „bei deren Einhaltung Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes von Bauwerken nicht eintreten“. Dabei werden Erschütterungen aus Einzelereignissen (z.B. Sprengungen), aus dem Straßen- und Schienenverkehr, aus dem Baubetrieb sowie aus dem Maschinenbetrieb unterschieden. Die DIN 4150 genießt international einen hervorragenden Ruf und wird auch im Ausland für die Beurteilung von Erschütterungen herangezogen. Für die Bewertung einer Erschütterung hinsichtlich ihrer Wirkung auf den Menschen (Spürbarkeit, Belästigung) wird der Maximalwert der bewerteten Schwingstärke KB_{Fmax} herangezogen. In der Umgebungssituation „Wohnung“ liegt die Fühlschwelle bei den meisten Menschen zwischen $KB_{Fmax} = 0,1$ bis $KB_{Fmax} = 0,2$ (Anhang D von DIN 4150-2).

Erschütterungen ab $KB_{Fmax} = 0,3$ werden bei ruhigem Aufenthalt in einer Wohnung von den meisten Menschen bereits als gut spürbar und dementsprechend häufig als stark störend empfunden (Anhang D von DIN 4150-2).

In DIN4150-3 werden Anhaltswerte für die Schwinggeschwindigkeit in mm/s genannt, „bei deren Einhaltung Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes von Bauwerken nicht eintreten“. Bei Wohngebäuden zählen dazu u.a. auch Risse im Putz oder die Vergrößerung bereits existierender Risse im Bauwerk. Bei Überschreitung der genannten Anhaltswerte muss es nicht zwangsläufig zu Schäden kommen. Dies kann im gegebenen Einzelfall nur durch eine gründliche Begutachtung des Bauwerks geklärt werden. Für die Einwirkung kurzfristiger Erschütterungen auf Bauwerke werden in DIN 4150-3 Anhaltswerte genannt, die eine Beurteilung der Bauwerkserschütterungen durch Messungen der Schwinggeschwindigkeit am Fundament erlauben. Dabei wird nach Gebäudetyp und maßgeblicher Frequenz der Erschütterung unterschieden. Die maßgebliche Frequenz liegt im Fall der induzierten Erdbeben im Frequenzbereich 1-20 Hz. Um Schäden durch induzierte Erdbeben selbst an empfindlichen Gebäuden (z. B: denkmalgeschützte Fachwerkhäuser) ausschließen zu können, sollte die Bodenschwinggeschwindigkeit am Fundament den Wert von 3 mm/s nicht überschreiten (DIN 4150-3). Für übliche Wohngebäude gilt am Fundament der Anhaltswert von 5 mm/s. Bei Überschreitung dieser Anhaltswerte kann im Streitfall eine Einzelfallbetrachtung von Gebäuden zur Bewertung selbst geringfügiger Schäden (z.B. Putzrisse) notwendig werden.

Wesentliche Ergebnisse

In Abb. 11 sind für die 35 untersuchten Ereignisse die beobachteten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten v_{max} (links, absolutes Maximum aller Messstellen und Raumrichtungen für das jeweilige Ereignis) sowie die entsprechenden maximalen Schwingstärken KB_{Fmax} (rechts) logarithmisch über die Lokalmagnitude M_L aufgetragen.

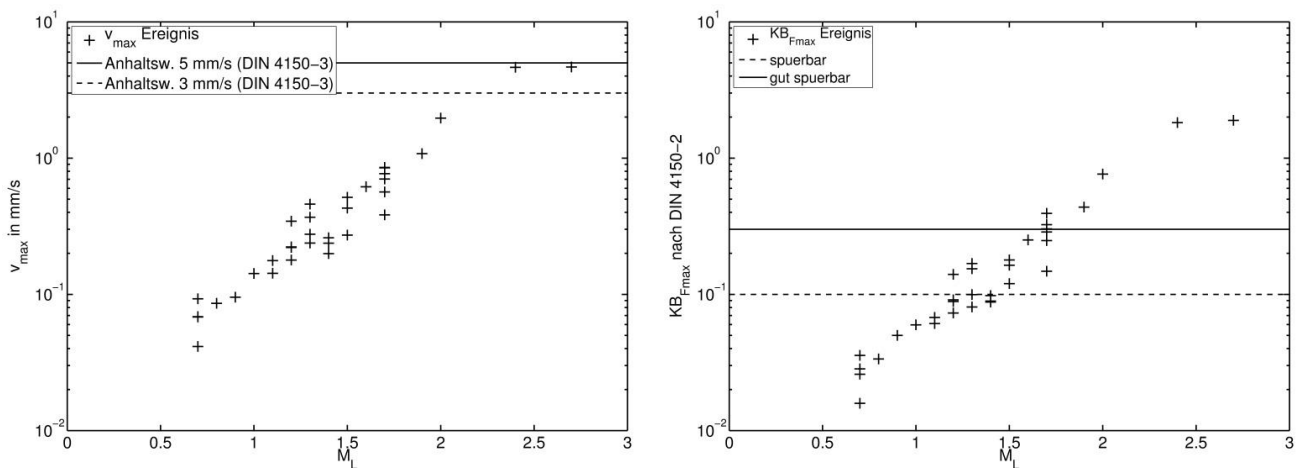


Abb. 11: Maximale beobachtete Bodenschwinggeschwindigkeit v_{max} (links) und maximale beobachtete bewertete Schwingstärken KB_{Fmax} (rechts) für die untersuchten 35 Ereignisse als Funktion der Lokalmagnitude M_L . Links sind die Anhaltswerte dargestellt, bei deren Unterschreitung Schäden an Wohngebäuden (5 mm/s; durchgezogene Linie) bzw. empfindlichen Gebäuden (3 mm/s; gestrichelte Linie) nach DIN 4150-3 nicht zu erwarten sind. Rechts sind die Anhaltswerte für spürbare ($KB_{Fmax} = 0,1$; gestrichelte Linie) und gut spürbare ($KB_{Fmax} = 0,3$; durchgezogene Linie) Erschütterungen nach DIN 4150-2 zusätzlich dargestellt.

Die an den vorhandenen Messstellen beobachteten Werte stellen dabei lediglich eine untere Grenze der tatsächlich im Bereich des Epizentrums aufgetretenen Maximalwerte dar. Der in AP2 zusammengeführte Datensatz erlaubt ab Mitte 2009 aufgrund der hohen Stationsdichte im Epizentralgebiet sinnvolle Aussagen über den Zusammenhang zwischen der Stärke der Ereignisse M_L und den Bodenschwinggeschwindigkeiten bzw. Schwingstärken an der Erdoberfläche. Dies wird durch den näherungsweise linearen Zusammenhang

zwischen dem Logarithmus der beobachteten v_{max} und der logarithmischen Größe M_L bestätigt. Eine Überschreitung des für sehr empfindliche Gebäude relevanten Anhaltswertes von 3 mm/s wurde im Untersuchungszeitraum insgesamt dreimal beobachtet: Dabei wurde der für Wohngebäude relevante Anhaltswert von 5 mm/s an Messstelle TMO50 in einer Epizentralentfernung von ~1,5 km (15.08.2009) bzw. ~1 km (14.09.2009) nahezu erreicht. Bei dem Ereignis vom 15.08.2009 ist es möglich, dass die maximale Bodenschwingungsgeschwindigkeit 5 mm/s in einem geringeren Abstand zum Epizentrum u.U. überschritten hat. Aus diesem Bereich liegen jedoch keine Messwerte vor. Bei den seismischen Ereignissen mit $M_L < 2$ wurden die Anhaltswerte der DIN 4150-3 nicht überschritten. Selbst geringfügige Schäden sind aufgrund dieser Ereignisse deshalb nicht zu erwarten.

Die Fühlbarkeitsschwelle ($KB_{Fmax} = 0,1$; gestrichelte Linie, Abbildung 11 rechts) wurde bei allen Ereignissen mit $M_L > 1,4$ überschritten und bei allen Ereignissen mit $M_L < 1,2$ unterschritten. Unter Berücksichtigung einer mittleren Unsicherheit der Lokalmagnituden von 0,2 Magnitudeneinheiten liegt die Fühlbarkeitsschwelle für die induzierten mikroseismischen Ereignisse unter Landau zwischen $M_L = 1,0$ bis $M_L = 1,6$. Die Beurteilung der beobachteten maximalen Schwingstärken hinsichtlich der Spürbarkeit der Ereignisse ist konservativ, da in Gebäuden aufgrund der Gebäudereaktion mit einer Verstärkung der Schwingungen zu höheren Stockwerken hin zu rechnen ist. Der Anhaltswert für gut spürbare Erschütterungen ($KB_{Fmax} = 0,3$) wurde bei allen Ereignissen mit $M_L > 1,7$ an einzelnen Messstellen überschritten. Bei Ereignissen mit $M_L \geq 2$ sollte im Gebiet von Landau grundsätzlich von einer Spürbarkeit der Ereignisse ausgegangen werden.

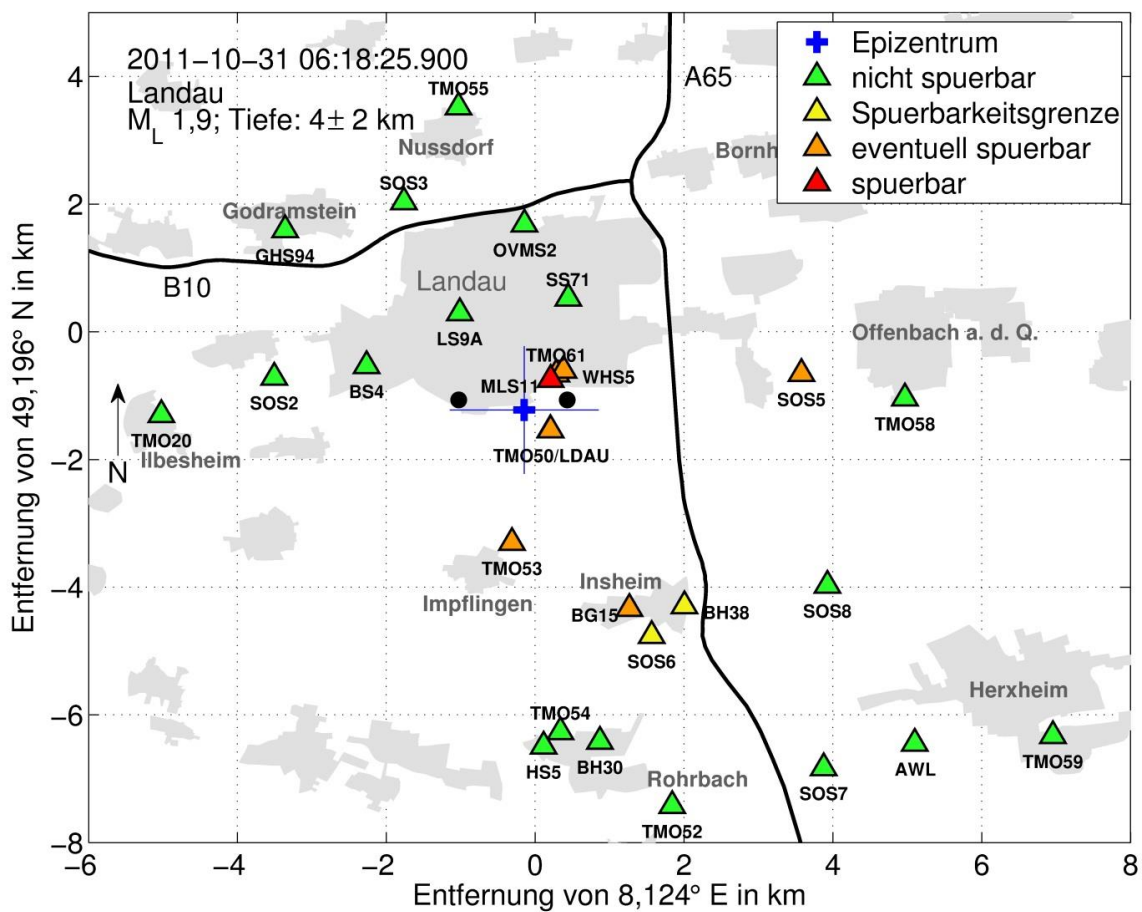


Abb. 12: Räumliche Verteilung der Spürbarkeit des Ereignisses vom 31. Oktober 2011 nach dem Prinzip einer Verkehrs-Ampel. Grün: Nicht spürbar ($KB_{Fmax} < 0,082$); Gelb: Spürbarkeitsgrenze ($0,082 \leq KB_{Fmax} \leq 0,118$); Orange: Situationsbedingt spürbar ($0,118 < KB_{Fmax} \leq 0,3$); Rot: Spürbar ($KB_{Fmax} > 0,3$).

Die räumliche Verteilung der Spürbarkeit ist für das Ereignis vom 31. Oktober 2011 nach dem Prinzip einer Ampel in Abbildung 12 gezeigt. Dazu werden die Erschütterungen an den Messstellen anhand der Anhaltswerte in DIN 4150-2 farblich bewertet dargestellt. Diese leicht verständliche und technisch einfach zu implementierende Form der Darstellung von Erschütterungen ist insbesondere für die zeitnahe, automatisierte Information der breiten Öffentlichkeit geeignet. Es werden 4 Fälle unterschieden:

- Grün: Nicht spürbar
- Gelb: Spürbarkeitsgrenze
- Orange: Situationsbedingt spürbar
- Rot: Spürbar

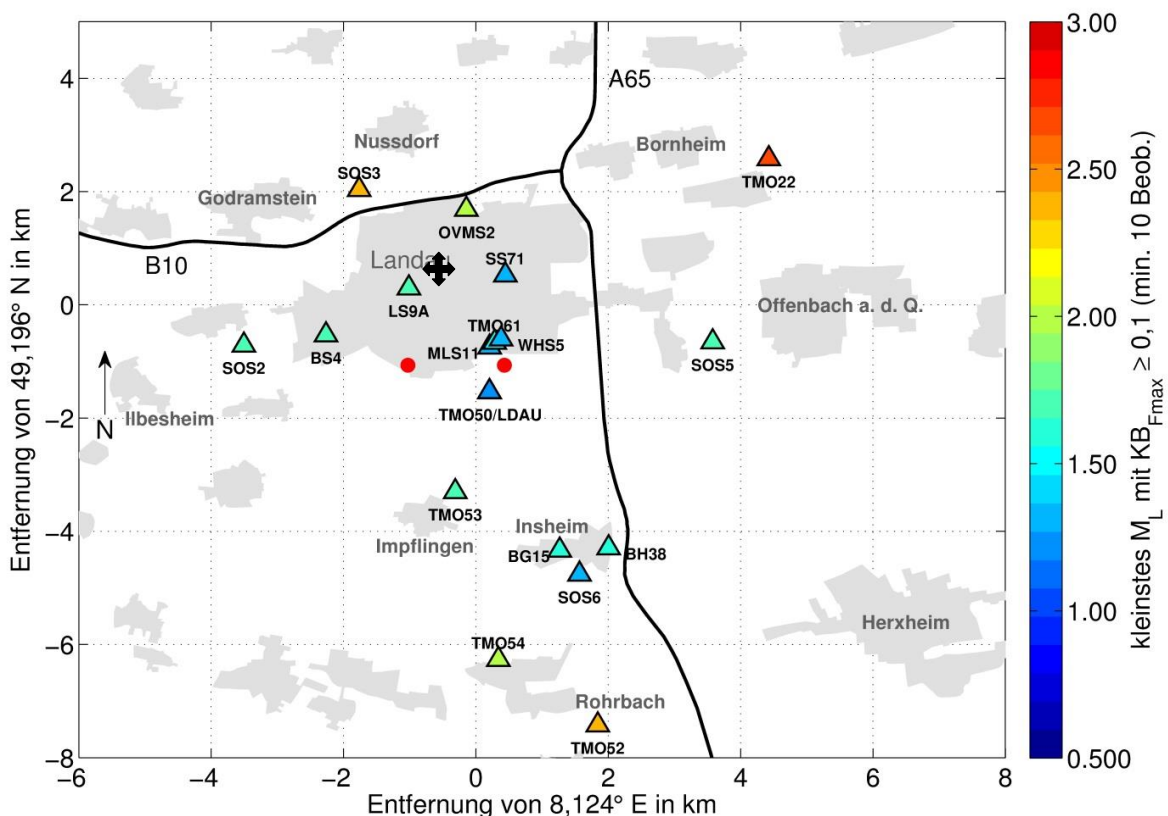


Abb. 13: Räumliche Verteilung der Spürbarkeitsgrenze in Einheiten der Lokalmagnitude M_L für die Erdbeben in etwa 3 km Tiefe im Bereich des seismischen Volumens unter Landau. Die Spürbarkeitsgrenze wurde an Messstellen mit mindestens 10 beobachteten Erdbebenerschütterungen anhand des jeweils schwächsten Ereignisses mit einer Schwingstärke von $KBF_{max} \geq 0,1$ bestimmt. Die niedrigste Spürbarkeitsgrenze wurde an Messstelle TMO50/LDAU ($M_L = 1,2$) beobachtet.

An allen Messstellen mit mehr als 10 Erdbebenbeobachtungen wurde das schwächste Erdbeben ermittelt, bei dem es zu Erschütterungen mit einer Schwingstärke $KBF_{max} \geq 0,1$ gekommen ist. Hierfür ergibt sich die in Abbildung 13 gezeigte räumliche Verteilung der Spürbarkeitsgrenze in Einheiten der Lokalmagnitude M_L . Insbesondere unmittelbar südlich des Epizentrums vom 15. August 2009 (schwarzes Kreuz) liegt die Spürbarkeitsgrenze bei lediglich $M_L = 1,2$ bis $M_L = 1,5$. Im weiter entfernten Insheim liegt die Spürbarkeitsgrenze zwischen $M_L = 1,4$ bis $M_L = 2$ und sie ist vergleichbar mit dem näher am Epizentralgebiet gelegenen westlichen Teil der Innenstadt Landaus. Nördlich des Stadtgebietes von Landau und südlich von Insheim liegt die Spürbarkeitsgrenze über $M_L = 2$.

Zusammenfassung und Empfehlungen

Die Erschütterungen aufgrund von flachen induzierten Erdbeben mit $M_L < 3$ sind in Frequenzgehalt und Dauer den Erschütterungen aufgrund von Sprengungen sehr ähnlich. Ihre Auswirkungen können nach DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“ beurteilt werden. Die Verwendung der Anhaltswerte der DIN 4150 zur Untersuchung der Erschütterungen aufgrund von 35 induzierten Erdbeben ($0,7 \leq M_L \leq 2,7$) in einer Tiefe von ~ 3 km im Umfeld des Geothermie-Kraftwerks Landau zeigt, dass deren Erschütterungen ab etwa $M_L = 1,3$ die Spürbarkeitsgrenze überschreiten. Bei den zwei stärksten Ereignissen mit $M_L = 2,7$ und $M_L = 2,4$ wurde der Anhaltswert der DIN 4150-3 [3] von 3 mm/s für mögliche Schäden an sehr empfindlichen Gebäuden (z. B. Fachwerkhäuser) überschritten. Der Anhaltswert von 5 mm/s für mögliche Schäden an gewöhnlichen Wohnhäusern wurde nahezu erreicht.

Bei induzierten Erdbeben mit Stärken von $M_L \geq 1$ stellen sich somit Fragen nach der Spürbarkeit, der Kommunikation und Aufklärung der betroffenen Bevölkerung sowie nach dem eventuellen Auftreten von Schäden (Schadenregulierung) im Sinne einer Minderung des Gebrauchswertes von Gebäuden (z. B. Putzrisse). Die Relevanz dieser Fragen ergibt sich aufgrund einer lokal teilweise stark schwindenden Akzeptanz gegenüber der Nutzung des tiefen Untergrundes aufgrund bereits aufgetretener spürbarer Ereignisse. Hier spielen auch die teilweise bestehenden Unklarheiten bezüglich der Regulierung und Geltendmachung etwaiger Bergschäden an Privatgebäuden eine wichtige Rolle. Um die Akzeptanz für die Nutzung des tiefen Untergrundes zu verbessern, sind transparente Konzepte für die Kommunikation ($M_L \geq 1$) und Schadensbeurteilung ($M_L \geq 2$) von induzierten mikroseismischen Ereignissen notwendig. Konzepte zur Kommunikation dienen der allgemeinverständlichen Information der Bevölkerung sowie der Etablierung eines offenen Dialoges zwischen Kraftwerks-Betreibern und betroffener Bevölkerung bereits vor Projektbeginn. Neben Bürgerforen mit neutralen Fachleuten spielen dabei auch soziale Medien eine zunehmend wichtige Rolle. Während des Betriebs ist eine zeitnahe (Internetseite, soziale Medien), umfassende und allgemeinverständliche Information über aufgetretene (seismische) Ereignisse von zentraler Bedeutung. Insbesondere hierfür sind leicht verständliche Darstellungsformen wie die Spürbarkeits-Ampel (Abb. 12) erforderlich.

II.1.3.4 Herdflächenlösungen, Bestimmung von Bruchparametern

Herdflächenlösungen beschreiben die Lage der Bruchfläche im Raum sowie deren Bruchmechanismus. Mit dem Programm FOCMEC (Snoke, 2003) kann aus den Polaritäten der P - und S -Welleneinsätze die Herdfläche eines Scherbruchs und eine senkrecht dazu stehende Hilfsfläche berechnet werden. Da beide Flächen gleichberechtigt bestimmt werden, müssen weitere Randbedingungen bekannt sein, um diese beiden Flächen voneinander zu unterscheiden. Da die Mikrobeben unter Landau und Insheim sehr schwach sind, konnten nur für wenige Beben verlässliche Herdflächenlösungen bestimmt werden (Tab. 4). Für Landau wurden in drei Fällen zusammengesetzte Lösungen (composite solutions) bestimmt. Dies erfolgte für Ereigniscluster, die eine sehr große Wellenformähnlichkeit aufweisen (s.u.). D.h. die Ersteinsatzpolaritäten dieser Cluster können als identisch angesehen werden und somit können die Ablesungen je nach Signal-Stör-Verhältnis gemeinsam invertiert werden. Es wurden für FOCMEC P -, SH - und SV -Welleneinsätze verwendet, die meist der Pg - oder Sg -Phase zuzuordnen sind. Bereits allein aus den P -Phasen ergaben sich stabile Lösungen, welche von den S -Phasen bestätigt wurden. Als Unsicherheit der Winkelbestimmung für die Herdflächen ergibt sich im Mittel zirka 20° .

Ereignis	M_L	Polaritäten	Fehler	Güte	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
Datum Zeit		P/	Abs. (Rel.)	L-P-V	Streichen	Fallen	Bewegung	Streichen	Fallen	Bewegung
2010-12-12_04:20:17	2,0	30/20/23	18 (25%)	1-0-0	229,54±0,00	50,14±0,00	-22,91±0,00	334,69±0,00	72,61±0,00	-137,81±0,00
2011-07-10_20:18:52	1,3	24/22/24	12 (17%)	3-2-1	184,74±5,05	36,18±5,23	-48,03±7,14	316,69±13,44	64,31±2,33	-116,12±7,57
2011-10-04_10:07:28	1,5	27/22/28	14 (18%)	1-1-1	6,46±0,00	54,60±0,00	-29,84±0,00	114,84±0,00	66,07±0,00	-140,68±0,00
2011-10-04_15:05:11	1,7	31/25/26	14 (17%)	1-2-0	5,88±0,00	80,04±0,00	-84,92±0,00	158,70±0,00	11,17±0,00	-116,74±0,00
2011-10-06_06:13:12	1,4	24/22/21	13 (19%)	2-2-1	4,36±1,08	58,85±1,65	-41,26±1,14	118,73±0,92	55,64±1,57	-141,22±1,34
2011-10-31_06:18:25	1,9	33/27/27	15 (17%)	2-1-0	11,39±2,65	77,17±3,44	-61,52±8,21	123,61±4,26	30,97±8,70	-154,23±0,26
2011-11-21_04:48:01	1,7	30/31/29	24 (27%)	2-2-1	188,15±0,65	37,60±2,07	-28,34±2,31	301,31±1,92	73,25±0,48	-124,13±2,56
2011-11-21_04:48:19	1,7	32/27/29	19 (22%)	2-2-1	199,89±9,40	36,51±4,90	-38,58±2,32	322,39±9,90	68,14±3,80	-120,04±3,65
2012-04-02_07:38:08	1,2	20/20/22	13 (21%)	3-2-1	16,27±0,93	62,18±2,16	-15,52±4,35	113,70±1,48	76,33±3,82	-151,24±2,47
2012-08-21_09:07:17	1,6	31/26/26	12 (14%)	4-3-1	20,97±0,08	67,56±1,74	-20,27±1,95	118,94±0,17	71,32±2,02	-156,24±1,55

Tabelle 4a: Herdflächenlösungen von Mikrobeben im Bereich Landau.

Ereignis	Polaritäten	Fehler	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
Datum Zeit	P/	Abs. (Rel.)	Streichen	Fallen	Bewegung	Streichen	Fallen	Bewegung
2009-08-15 12:10:51 2013-05-16 11:01:02	31/31/33	26 (27%)	317.11±0.00	85.91±0.00	-54.90±0.00	52.91±0.00	35.31±0.00	-172.90±0.00
2009-09-14 18:38:17 2009-09-14 18:39:00 2009-09-15 07:01:41	24/9/13	8 (17%)	291.12±0.06	45.54±0.32	7.42±2.44	195.92±1.75	84.71±1.76	135.28±0.17
2012-08-21 09:07:17 2013-06-21 14:27:52	36/28/35	12 (12%)	16.34±0.33	71.02±0.23	-26.85±2.99	115.73±1.63	64.73±2.75	-158.88±0.76

Tabelle 4b: Herdflächenlösungen aus 2-3 Clusterereignissen im Bereich Landau. Aus dem jeweiligen Cluster wurden die deutlichsten Polaritätsablesungen verwendet, um die Herdfläche zu finden.

Ereignis	ML	Polaritäten	Fehler	Güte	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
Datum Zeit		P/	Abs. (Rel.)	L-P-V	Streichen	Fallen	Bewegung	Streichen	Fallen	Bewegung
2010-04-09 10:52:21	2,4	25/20/20	9 (14%)	5-3-0	5,43±11,91	40,43±4,38	-49,35±13,82	137,46±9,94	61,56±8,72	-118,75±12,28
2010-04-09 12:36:33	2,2	24/19/21	12(19%)	9-3-0	11,95±24,31	30,21±8,08	-49,01±12,75	146,77±24,17	68,24±5,19	-111,11±10,48
2012-10-31 18:50:37	1,1	14/17/18	5(10%)	12-2-X	21,61±9,45	42,53±7,61	-30,84±8,66	135,46±11,17	69,96±4,85	-128,15±9,66
2012-11-12 12:53:01	1,5	24/18/19	6(10%)	4-3-X	16,37±4,92	29,53±3,70	-34,91±10,76	137,82±8,61	74,00±3,06	-114,75±6,13
2013-01-26 19:48:27	1,8	43/34/33	21(19%)	1-3-X	31,13±0,00	46,03±0,00	-26,73±0,00	140,41±0,00	71,11±0,00	-132,79±0,00
2013-05-04 15:27:01	1,4	32/26/27	19(22%)	4-1-X	339,36±10,79	33,37±2,17	-62,04±8,54	126,97±11,08	61,18±0,80	-107,17±5,66
2013-06-05 19:30:25	0,8	16/19/16	9(18%)	1-2-X	29,02±0,00	40,26±0,00	5,93±0,00	294,49±0,00	86,17±0,00	130,11±0,00

Tabelle 4c: Herdflächenlösungen von Mikrobeben im Bereich Insheim.

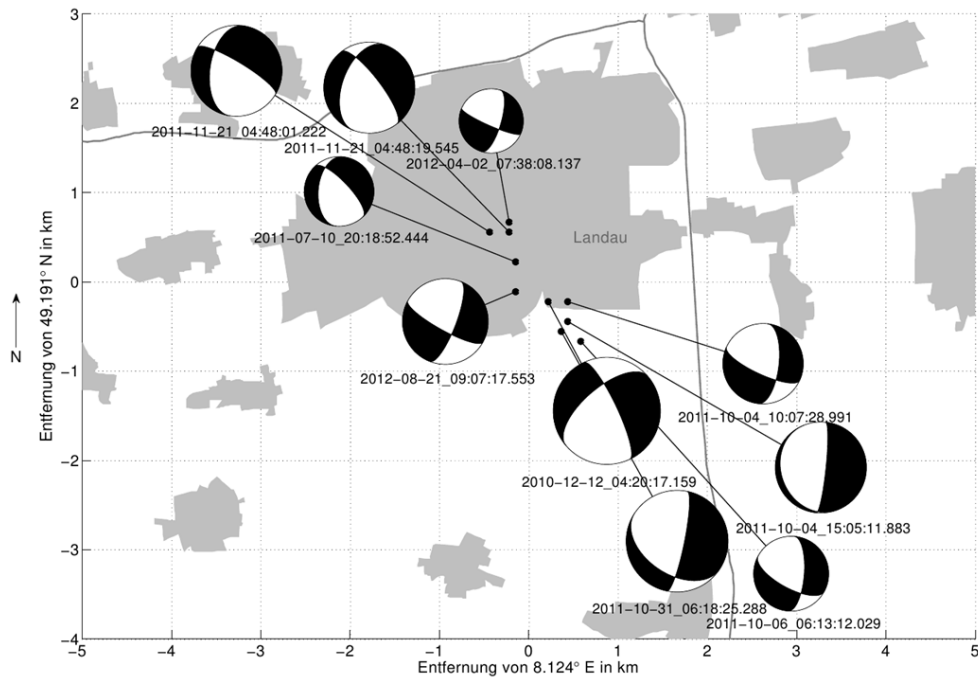


Abb. 14: Herdflächenlösungen im Bereich Landau (siehe Tab. 4a und Tab. 4b). Bebaute Gebiete sind grau dargestellt.

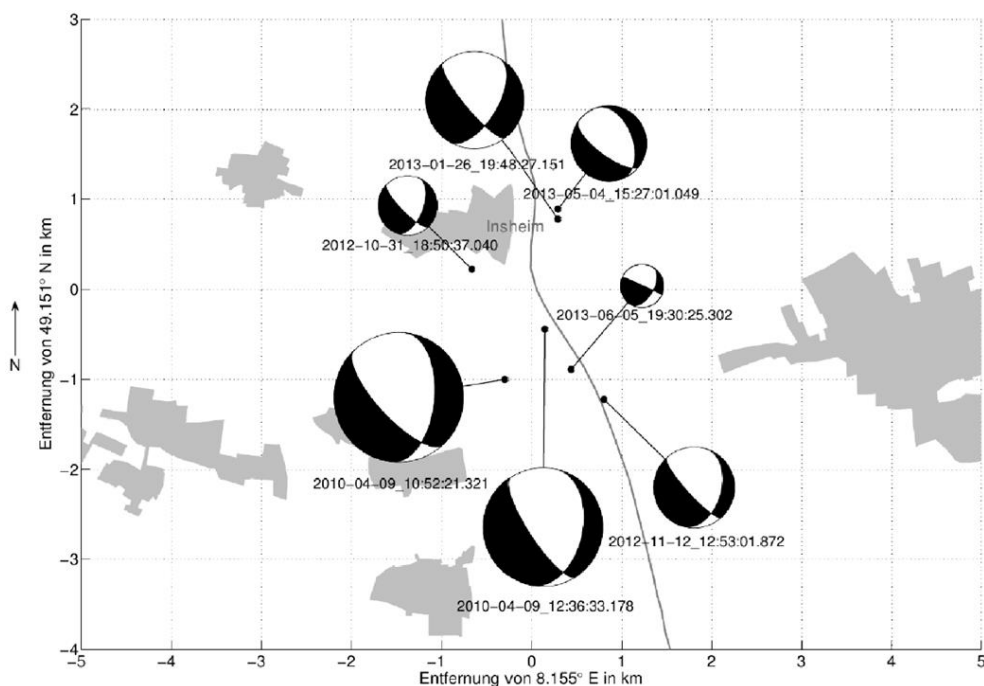


Abb. 15: Herdflächenlösungen im Bereich Insheim (siehe Tab. 4c). Bebaute Gebiete sind grau dargestellt.

Als bevorzugte Herdfläche wird diejenige Lösung gewählt, deren Streichen ungefähr mit dem Trend in den Relativlokalisierungen (Abb. 7 und 8) sowie den bekannten tektonischen Störungen korreliert (Abb. 16). Dies sind dominant NNW-SSO streichende Verwerfungen, die zumeist steilstehende Abschiebungen sind, welche aus der Entstehungszeit des Oberrheingrabens stammen u.a. aber auch im Quartär noch aktiv waren. Die Herdflächenlösungen deuten auf folgendes Muster: Man findet überwiegend Herdflächen mit ca. NNW-SSO bis N-S Streichen und Bruchmechanismen mit Abschiebungs- und Blattverschiebungsanteilen. Drei der vier Herdflächenlösungen im

nördlichen Teil der Ereigniswolke unter Landau sind einander sehr ähnlich und beschreiben steil stehende Abschiebungen mit NNW-SSO Streichen. Die Herdflächenlösungen im südlichen Teil der Ereigniswolke unter Landau haben Verwerfungsrichtungen, die in etwa in N-S Richtung streichen, was der Ausrichtung der Ereignisse direkt nördlich der Reinjektionsbohrung entspricht (Abb. 7).

Alle Herdflächenlösungen der Ereignisse bei Insheim zeigen Abstrahlcharakteristiken, die auf Verwerfungen schließen lassen, die in NNW-SSO Richtung oder NO-SW-Richtung streichen. Die NNW-SSO Richtung entspricht der Anordnung der Relativlokalisierungen (Abb. 7) sowie der tektonischen Elemente (Abb. 16). Es wird daher angenommen, dass diese präexistente, steil einfallende Abschiebungen durch die Fluidreinjektion reaktiviert wurden.

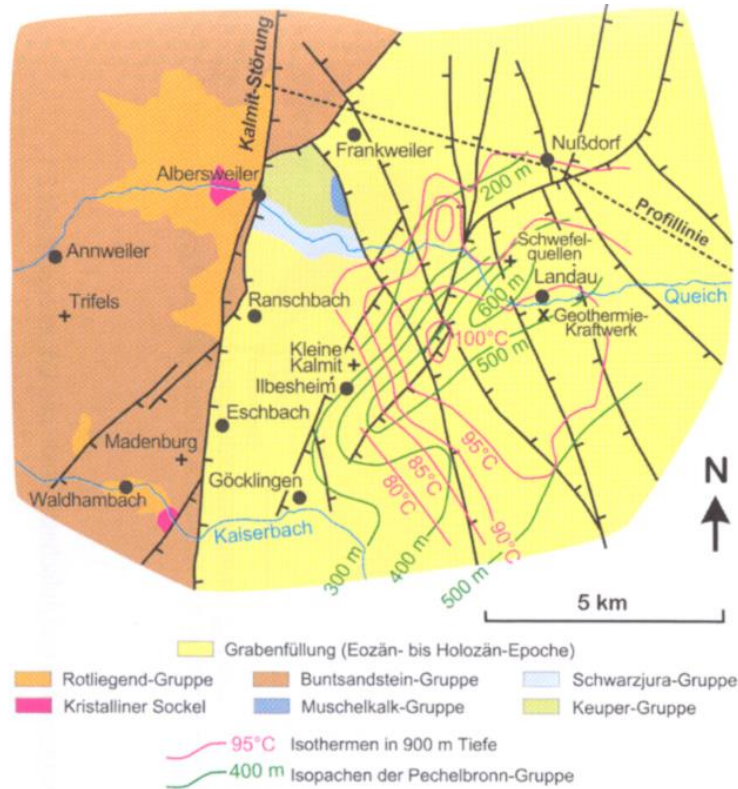


Abb. 16: Geologische Übersichtskarte mit den Hauptstörungen im Untersuchungsgebiet (aus Eisbacher und Fielitz, 2010). Man erkennt bei Landau dominant NNW-SSO streichende Verwerfungen.

II.1.3.5 Anisotropie

Seismische Anisotropie bezeichnet die richtungsabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen und dient als wichtige Eigenschaft zur Charakterisierung des Erdinneren. Im Rahmen von EP-1 wurden Laufzeitdifferenzen unterschiedlich polarisierter Scherwellen (*S*) untersucht. Die vertikal polarisierte *S*-Welle (*SV*, in radialer Beobachtungsrichtung registriert) und die horizontal polarisierte *S*-Welle (*SH*, in transversaler Beobachtungsrichtung registriert) werden nach der Ausbreitung durch ein anisotropes Medium zu verschiedenen Einsatzzeiten an einer seismischen Station beobachtet (Scherwellen-Doppelbrechung). Dieser Laufzeitunterschied kann genutzt werden, um Anisotropie zu identifizieren und das Medium, durch das sich die Wellen ausbreiten, zu charakterisieren. Beispielsweise breitet sich eine *S*-Welle die parallel zu fluidgefüllten Mikroklüften in festem Gestein polarisiert ist, schneller aus als eine *S*-Welle, die orthogonal dazu polarisiert ist und quer zu diesen Mikroklüften schwingt (Crampin, 1978).

Vorgehensweise

Seismische Anisotropie wird in dieser Untersuchung anhand des Laufzeitunterschieds der *SH*- und *SV*-Scherwellen (Radial- und Transversalkomponenten) der lokalen

Mikrobeben nachgewiesen. Die untersuchten Beben stellen eine Auswahl der lokalisierten Ereignisse dar, bei denen diese Wellen identifiziert werden konnten. Mit der Laufzeitdifferenz $\delta t = t_{S_T} - t_{S_R}$ wird die seismische Anisotropie detektiert. Aufgrund der kleinen Magnitude der Ereignisse ($M_L \leq 2,7$) wird eine sehr kurze Bruchdauer angenommen. Daraus ergibt sich, dass vertikal und horizontal polarisierte Scherwellen während des Bruchvorgangs gleichzeitig erzeugt werden (d.h. $\delta t \approx 0$ s an der Quelle) und Laufzeitdifferenzen entlang dem Laufweg im Medium entstehen. Diese Annahme wird durch Beobachtungen $\delta t < 0.03$ s (Signifikanzgrenze) für kurze Laufwege der Wellen bestätigt.

Die Zeitmessungen t_{S_T} und t_{S_R} erfolgen in einheitlich vorprozessierten Seismogrammen der Landau und Insheim Erdbeben am Messnetz in Abb. 2. Die Strahlwege sind innerhalb des unkritischen Scherwellenfensters nach Liu und Crampin (1990). Beispiele für die bestimmten Einsatzzeiten der Scherwellenphasen finden sich in Abb. 17 und 18. Das Signal-Rausch-Verhältnis variiert für die verschiedenen Ereignisse aufgrund der unterschiedlichen Erdbebenstärke ($0,7 \leq M_L \leq 2,7$) stark. Die Ursache hierfür sind die sich zeitlich verändernden lokalen Rauschbedingungen durch anthropogene Aktivität und meteorologische Bedingungen (Groos und Ritter, 2010) sowie die unterschiedliche Ausprägung der S-Wellenform. Um Fehlinterpretation durch z. B. S-zu-P konvertierte Phasen auf der Radialkomponente zu vermeiden, wurde zusätzlich das Komponentenprodukt Z·R und die Partikelbewegung untersucht. Das Komponentenprodukt Z·R nach Plešinger et al. (1986) gibt in zweifelhaften Fällen Aufschluss über den Wellentyp und ist in Abb. 17 zusammen mit den Z, R und T Seismogrammen dargestellt. Wie für SV-Wellen erwartet, ist Z·R während des Einsatzes der SV-Wellenphasen in den meisten Fällen negativ, d.h. man beobachtet keine s-P konvertierten Phasen.

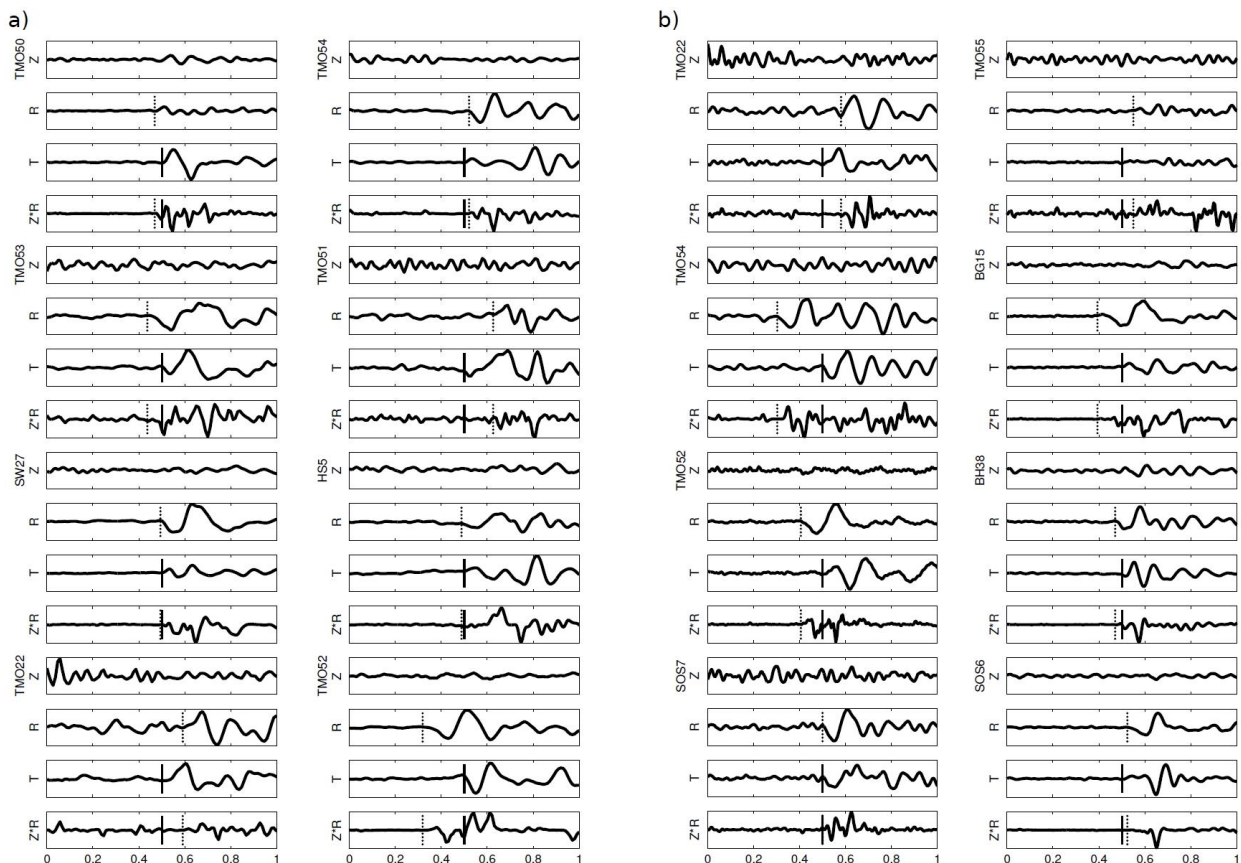


Abb. 17: Wellenformbeispiele für Anisotropiemessungen an radial (R) und tangential (T) polarisierten Scherwellen. Weiterhin ist die Vertikalkomponente und das Komponentenprodukt Z·R gezeigt. Die Amplituden sind auf das Maximum der drei Komponenten ZRT pro Messstation normiert; a) Ereignis am 15. Aug. 2009, b) Ereignis am 20. Nov. 2011.

Die Partikelbewegung der R- und T-Komponenten werden in Abb. 18 für zwei Ereignisse an je einer Messstation gezeigt, wobei sich der zeitliche Verlauf in der Farbgebung widerspiegelt. Mit diesen Partikeldiagrammen lässt sich die seismische Anisotropie identifizieren und der Laufzeitunterschied der Scherwellen zwischen beiden Komponenten messen. Für das Ereignis vom 15.08.2009, aufgenommen an der Station TMO52 (Azimut 165°), erscheint das Hintergrundrauschen und die coda der *P*-Welle als Signal niedriger Amplitude in blauer Färbung. Darauf folgt eine starke Bodenbewegung in radialer Richtung (*SV*-Welle, blau bis grün, Abb. 18a). Nach einem deutlichen zeitlichen Versatz (ungefähr 0,1 s) ist eine transversale Bodenbewegung (*SH*-Welle, grün bis gelb) zu sehen. In Abbildung 18b ist die Partikelbewegung eines Ereignisses am 20.11.2011, aufgenommen an der Messstation TMO22 (Azimut 55°), dargestellt. Das anfängliche Rauschen ist blau gefärbt und der erste Einsatz der Scherwelle hat eine transversal polarisierte Bodenbewegung (*SH*-Welle, grün). Die radial polarisierte *SV*-Welle (gelb) erreicht in diesem Beispiel mit deutlichem Zeitunterschied zur *SH*-Welle die Messstation.

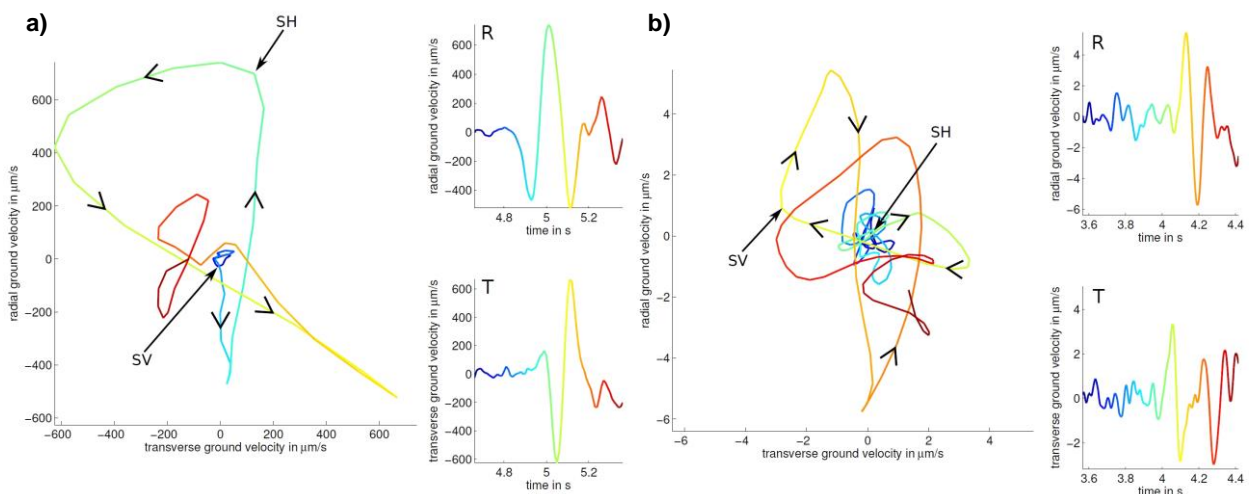


Abb. 18: Partikeldiagramme der Radial und Transversalkomponenten mit den Scherwelleneinsätzen. a) Messstation TMO52 für ein Ereignis am 15. Aug. 2009, b) Messstation TMO22 für ein Ereignis am 20. Nov. 2011.

Durch wiederholtes Bestimmen der Einsatzzeiten und dem Vergleich des Rauschniveaus mit den Scherwellenamplituden kann die Unsicherheit bei der Bestimmung der Scherwelleneinsätze mit $\pm 0,03$ s angegeben werden. Auf Basis dieser Genauigkeitstests werden δt als signifikant betrachtet, falls der Betrag von δt größer als 0,03 s ist. Der Datensatz für δt basiert auf 51 Ereignissen unter Landau und besteht aus 544 Einzelwerten für δt an 22 Messstationen. Bei Insheim ergeben 29 Ereignisse an 30 Messstationen insgesamt 355 Einzelmessungen von δt .

Ergebnisse

Die ermittelten Einzelwerte für δt erreichen bis zu 0,18 s. Die δt Werte sind distanz- und azimutabhängig als arithmetische Mittel pro Station in Abb. 19a in einer Polardarstellung dargestellt. Für diese mittleren δt Messwerte als Funktion von Epizentraldistanz und Azimut wird die räumliche Verteilung deutlich: Die δt Messwerte sind positiv für die Landau-Ereignisse (Kreise) in Richtung SSO und für Insheim-Ereignisse (Sterne) in Richtung NNW, d.h. für maximal lange Laufwege innerhalb der Beobachtungsgeometrie. Die δt Werte überschreiten $\pm 0,03$ s unter einer Epizentraldistanz von 3,5 km nicht (Abb. 19a). Folglich zeigen S-Wellen, die direkt nach oben durch den kristallinen Sockel und die Sedimente abgestrahlt werden, keine signifikanten δt Werte.

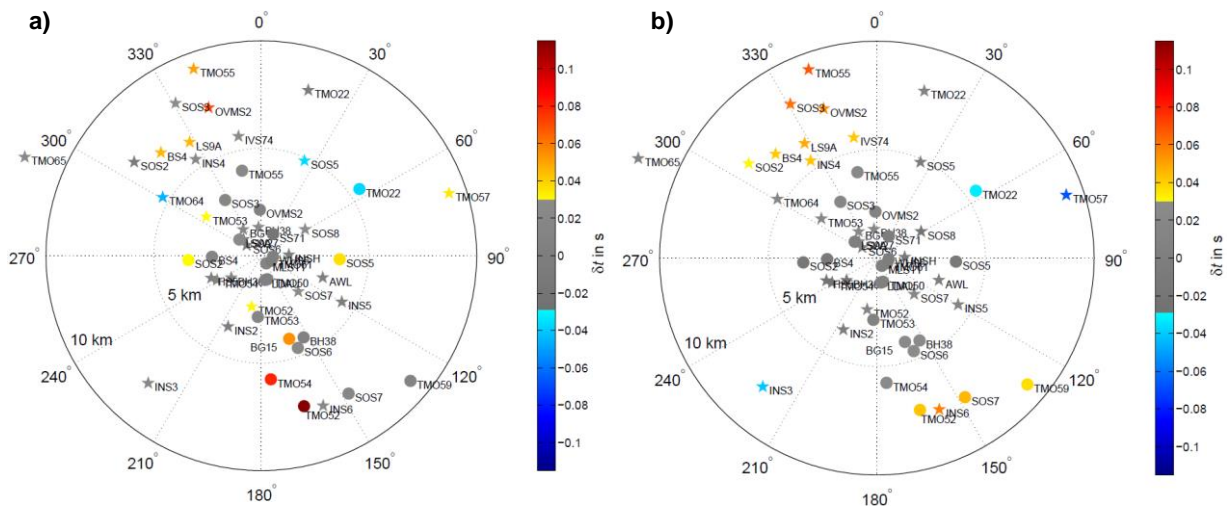


Abb. 19: Mittlere Messwerte δt als Funktion von Epizentralentfernung und Azimut. a) Gemessene δt für jede Messstation für die Landau Ereignisse (Punkte) und für die Insheim Ereignisse (Sterne). Für beide Quellregionen werden jeweils die mittlere Entfernung und der mittlere Rückazimut gezeigt. b) Synthetische δt Werte für das Erklärungsmodell ($\delta t/x = 10 \text{ km/s}$ und $\varphi_0 = 155^\circ$, siehe Text). Der innere und der äußere Kreis entsprechen 5 km bzw. 10 km Epizentraldistanz. Graue δt Werte haben einen Betrag von weniger als 0.03 s und werden als nicht signifikant angesehen.

Modell

Es wird ein Strukturmodell vorgeschlagen, das folgende Bedingungen erfüllt:

1. Eine schnellere Ausbreitungsgeschwindigkeit radial polarisierter Wellen (v_{sR}) in Richtung NNW-SSO und eine schnellere Ausbreitungsgeschwindigkeit transversal polarisierter Wellen (v_{sT}) in Richtung NNW-SSW.
2. Ein Zunahme von δt mit der Distanz in Richtung NNW-SSO und vernachlässigbare δt für geringe Epizentraldistanzen (<3,5-4 km).
3. Azimutale Anisotropie, da keine radiale Anisotropie nachgewiesen werden konnte.
4. Stationseffekte können ausgeschlossen werden, da sich unterschiedliche Werte für δt von Landau-Ereignissen und Insheim-Ereignissen an den meisten Stationen ergeben.

Die Beobachtung deutet darauf hin, dass δt entlang von Laufwegen erzeugt wird, die sich für beide Ereignisanhäufungen unterscheiden, was den beinahe horizontalen Laufwegen im kristallinen Sockel oder möglicherweise in den untersten mesozoischen Sedimenten entspricht. Abschätzungen der Zunahme von δt mit der horizontalen Laufweglänge (Laufweglänge x) anhand verschiedener Messstationen (Abb. 19a) liegen bei $7 \text{ s/km} < \delta t/x < 31 \text{ s/km}$ in der Ausbreitungsrichtung NNW-SSO. Ein einfaches, azimutabhängiges Anisotropiemodell kann größtenteils die Werte δt an den einzelnen Messstationen erklären. Das Modell basiert lediglich auf zwei Parametern, zum einen dem Azimut φ mit φ_0 in Richtung der maximalen positiven Werte für δt und dem Gradienten $\delta t/x$ als Parameter für die Stärke der Anisotropie. Komplexere Modelle können durch die limitierten Beobachtungen und die komplexe tektonische Struktur nicht eindeutig bestimmt werden. Die azimutale Verteilung der Werte für δt entspricht in erster Ordnung einer $\cos(2\varphi)$ Funktion. Einige Anisotropiemodelle wurden getestet und die besten Anpassungen wurden mit $\delta t/x = 10 \text{ km/s}$ und $\varphi_0 = 155^\circ$ (von Norden) erreicht. Die zugehörige Verteilung synthetischer Laufzeitdifferenzen befindet in Abb. 19b. Die Übereinstimmung von Modell (Abb. 19b) und Messung (Abb. 19a) ist trotz der komplexen dreidimensionalen tektonischen Struktur gut. Für einige Stationen passen die ermittelten δt des Modells nicht genau. Beispielsweise ergibt sich eine größere Differenz für Messstation TMO57 im Osten, was möglicherweise auf die lateralen Heterogenitäten im Untergrund zurückzuführen ist; zudem befindet sich TMO57 auf einer anderen Scholle des Oberrheingrabens.

Interpretation

Die beobachtete und modellierte Scherwellen-Anisotropie in der Region Landau und Insheim kann durch ein Strukturmodell von fluid-gefüllten, in Hauptspannungsrichtung orientierten Verwerfungen in der Oberkruste erklärt werden. Ein solches Modell entspricht der klassischen Formulierung von Crampin (1978), siehe auch Crampin und Lovell (1991). Das Modell basiert auf der (Wieder-)Öffnung bzw. Reaktivierung von Klüften senkrecht zur minimalen Hauptspannung σ_3 . Ab Tiefen über 500–1000 m übersteigt die Vertikalspannung SV die minimale horizontale Hauptspannung SH_{min} , welche dann σ_3 entspricht. Ist gleichzeitig die maximale horizontale Hauptspannung SH_{max} größer als SV sind die Risse und Klüfte im Gestein in Richtung SH_{max} orientiert. Für das Untersuchungsgebiet ergibt sich folgende strukturelle Interpretation der Anisotropie im Zusammenhang mit den verschiedenen geowissenschaftlichen Beobachtungsparametern:

- (a) Präexistente Störungen streichen in Richtung NNW-SSO direkt unterhalb des Stationsnetzwerkes (Abb. 16 und 20). Diese Verwerfungen sind hauptsächlich Abschiebungen und Teil der Grabenentstehung des Oberrheingrabens. Die Tektonik der Sedimentgesteine in der Region wurde intensiv während der Erdölexploration untersucht (z.B. Schad, 1962). Auch Peters und van Balen (2007) zeigen in ihren Untersuchungen für den nördlichen und zentralen Oberrheingraben solche NNW-SSO orientierte Verwerfungen, die leicht reaktiviert werden können (Buchmann, 2008).
- (b) Herdflächenlösungen der stärkeren Mikrobeben (s.o.) mit größerer Magnitude von Landau und Insheim weisen auch dominierende Streichrichtungen NNW-SSO auf (siehe Abschnitt II.1.3.4).
- (c) Die Verteilung der Hypozentren der Landau- und Insheim-Ereignisse ist in Richtung NNW-SSO orientiert (Abschnitt II.1.3.1). Diese Ausrichtung reflektiert eine aktive Verwerfungszone in einer Tiefe von 3-5 km und stimmt mit der Richtung der bestehenden Störungen überein.
- (d) Die Richtung von SH_{max} wurde im 30 km südwestlich gelegenen Soultz-sous-Forêts in ähnlicher tektonischer Lage als NNW-SSO in einer Tiefe von 5 km bestimmt (Valley und Evans, 2007, siehe auch Abschnitt II.1.4.2). Offene Klüfte sind parallel zu dieser NNW-SSO Orientierung von SH_{max} zu erwarten (Crampin und Chastin, 2003).
- (e) Für die Öffnung vertikal orientierter Klüfte ist es notwendig, dass SV die minimale horizontale Hauptspannung SH_{min} übersteigt. Bei Tiefen über 500 m kann dieser Fall eintreten (z.B. Rummel et al., 1986). In dieser Tiefe befindet sich das seismisch anisotrope Medium mit dem horizontalen Teil des Laufweges der seismischen Wellen.
- (f) Die Stimulation der Reservoire unter Landau und Insheim wurde von Mikroseismizität begleitet (Plenkers et al., 2013, Groos et al., 2013). Diese Seismizität zeigt die Bildung neuer Klüfte oder die Reaktivierung existierender Störungen an. Unter den in (d) beschriebenen Spannungszuständen, kann erwartet werden, dass diese Brüche und Störungen nach NNW-SSO ausgerichtet sind.
- (g) Thermalwasser (ca. 165° Temperatur) mit signifikanten Fließraten wird am Geothermiekraftwerk in Landau von Störungen in 2-2,5 km Tiefe (Schindler et al., 2010) und in Insheim in 3,8 km Tiefe (Baumgärtner und Lerch, 2013) extrahiert. Dies zeigt, dass die Klüfte im Bereich der anisotropen Wellenausbreitung fluid-gefüllt sind.

Die Argumente (a) – (g) weisen alle auf fluid-gefüllte Klüfte in Richtung NNW-SSO hin. Dieser Bereich ist ebenfalls durch eine langsamere Ausbreitung der SH-Welle im Vergleich zu SV-Welle in der Richtung NNW-SSO geprägt. Solche Klüfte stellen folglich eine realistische Erklärung der beobachteten Anisotropie dar

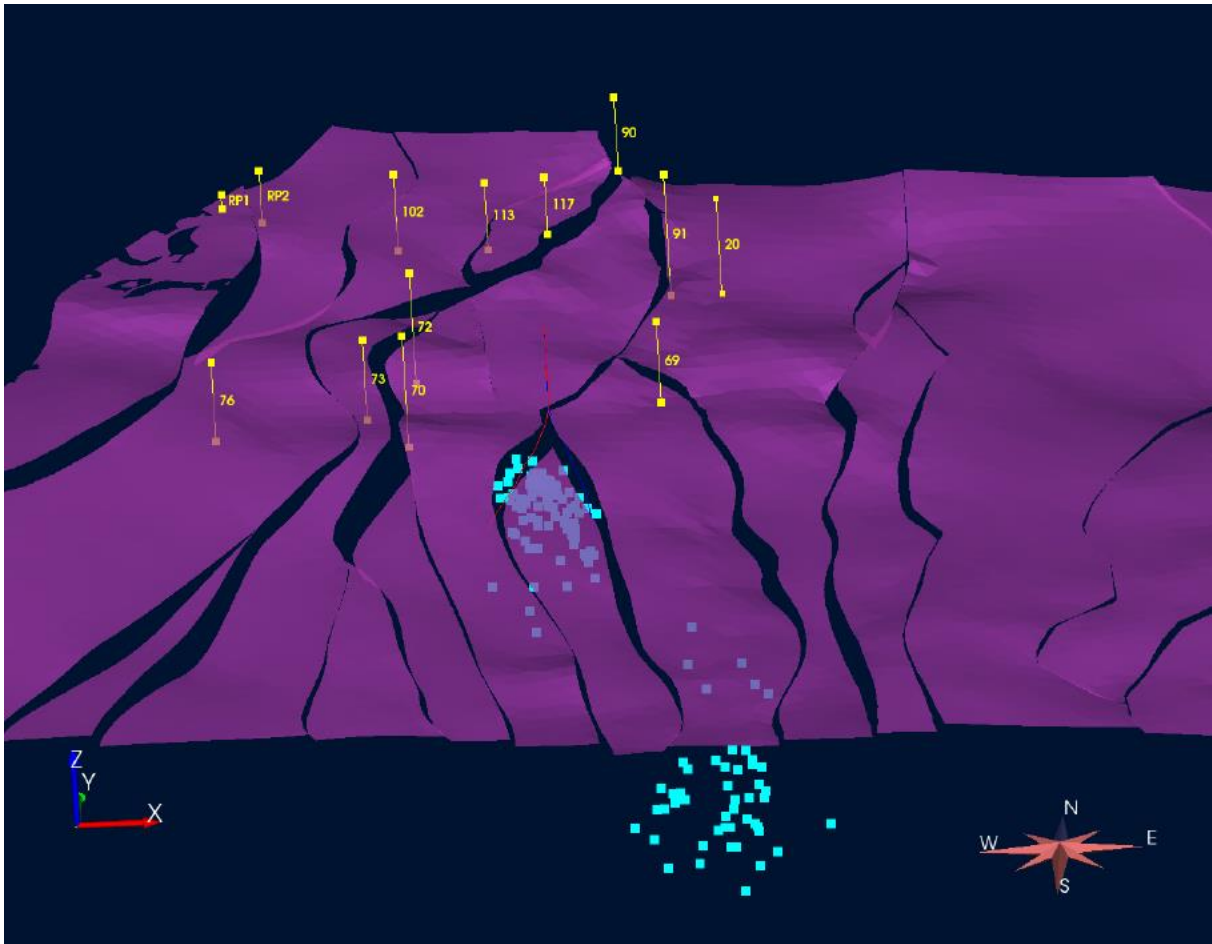


Abb. 20: 3-D tektonisches Modell des GeORG-Projektteams (2013) für das Untersuchungsgebiet. Die zerblockte Struktur mit kleinen Subgräben an der Basis der Froidefontaine Formation (~1000-1500 m Tiefe) ist zusammen mit den Ereignissen (Quadrate) dargestellt, die für die Anisotropie-Untersuchung verwendet wurden (hellblau bei direkter Aufsicht, dunkelblau bei Abdeckung durch die Froidefontaine Schichtbasis). Die gelben Linien entsprechen Bohrfäden.

Einfluss auf Lokalisierung

Die Beobachtung von seismischer Anisotropie wirft die Frage auf, ob hierdurch die Lokalisierung der Ereignisse mit einem isotropen Geschwindigkeitsmodell durch HYPOSAT beeinträchtigt wird. Um diese Fragestellung zu bearbeiten, wurden die Stationskorrekturen mit den anisotropen Werten δt verglichen und Testrechnungen mit HYPOSAT durchgeführt.

Abb. 21 zeigt die Stationskorrekturen für Scherwelleneinsatzzeiten, mit denen in HYPOSAT die beobachteten Laufzeiten korrigiert werden. Diese Stationskorrekturen wurden händisch bestimmt, wobei die Laufzeitresiduen nach der Inversion der Herdparameter berücksichtigt wurden. Die Stationskorrekturen beinhalten somit Laufzeiteffekte, welche sich aus der realen 3-D Geschwindigkeitsstruktur relativ zum verwendeten 1-D Geschwindigkeitsmodell ergeben sowie eventuelle systematische Anisotropieeffekte. Die Stationskorrekturen sind um einen Faktor von bis zu 5 größer als die beobachteten Anisotropiewerte δt . Das bedeutet, dass die Anisotropie bzgl. Laufzeiteffekten im Untersuchungsgebiet im Vergleich zur 3-D Struktur eine untergeordnete Rolle spielt. Dies ergaben auch numerische Versuche mit HYPOSAT, wobei der Einfluss der Stationskorrekturen (die u. U. Anisotropieeffekte enthalten) und der Einfluss der Anisotropie untersucht wurde. Diese Versuche zeigen, dass die Stationskorrekturen die Lokalisierung merklich verbessern (RMS der Laufzeitresiduen wird geringer), während Korrekturen der Anisotropie fast keinen Einfluss auf die Lokalisierung haben (Frietsch et al., submitted).

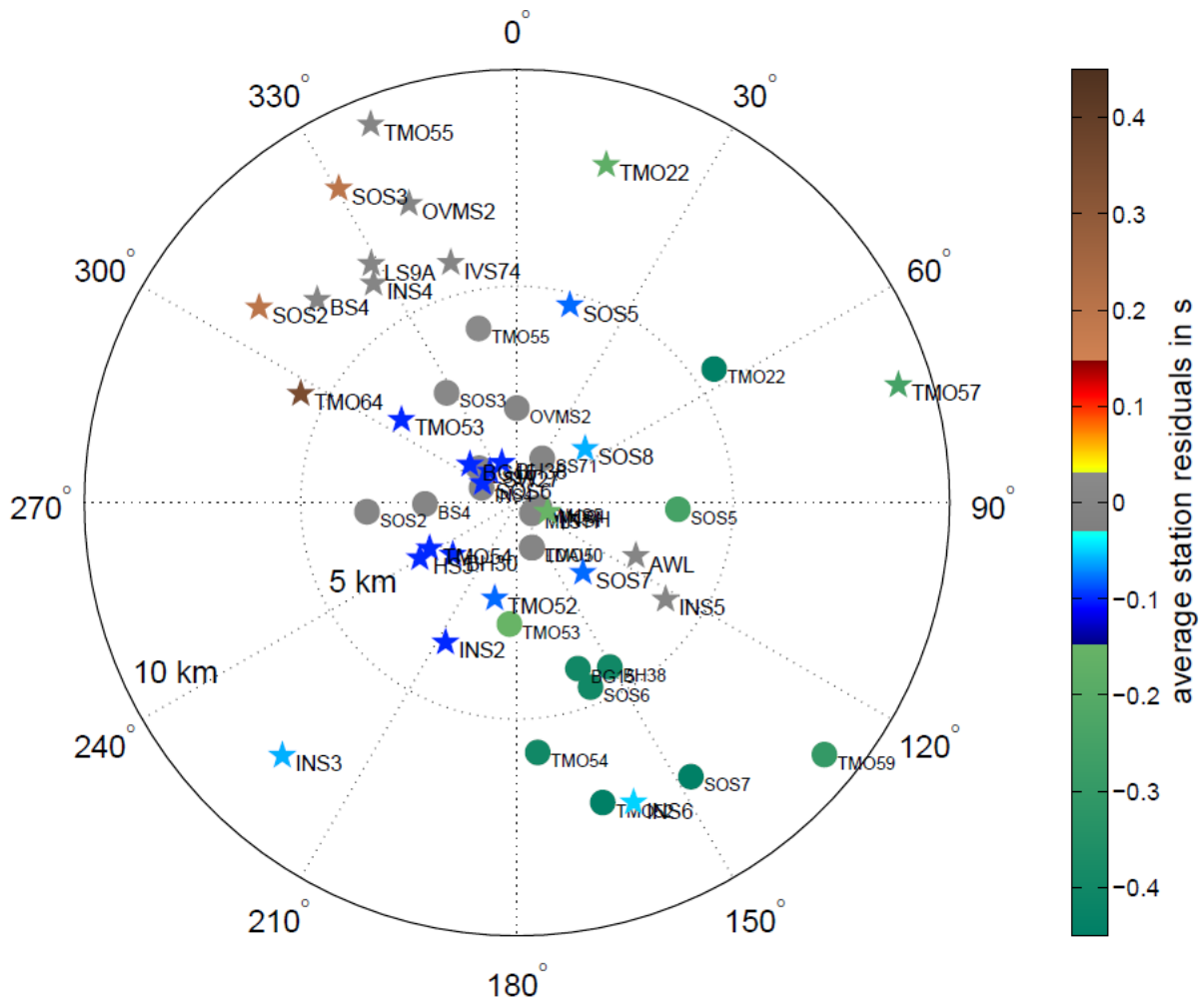


Abb. 21: Stationskorrekturen für Scherwelleneinsatzzeiten, mit denen in HYPOSAT die beobachteten Laufzeiten korrigiert werden. Die Farbskala entspricht Abb. 19, sie wurde jedoch zu größeren Werten erweitert, da die Stationskorrekturen größerer Werte als die beobachteten Anisotropieeffekte erreichen.

II.1.3.6 3-D Wellenfeldsimulation mikroseismischer Ereignisse

Die Ergebnisse der Absolutlokalisierung, der Herdflächenanalyse und der Amplitudenverteilung der mikroseismischen Ereignisse bei Landau und Insheim wurden mit einer Modellierung der dreidimensionalen Wellenausbreitung bezüglich ihrer Plausibilität getestet (Gaßner, 2014). Die 3-D Modellierung wurde mit dem Finite-Differenzen-Code SOFI3D (*Seismic mOdeling with FInite differences* nach Bohlen, 2002) durchgeführt. In diesem Programmpaket wurde zunächst eine Scherquelle implementiert, mit welcher die charakteristische Energieabstrahlung eines Erdbebens umgesetzt wird. Zur Wellenfeld-Modellierung wurden außerdem lokale 3-D Modelle der Verteilung der elastischen Eigenschaften des Untergrundes verwendet, die durch das GeORG Projekt (GeORG Projektteam, 2013) bereitgestellt wurden (siehe Abschnitt II.1.4.1).

Bei der verwendeten Finiten-Differenzen-Methode (FD) wird die elastische Wellengleichung unter Annahme eines isotropen Mediums numerisch auf einem dreidimensionalen äquidistanten räumlichen Gitter zu diskreten Zeitschritten ausgewertet. Dabei werden innerhalb der Differentialgleichungssysteme räumliche und zeitliche Ableitungen durch Operatoren ersetzt, so dass die analytische Lösung numerisch genähert wird (Graves, 1996). Der Vorteil der Methode liegt darin, dass dabei eine räumlich heterogene Verteilung der elasti-

schen Untergrundparameter berücksichtigt werden kann, was im Raum Landau und Insheim wegen der dortigen tektonischen Komplexität wichtig ist (Abb. 20). Um numerische Artefakte zu verhindern und die Stabilität der Rechnung zu gewährleisten, müssen zwei Kriterien erfüllt sein: Die Anforderung an die räumliche Diskretisierung ergibt sich aus der niedrigsten seismischen Geschwindigkeit im Modell sowie der maximalen auftretenden Frequenz während der Modellierung. Die räumliche Diskretisierung sowie die höchste seismische Geschwindigkeit werden anschließend zur Bestimmung der notwendigen minimalen zeitlichen Abtastung verwendet (um den numerischen Aufwand zu minimieren). Um Reflexionen an den Modellrändern zu verhindern, werden Randbedingungen eingeführt, die ein Abklingen des Wellenfeldes am Modellrand erzwingen. Am oberen Modellrand wird eine explizite Randbedingung verwendet, so dass diese als freie Oberfläche angesehen werden kann (Levander, 1988).

Die Auswertung der Wellengleichung erfolgt an allen vorgegebenen Gitterpunkten zu vorgegebenen Zeitschritten, so dass die Wellenausbreitung im gesamten Modellbereich untersucht werden kann. Seismogramme können an vorgegebenen Empfängerpunkten berechnet werden, die mit gemessenen Seismogrammen verglichen werden (s.u.). Durch die hohe Anzahl an Rechenschritten muss die Rechnung parallelisiert werden. Daher werden zur Modellierung Hochleistungsrechner mit einer großen Anzahl an Prozessor-Kernen benötigt. Die hier berechneten Modellierungen mit etwa 10^9 Gitterpunkten wurden mit 800 Prozessor-Kernen auf dem Hochleistungsrechner JUROPA am *Jülich Supercomputing Centre* gerechnet, wofür eine Rechenzeit von etwa 2 Stunden notwendig war.

Das Erdbeben wird als Punktquelle innerhalb des Modells betrachtet, was durch die kleine Magnitude ($M_L < 2,7$) und somit geringe Ausdehnung gerechtfertigt ist. Die Abstrahlcharakteristik ergibt sich aus der Bruchflächenorientierung (Abschnitt II.1.3.4). Während des Bruchprozesses werden Spannungswerte um den Quellpunkt aktualisiert, entsprechend der Momententensor-Repräsentation der Herdflächenlösungen (Aki und Richards, 1980). Als Quellsignal wird eine Quellzeitfunktion verwendet, die einem Sprung bezüglich der Bodenbewegung entspricht und im Zeitbereich proportional zur Funktion \sin^3 ist. Die zentrale Frequenz der in der Modellierung auftretenden Wellen entspricht der reziproken Dauer des Quellsignals. In den modellierten Daten sind Frequenzen bis zum doppelten Wert der zentralen Frequenz enthalten.

In den gemessenen Daten sind *P*-Phasen mit 10 Hz sowie *S*-Phasen mit 5-8 Hz dominant. Die Modellierungen wurden mit 5 Hz durchgeführt, so dass sich mit den im Modellgebiet bekannten Geschwindigkeiten eine Diskretisierung von ca. 10 m ergibt. Dadurch können die mikroseismischen Ereignisse im Modell als Punktquelle betrachtet werden, da diese Bruchflächen dieselbe Größenordnung aufweisen (Tomic, 2009). Zum Vergleich der gemessenen mit den modellierten Wellenformen werden die Seismogramme mit einem Bandpassfilter im Frequenzbereich von 1-9 Hz gefiltert.

Die Quelle wird horizontal in der Modellmitte platziert (Abb. 22a) und dann das Strukturmodell relativ zur Quellposition erstellt. Unsicherheiten der Quelldaten liegen bei der Lokalisierung im Bereich von wenigen hundert Metern, die Orientierung der Herdflächen konnte nur für wenige Beben zuverlässig bestimmt werden (s.o.), so dass zur Modellierung nur Erdbeben mit stabilen Herdflächen-Lösungen verwendet wurden.

Das 3-D Untergrundmodell des GeORG-Projekts (2013) enthält die Lage der geologischen Horizonte im Bereich Landau und Insheim. Aus diesen wurden über empirische Beziehungen die räumliche Verteilung der elastischen Parameter des Untergrunds abgeleitet (Gaßner, 2014). Diese Parameter wurden den im Modellraum enthaltenen geologischen Einheiten zugeordnet, wobei seismische Geschwindigkeiten aus einer VSP-Messung stammen, die auch zur Erstellung der zur Lokalisierung und Herdflächenanalyse verwendeten 1-D Geschwindigkeitsmodelle einbezogen wurden. Die Modellierung wurde dann mit 1-D und 3-D Geschwindigkeitsstrukturen durchgeführt, wobei für die horizontal geschichteten Modelle die Tiefenlagen der geologischen Horizonte an der Stelle des Epizentrums verwendet wurden. Die Modelldaten liegen mit einer Auflösung von 100 m vor und wurden auf den gewünschten

Gitterpunktabstand interpoliert. Die geologischen Daten sind vor allem im Bereich der oberflächennahen Sedimente zuverlässig, bei tieferen Schichten können größere Abweichungen zu realen Strukturen vorliegen.

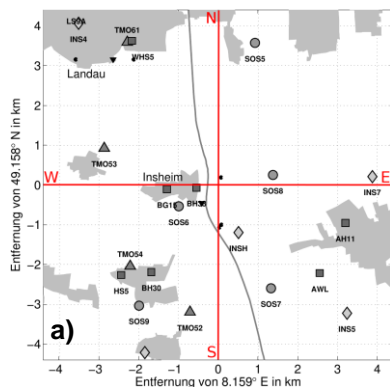
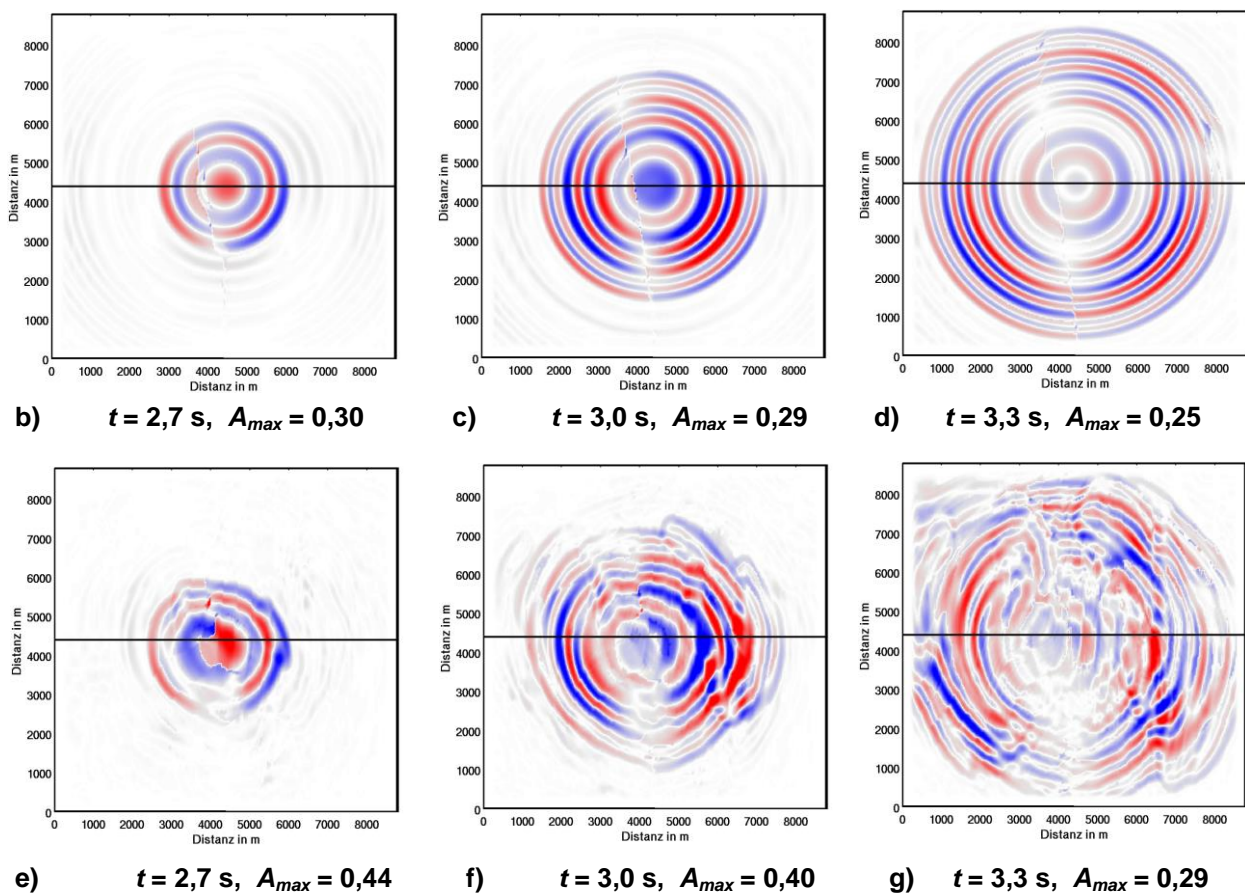


Abb. 22: Wellenfront-Ausbreitung an der Erdoberfläche. a) Kartenausschnitt zentriert auf ein Ereignis am 26. Jan. 2013. b) - d) 1-D Wellenfront-Modellierung, e) - g) 3-D Wellenfront-Modellierung. Die roten und blauen Amplitudenwerte entsprechen positiven und negativen Scherwellenamplituden. Die Zeiten betragen 2,7 s, 3,0 s und 3,3 s nach der Herdzeit.



Mit der Modellierung der Wellenausbreitung kann gezeigt werden, dass die komplexe 3-D Schollenstruktur im Untergrund deutliche Effekte auf die seismischen Wellenformen hat. Bei der Modellierung mit einer 1-D Geschwindigkeitsstruktur ergeben sich komplexe Wellenformen auf Grund der im Untergrund durchlaufenen Schichtabfolge (Abb. 23). Größere Wellenformvariationen ergibt die 3-D Struktur im Bereich Landau im Vergleich zu Inshheim, da bei Landau die Oberkante des Kristallins im westlichen Bereich bis zu 1500 m höher als in der Modellmitte liegt. Im Bereich Inshheim sind die Variationen der 3-D Untergrundstruktur geringer und dies zeigt sich auch in der Ausbreitung und Form der seismischen Wellen. Während sich bei einer 1-D Geschwindigkeitsstruktur die Wellen an der Oberfläche konzentrisch vom Epizentrum ausbreiten (Abb. 22 b-d), bewirkt die Schollenstruktur im Untersuchungsgebiet mit zur Grabenmitte hin tiefer liegenden geologischen Horizonten, dass

in Richtung Nordwesten des Modellbereichs die Wellen zuerst eintreffen, während sie sich in Richtung Süden und Osten langsamer ausbreiten. Während im 1-D Fall die Verteilung maximaler Amplituden allein durch die Abstrahlcharakteristik des Bebens beeinflusst wird, bewirkt die 3-D Struktur bei Landau Ereignissen lokal um ca. 20% erhöhte Amplituden in südwestlicher Ausbreitungsrichtung (Gaßner, 2014).

Ein Vergleich der modellierten mit den gemessenen Seismogrammen zeigt, dass durch die 3-D Modellierung viele charakteristische Anteile der Wellenformen reproduziert werden können (Abb. 23). Durch die Filterung werden hochfrequente Anteile der Signale unterdrückt, die vor allem in den *P*-Phasen der aufgezeichneten Daten auftreten, während der gemessene Signalgehalt der *S*-Phasen weitestgehend erhalten bleibt. *P*-Phasen können in ihrer Form und Amplitude meist nachgebildet werden, bei den *S*-Phasen treten jedoch auch größere Unterschiede auf. Auch zeigen diese in den modellierten Daten häufig zu große Amplituden im Vergleich zu den *P*-Phasen, sowie zueinander. Dies macht deutlich, dass zukünftig Dämpfungseigenschaften des Untergrundes in die Modellierung mit einbezogen werden müssen - wobei dazu jedoch gegenwärtig zu wenige Messdaten vorliegen. In den synthetischen Amplituden sind u. U. auch noch Unsicherheiten der bestimmten Herdflächenparametern enthalten (~20% für die Winkel der Herdflächen, s.o.). Generell können mit der Wellenfeld-Modellierung in der 3-D Untergrundstruktur die gemessenen Daten sehr gut erklärt werden (Abb. 23).

Unterschiede zwischen berechneten Wellenformen in 1-D und 3-D Modellstrukturen zeigen, dass es für die Auswertung von Messdaten relevant ist, wie komplex die im Untergrund vorliegende Struktur ist. D.h. Methoden zur Lokalisierung und Herdflächenanalyse in 3-D Strukturen sollten zukünftig vermehrt zur Anwendung gebracht werden, wobei diese jedoch auf ein sehr zuverlässiges Untergrundmodell angewiesen sind. Ein weiterer für zukünftige Untersuchungen wichtiger Aspekt ist die Einbeziehung der Topographie. Im Modellbereich betragen die realen Höhenunterschiede maximal nur ca. 100 m und werden daher nicht betrachtet.

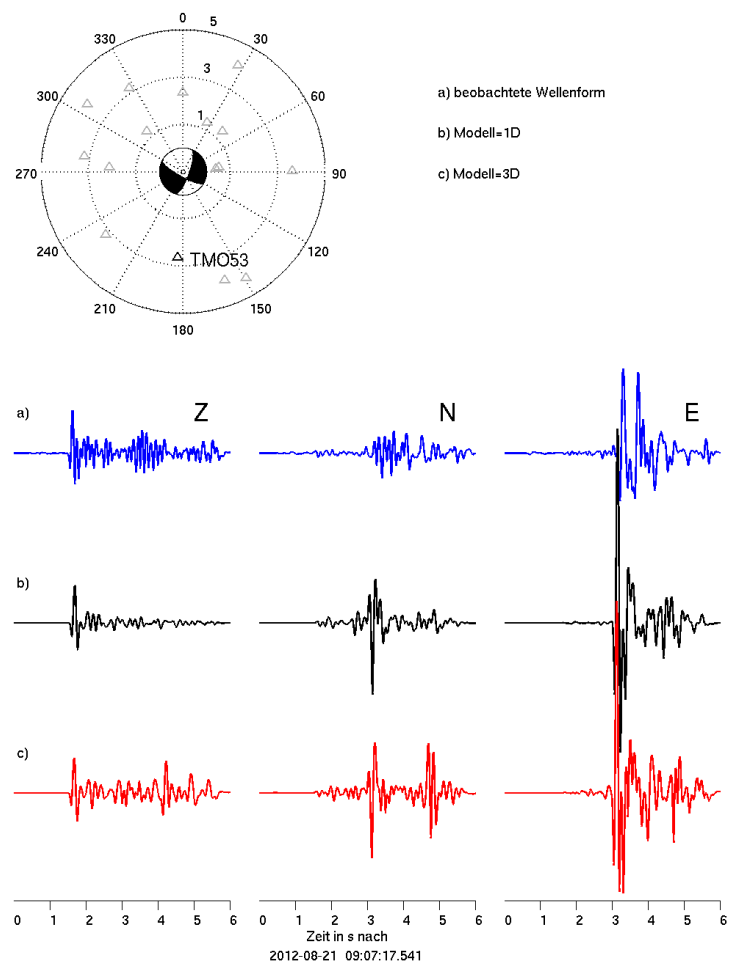


Abb. 23: Wellenformen der Simulationsrechnungen. Oben wird die Herdflächenlösung des verwendeten Mikrobebens vom 21. Aug. 2012 gezeigt; a) gemessene Seismogramme (blau), b) synthetische Wellenformen bei 1-D Struktur (Reflektivitätsmethode) (schwarz), c) synthetische Wellenformen bei 3-D Struktur (SOFI-3D) (rot).

II.1.3.7 Seismische Rausch-Interferometrie

Die grundlegende Datenbearbeitungstechnik der passiven seismischen Interferometrie besteht in der Kreuzkorrelation zweier an verschiedenen Orten aufgezeichneter Zeitreihen des seismischen Rauschens. Dieses entspricht den ununterbrochenen und überall vorhandenen Vibrationen der Erdoberfläche in einem sehr breiten Frequenzspektrum (Bonney-Claudet et al., 2006). Bei der Kreuzkorrelation werden die beiden Zeitreihen gegeneinander verschoben und man erhält je nach Verschiebungsrichtung negative oder positive Zeitverschiebungswerte, die akausaler und kausaler Teil der Kreuzkorrelation genannt werden. Über die Berechnung von Kreuzkorrelationen können seismische Wellen, die zwischen zwei Messstationen propagieren, aus dem seismischen Rauschen extrahiert werden. Das heißt, ohne auf aktive kontrollierte Quellen (z.B. Sprengungen) oder auf Erdbebenaufzeichnungen angewiesen zu sein, ist es möglich, Wellenformsektionen zu erstellen, aus denen wiederum Informationen über die Eigenschaften des Mediums gewonnen werden können (Waapenar et al., 2010).

Eine Voraussetzung für die Erstellung von strukturellen Tomographiemodelle des Untergrunds (*imaging*) mittels passiver seismischer Interferometrie ist, dass sich die Kreuzkorrelationsfunktion der Antwortfunktion (der Greenschen Funktion) des Untergrunds zwischen den beiden Empfängern annähert. Als Gütekriterien werden i. A. eine Symmetrie der Kreuzkorrelation sowie ein hohes Signal-zu-Rausch-Verhältnis (SNR) herangezogen. Die Voraussetzung für die Bestimmung zeitlicher Änderungen (*monitoring*) des Mediums mittels passiver seismischer Interferometrie ist das Vorhandensein zeitlich stabiler Signale in den Kreuzkorrelationen. Im Rahmen von EP-1 wurde überprüft, ob der gemessene Datensatz (siehe Abschnitt II.1.1) geeignet ist, seismische Interferogramme zu berechnen, seismische Quellen zu identifizieren, Änderungen im Untergrund zu detektieren und ggf. den Untergrund zu charakterisieren. Es wurden 12 Messstationen des KIT nahe Landau und Insheim verwendet. Der minimale Abstand zwischen den verwendeten Stationen betrug ca. 1 km, der maximale Abstand betrug ca. 22 km. Um stabile Interferogramme zu erhalten, wurden die folgenden Datenbearbeitungsschritte auf die kontinuierlichen Zeitreihen der ausgewählten Messstationen angewendet. Die Datenbearbeitung orientiert sich an der Arbeit von Groos et al. (2012):

- Zuerst wurden die tageweise vorliegenden Zeitreihen der Messstationen vorprozessiert. Der Mittelwert, der lineare Trend und die Instrumentenantwort wurden entfernt.
- Ein Hochpass-Filter von 0,1 Hz wurde angewendet und die Abtastrate einheitlich auf 100 Hz gesetzt.
- Danach wurden die Kreuzkorrelationsfunktionen aller möglichen paarweisen Stationskombinationen mit 20 Minuten langen Zeitreihen (vertikale Komponente) bzw. aus Speicherplatzgründen mit einer Stunde langen (horizontale Komponenten) Zeitreihen der vorprozessierten Messdaten berechnet.
- Die Kreuzkorrelationen der horizontalen Komponenten wurden so rotiert, dass die eine Achse in Richtung der Verbindungslinie des Stationspaars (radial-radial, RR) zeigt und die andere Achse senkrecht dazu steht (transversal-transversal, TT). Die Rotation erlaubt, auf den einzelnen Komponentenkombinationen seismische Wellentypen aufgrund deren verschiedener Polarisierungen zu identifizieren.
- Alle Kreuzkorrelationen wurden in einem letzten Schritt im Frequenzbereich normiert. Daraufhin konnten die Kreuzkorrelationen je nach Anwendung gestapelt (z.B. zu Tages- oder Jahres-Kreuzkorrelationen) und/oder gefiltert werden.

Um einen Überblick über die große Datenmenge zu erhalten, wurden die gestapelten Kreuzkorrelationen des Jahres 2012 der ZZ-, der RR- und der TT- Komponentenkombinationen über dem jeweiligen Stationsabstand aufgetragen und in neun verschiedenen Frequenzbändern (alle Bänder liegen zwischen 0,1 Hz und 45 Hz) auf ihre Eigenschaften hin untersucht. Im Allgemeinen nimmt das Verhältnis von kohärenten Signalen (Rauschen, das von gleichen Quellen stammt und sowohl an der einen als auch an der anderen Station

gemessen wird) zu inkohärenten Signalen (Rauschen, das von unabhängigen, separaten Quellen stammt) mit zunehmendem Abstand und zunehmender Frequenz ab. Daraus wird geschlossen, dass sich tieffrequenterer Signale kohärenter über weitere Entfernungen ausbreiten als hochfrequenterer Signale. Im Frequenzbereich zwischen 0,1 Hz und 0,8 Hz sind überwiegend im akausalen Teil der Kreuzkorrelationen Signale vorhanden (Abb. 24). Dies lässt sich auf eine ungleichmäßige Verteilung der Rauschquellen zurückführen sowie auf eine Ausbreitung starker seismischer Wellen um Landau ungefähr in West-Ost-Richtung (Abb. 24). Im Frequenzband zwischen 0,8 Hz und 1,6 Hz ist das Verhältnis von Signalen im akausalen und kausalen Bereich relativ ausgeglichen. Auffallend ist, dass Signaleinsätze in den ZZ- und RR-Kreuzkorrelogrammen schwerer bestimmbar sind als in den TT-Kreuzkorrelogrammen. Dies wurde bisher auch in anderen Arbeiten (z.B. Jay et al., 2012; Behm and Snieder, 2013) beobachtet. In höheren Frequenzbändern nimmt einerseits das Signal-zu-Rausch-Verhältnis (SNR) stark ab und andererseits tauchen auch teilweise schwebungsartige Signale in den Kreuzkorrelationen auf. Wie diese schwebungsartigen Signale entstehen, konnte nicht abschließend geklärt werden. Es wird vermutet, dass die Schwebungen evtl. beim Kreuzkorrelationsprozess entstehen können (Stein, 2013).

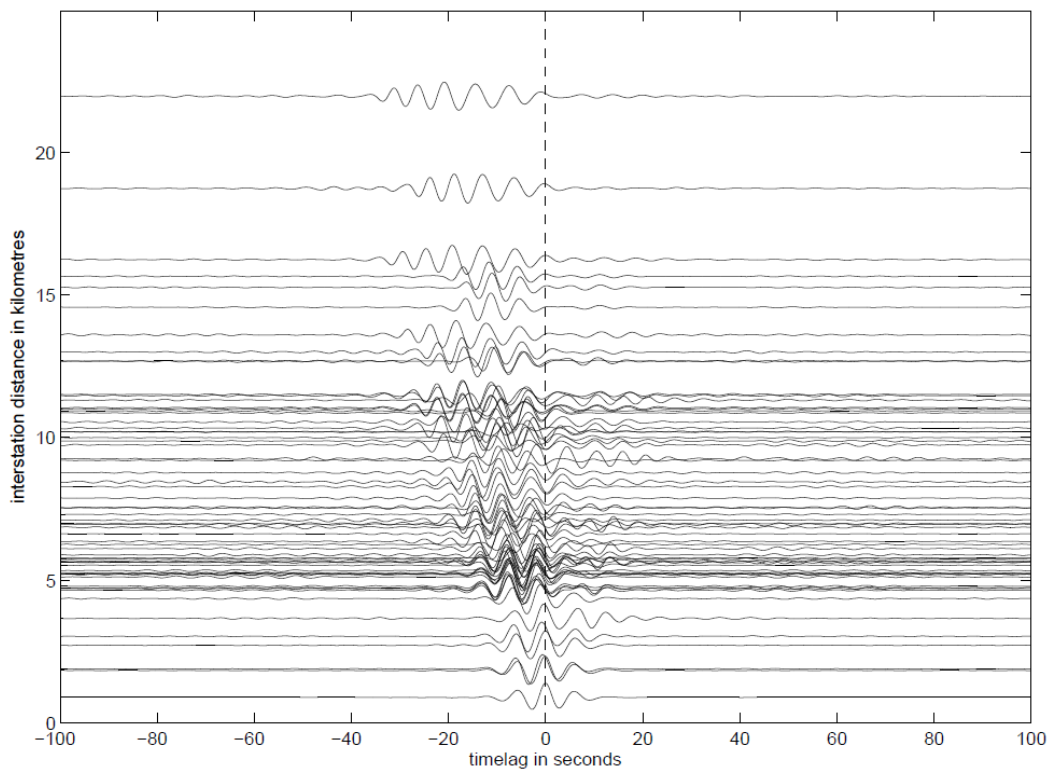


Abb. 24: Seismische Interferogramme als Funktion des Messstationsabstandes. Gezeigt ist die T-T-Komponente im Frequenzbereich 0,1-0,2 Hz als Stapelung des Jahres 2012. Diese Zeitreihen sind stark asymmetrisch mit einem dominanten akausalen Anteil. Die Kreuzkorrelation wurde i.a. so durchgeführt dass im akausalen Teil zuerst Signale an der westlich gelegeneren Station und im kausalen Anteil Signale an der östlich gelegeneren Messstation ankommen. Die Asymmetrie kann somit erklärt werden, dass sich die Rauschsignale bevorzugt von West nach Ost ausbreiten (z.B. Meereseismik des Atlantischen Ozeans).

Das Frequenzband zwischen 0,8 Hz und 1,6 Hz erschien für eine genauere Untersuchung der ZZ-, RR- und TT-Kreuzkorrelationen hinsichtlich der Anwendbarkeit der Imaging Technik am geeignetsten. Zum einen liegt in diesem Frequenzband ein relativ hohes Signal-zu-Rausch-Verhältnis (SNR) vor und der Anteil an Signalen im kausalen und akausalen Teil ist ausgewogen. Zum anderen sind die Kreuzkorrelogramme nicht durch Schwebungen

beeinflusst. Bei dieser Untersuchung ergab sich, dass einerseits die ZZ-, RR- und TT-Kreuzkorrelogramme aller drei Stationspaare innerhalb eines gewissen Zeitverschiebungsfensters (mit einer Ausnahme) symmetrische Signale aufweisen und andererseits, dass das SNR auf den TT Komponenten wesentlich höher als auf den ZZ oder RR Komponenten ist. Dadurch erscheinen symmetrische Signale auf TT viel deutlicher als auf ZZ oder RR. Schlussfolgernd kann man annehmen, dass sich die TT-Kreuzkorrelationsfunktionen am besten der Antwortfunktion zwischen jeweils zwei Stationen annähern. Das wiederum bedeutet, dass diese Komponentenkombination für die Erstellung eines (Lovewellen-) Tomographie-Modells um Landau verwendet werden kann.

Die bestimmten (Schein-) Geschwindigkeiten der Signale zwischen ca. 300 m/s und 410 m/s entsprechen denen von Oberflächenwellen. Mit Hilfe von Polarisationsdiagrammen wurde auch die Partikelbewegung der Wellen untersucht. Die für Rayleighwellen erwartete Elliptizität in der RR-ZZ-Ebene ergab sich beispielsweise nur bei einem Stationspaar eindeutig. In der TT-ZZ Ebene wurde Polarisierungen gefunden, die Lovewellen gut entsprechen.

Um die zeitliche Stabilität der Signale in den Kreuzkorrelationen zu untersuchen, wurden beispielhaft die Daten eines Stationspaars (TMO53-TMO54) näher untersucht. Da durch das Stapeln der Kreuzkorrelationen eines Tages stabile Interferogramme erzeugt werden können, wurden diese Ein-Tages-Kreuzkorrelogramme in sogenannten Matrixplots abgebildet, um über einen langen Zeitraum stabile Signale identifizieren zu können (Abb. 25). Zur Erstellung der Matrixplots werden in einem ersten Schritt unter Verwendung einer Farbskala die Amplitudenwerte der Ein-Tages-Kreuzkorrelogramme dargestellt. Das heißt, man erhält eine Aufsicht auf das Kreuzkorrelogramm mit in blau dargestellten negativen Amplituden und in rot dargestellten positiven Amplituden. Diese Aufsichten der chronologisch geordneten Ein-Tages-Kreuzkorrelogramme werden Zeile für Zeile in einer Matrix dargestellt. In diesem Fall wurden alle vorhandenen Ein-Tages-Kreuzkorrelogramme aus den Jahren 2011 und 2012 verwendet. Bei den untersuchten Frequenzen zwischen 0,1 Hz und 1,6 Hz weisen die Kreuzkorrelogramme aller drei Komponentenkombinationen (ZZ, RR und TT) zeitlich stabile Signale über den gesamten untersuchten Zeitraum von fast zwei Jahren auf. Stabile seismische Phasen treten nicht nur in den Kreuzkorrelogrammen auf, sondern auch in der Koda der Kreuzkorrelogramme sind zeitlich stabile Signale zu erkennen, die wahrscheinlich gestreuten und reflektierten Wellen entsprechen. Die Reproduzierbarkeit und die Stabilität der Kreuzkorrelogramme bedeuten, dass der Datensatz die Voraussetzungen für die Bestimmung zeitlicher Variationen der seismischen Geschwindigkeiten erfüllt.

Des Weiteren wurde bei der Untersuchung der zeitlichen Stabilität der Signale im Frequenzbereich 0,8-1,6 Hz festgestellt, dass systematische werktägliche und mit Wochenenden verbundene Schwankungen in der Amplitudenstärke auftreten. Daraus wurde geschlossen, dass die Quelle(n), die dieses Signal in den Kreuzkorrelationen erzeugen, auf menschliche Aktivitäten zurückgeführt werden können. Nicht nur die zeitlichen, sondern auch die spektralen Eigenschaften dieser Rauschsignale weisen auf künstlich erzeugte Quellen hin. Im Allgemeinen kann man das seismische Rauschen unterhalb von ungefähr 1 Hz natürlichen (ozeanischen, meteorologischen, ...) Aktivitäten (vgl. Abb. 24) und oberhalb von ca. 1 Hz künstlichen Quellen zuschreiben. Allerdings stellt diese spektrale Grenze von 1 Hz nur einen groben Anhaltspunkt dar und die tatsächliche Unterteilung des Ursprungs des Rauschens richtet sich nach den örtlichen Begebenheiten (e.g. Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Groos & Ritter, 2009).

Wie oben bereits erwähnt, weisen die Kreuzkorrelogramme bei Frequenzen zwischen 0,1 Hz und 0,8 Hz im akasalen Teil mehr amplitudenstarke Signale auf als im kausalen Teil (Abb. 24). Zwischen 0,1 Hz und 0,4 Hz kann diese Asymmetrie durch einen ebenen Welleneinfall aus Nord-West Richtung auf das Netzwerk erklärt werden. Aufgrund der Richtung und des relativ niedrigen Frequenzbandes ist es wahrscheinlich, dass es sich um die Meereseismik handelt, die im Atlantischen Ozean sowie in der Nordsee um die Britischen Inseln und Frankreich erzeugt wird. Im Frequenzband zwischen 0,4 Hz und 0,8 Hz ist die Meereseismik nicht die alleinige Ursache für die Signale in den Kreuzkorrelogrammen. Unter der Annahme, dass eine dominante Punktquelle innerhalb des Netzwerks die Signale

in den Kreuzkorrelogrammen erzeugt, wurde eine sogenannte Migrationsanalyse nach Horstmann (2010) durchgeführt. Bei dieser Analyse wird ein Raster hypothetischer Punktquellen über das zu untersuchende Gebiet gelegt. Die Geschwindigkeit der Wellen, die von jeder Punktquelle emittiert werden, wird einheitlich auf einen festen Wert festgelegt. Anschließend wird ermittelt, wie gut die Signale in den Kreuzkorrelogrammen durch die einzelnen Punktquellen erklärt werden können. Im Frequenzband zwischen 0,8 Hz und 1,6 Hz kann eine weitere dominante Rauschquelle im Westen des Stationsnetzwerkes nicht ausgeschlossen werden (siehe Abb. 26).

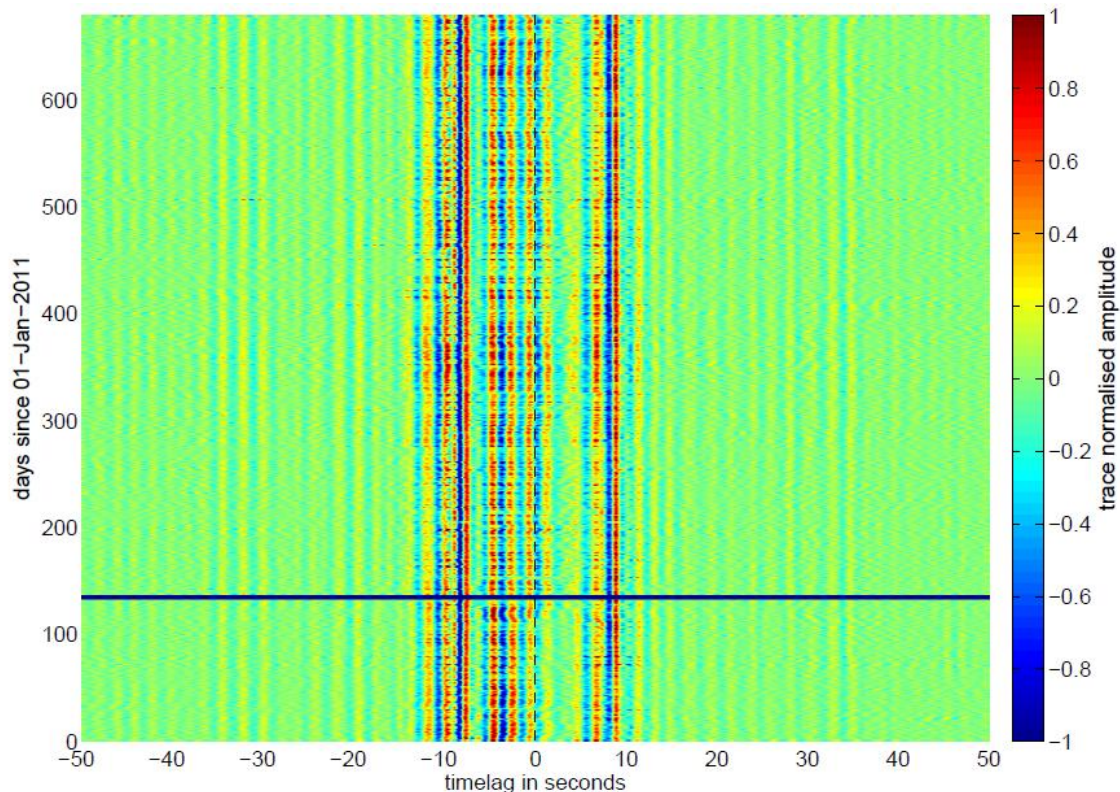


Abb. 25: Matrixplot der vorhandenen Ein-Tages-Kreuzkorrelogramme (TT-Komponente) der Jahre 2011 und 2012 des Stationspaares TMO53-TMO54. Die Kreuzkorrelationen sind zwischen 0,4 Hz und 0,8 Hz gefiltert. Deutliche sowie stabile Signale tauchen um Zeitverschiebungswerte von -10 s und +10 s auf. Auch die Koda der Kreuzkorrelogramme enthält zeitlich stabile Signale. Die Tage, an denen keine Daten verfügbar waren, sind dunkelblau dargestellt.

Im Frequenzband zwischen 0,8 Hz und 1,6 Hz wurde ebenso eine Migrationsanalyse durchgeführt (Stein, 2013). Diese ergab eine dominante Rauschquelle im Südosten des Netzwerkes. In dem relativ kleinen Gebiet, das dabei lokalisiert wurde, liegt der Windpark von Offenbach an der Queich mit drei Windrädern. Grundsätzlich ist es möglich, dass dieser Windpark eine dominante Rauschquelle für die Signale in den Kreuzkorrelogrammen darstellt. Um diese Vermutung zu bestätigen, müsste allerdings noch untersucht werden, ob auch ein zeitlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Signale in den Kreuzkorrelogrammen und den zeitlichen Variationen der Windgeschwindigkeiten besteht.

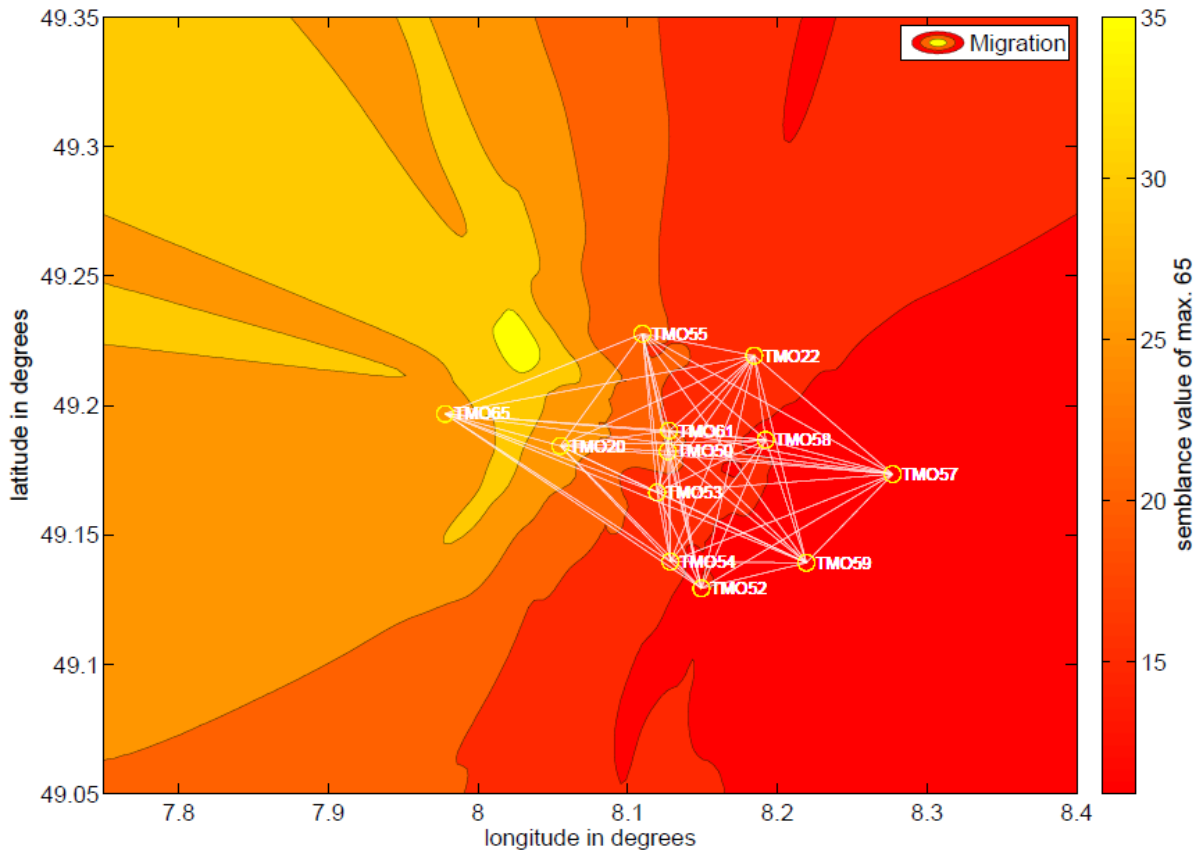


Abb. 26: Migrationsanalyse mit den Jahres-Kreuzkorrelogrammen (ZZ-Komponente) aus 2012 von 65 Stationspaaren im Frequenzbereich 0,4-0,8 Hz). Die vordefinierte Geschwindigkeit für die Migration beträgt 600 m/s. Die Stationen, die für die Analyse verwendet wurden, sind durch Kreise dargestellt und mit Linien verbunden. Eine Quelle in dem Gebiet (gelb), das sich um 49,2277 °N und 8,0237 °O befindet, erklärt die Daten in den Kreuzkorrelationen am besten (zu 57%). Außerdem erstreckt sich eine Fläche, wo eine relativ große Übereinstimmung mit den realen Daten erhalten wird, nach Nordwesten. Dies kann ein Hinweis auf die Meereseismik sein.

Abschließend ist zu bemerken, dass die geothermischen Reservoirs in einer Tiefe von ungefähr 3-5 km liegen und somit die in den Kreuzkorrelationen beobachteten Oberflächenwellen für eine Abbildung oder zeitliche Überwachung dieser Reservoirs sich als nicht geeignet herausgestellt haben. Aufgrund der relativ kleinen Stationsabstände (maximal 22 km) können bei Einhaltung des Kriteriums, dass der Abstand zwischen zwei Stationen größer als das Dreifache der Wellenlänge λ sein sollte (z.B. Lin et al., 2008), maximal Wellen mit einer Wellenlänge von 7,3 km Kilometern untersucht werden. Die Eindringtiefe solcher Oberflächenwellen bzw. deren dominanter Sensitivität ist aber geringer als die Reservoirtiefe von ca. 3-5 km. Die exponentielle Amplitudenabnahme kann nach Müller (1973) näherungsweise beschrieben werden als (Amplituden A der Oberflächenwelle, Wellenlänge der Oberflächenwelle, und Tiefe z):

$$A \sim \exp(-2 \pi z / \lambda)$$

Das bedeutet, dass die Amplitude einer Oberflächenwellen mit $\lambda \sim 7$ km in einer Tiefe von 1 km ca. um den Faktor 0,4, in einer Tiefe von 3 km ca. um den Faktor 0,06 und in 5 km Tiefe ca. um den Faktor 0,01 verringert ist. D.h. in typischen Reservoirtiefen von 3-5 km Tiefe sind die durch Interferometrie bestimmten Oberflächenwellen nicht ausreichend sensitiv.

II.1.3.8 Wellenformähnlichkeit und Clusteranalyse

Bei der Bearbeitung der seismischen Wellenformdaten von Landau und Insheim wurde deutlich, dass sich die Wellenformen verschiedener Mikroerdbeben an denselben Messstationen oft stark ähneln (Abb. 27). Um dies genauer zu beschreiben, wurden systematische Untersuchungen begonnen. Zur Detektion und Analyse der stark verrauschten seismischen Wellenformen (kleine Amplituden schwacher Mikroerdbeben und hoher Störpegel im Oberrheingraben) im Bereich Landau und Insheim wurden Kreuzkorrelations-Methoden verwendet und weiterentwickelt. Die Definitionen von Begriffen, die Anhäufungen von ähnlichen seismologischen Wellenformen beschreiben, sind zahlreich und oftmals nicht einheitlich bzw. werden in der Literatur unterschiedlich verwendet. Im Allgemeinen wird der Begriff *Doublet* für ein einzelnes Paar ähnlicher Wellenformen verwendet. Ein *Multiplet* hingegen definiert eine Serie von *Doublets*, d.h. ein *Multiplet* besteht aus drei (*Triplet*) oder mehr Ereignissen mit sehr ähnlichen Wellenformen (Cattaneo et al., 1997; Arrowsmith und Eisner, 2006; Massa et al., 2006a). Mit Bezug auf die Ähnlichkeit unterscheiden Cattaneo et al. (1997) *Doublets* und *Multiplets* nochmals in *strong doublets* und *weak doublets* bzw. *strong multiplets* und *weak multiplets*. Weiterhin kann für mehrere Ereignisse mit ähnlichen Wellenformen untereinander auch der Begriff Cluster verwendet werden, wie es im Folgenden gehandhabt wird. In den letzten Jahren wurden mehrere Arbeiten zu Wellenformähnlichkeiten veröffentlicht, in denen tektonische (Geller und Mueller, 1980; Maurer und Deichmann, 1995; Ferretti et al., 2005), vulkanische (Frémont und Malone, 1987) und auch induzierte Ereignisse bearbeitet wurden (Moriya et al., 2003; Wehling-Benatelli et al., 2013).

Nach Geller und Mueller (1980) treten Ereignisse mit sehr ähnlichen Wellenformen jeweils innerhalb einer gegenseitigen Distanz von etwa einem Viertel der dominierenden Wellenlänge ($\lambda/4$ -Kriterium) auf. Meist stellen diese Ereignisse wiederkehrende Brüche derselben Größenordnung dar. Wegen der hohen Ähnlichkeit solcher Wellenformen sind die Laufwege der einzelnen Ereignisse vom Hypozentrum zu einer bestimmten Messstation näherungsweise identisch. Dies schließt auch ein, dass sich Mediumseigenschaften wie seismische Geschwindigkeit, Heterogenität (Streuung) und Dämpfung zeitlich nicht ändern sollten (Poupinet et al., 1984; Schaff et al., 2004). Für eine große Ähnlichkeit ist weiterhin eine nahezu identische Quell-Zeit-Funktion notwendig, was allgemein bedeutet, dass die Ereignisse einen gemeinsamen bzw. sehr ähnlichen Bruchmechanismus und Magnituden gleicher Größenordnung aufweisen (Maurer und Deichmann, 1995). Einen Einfluss auf die Ähnlichkeit der Wellenformen hat neben den genannten natürlichen Größen auch das Instrument, mit welchem diese aufgezeichnet werden. Bei Verwendung unterschiedlicher Sensoren an derselben Station in verschiedenen Zeiträumen ist es deshalb zwingend erforderlich, die Instrumentenantwort des Geräts vor der Ähnlichkeitsanalyse zu entfernen. Weiterhin hängt die Ähnlichkeit der Wellenformen stark vom gewählten Frequenzbereich ab. Durch Entfernung hochfrequenter Signalanteile steigt i.a. die Ähnlichkeit der Wellenformen, da Einflüsse von kleinräumigen Heterogenitäten bzw. Streuung reduziert werden (Geller und Mueller, 1980; Arrowsmith und Eisner, 2006). Zeitlich können Doublets bzw. Multiplets in sehr kurzen Abständen (Deichmann und Garcia-Fernandez, 1992; Grund, 2011; Plenkers et al., 2013), jedoch auch nach mehreren Jahren wiederkehrend beobachtet werden (Maurer und Deichmann, 1995; Massa et al., 2006b).

Analyse und Methoden

Für den vorliegenden Bebenkatalog (s.o.) wurden alle Ereignisse pro Messstation beginnend ab ihrer Herdzeit als 8 s Zeitfenster auf allen drei Komponenten ausgeschnitten. 16 Ereignisse, deren Herdzeiten weniger als 1 s auseinander lagen, wurden aussortiert, da bei der weiter unten beschriebenen Kreuzkorrelation solcher Ereignisse Probleme auftreten können (Cattaneo et al., 1997; Kocon und van der Baan, 2012). Alle Wellenformen wurden mittels eines Bandpass-Filters im Frequenzbereich 2-20 Hz gefiltert und die Instrumentenantwort entfernt. Dies ist zwingend notwendig, da an manchen Stationen über den Beobachtungszeitraum unterschiedliche Sensoren installiert waren. Weiterhin wurden lineare Trends und der Mittelwert aus den Zeitreihen entfernt. Der Frequenzbereich 2-20 Hz wurde

aufgrund von Analysen der Amplitudenspektren der Wellenformen gewählt, da in diesem der größte Teil der Energie zu finden ist. Die Ereignisse wurden anschließend jeweils den Gebieten Landau oder Insheim zugeordnet.

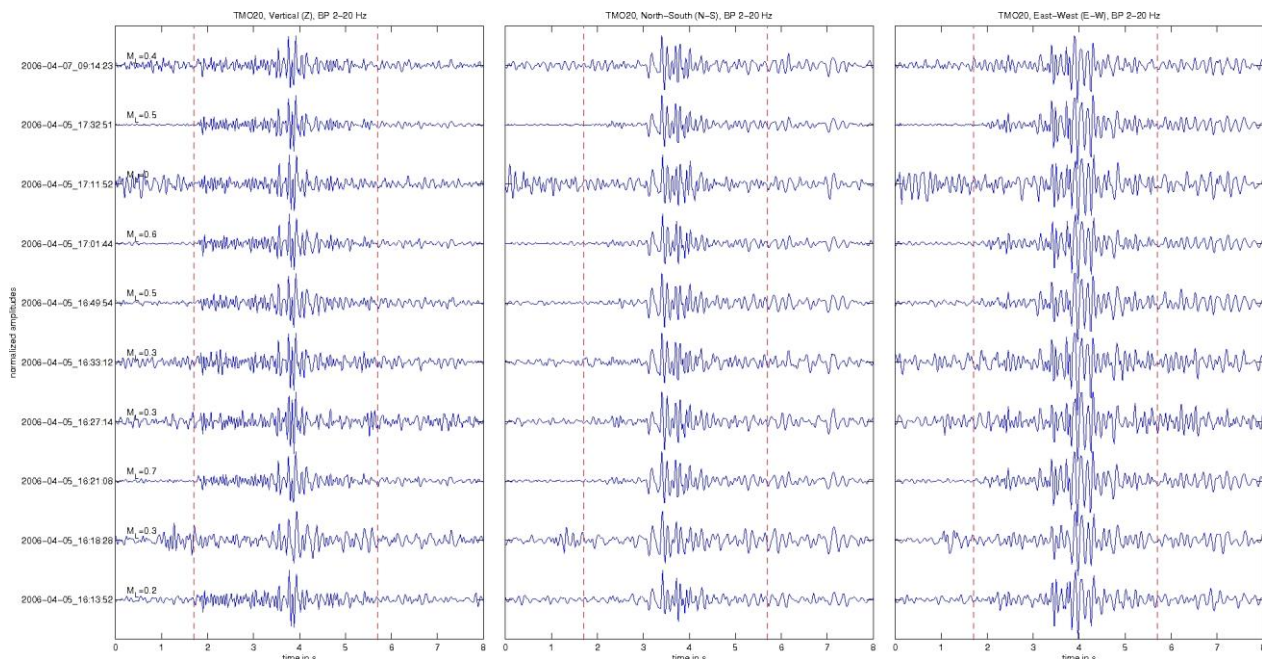


Abb. 27: Zeitfenster mit 8 s langen Wellenformdaten (vertikal, N-S und O-W Komponenten) verschiedener Landau Erdbeben (April 2006, Stärke ungefähr $0,2 < M_L < 0,7$). Man beachte die sehr ähnlichen Wellenformen. Die roten Linien geben das 4 s lange Zeitfenster an, in welchem die Kreuzkorrelation für die Ähnlichkeitsanalyse berechnet wurde.

Die Bestimmung der Ähnlichkeit zwischen den gemessenen Wellenformen wurde mittels einer normierten Kreuzkorrelationsfunktion durchgeführt. Für ein aus zwei unterschiedlichen Wellenformen bestehendes Ereignispaar wird das Maximum der bestimmten Kreuzkorrelationsfunktion als Maß für die Ähnlichkeit verwendet. Die Werte der normierten Kreuzkorrelationsfunktion liegen zwischen 0 und 1. Haben zwei Wellenformen einen identischen Verlauf, so ergibt sich für das Maximum der bestimmten Kreuzkorrelationsfunktion der Wert 1. Diese wird als Autokorrelationsfunktion bezeichnet (Smith, 1997). Da für die Berechnung der Kreuzkorrelation die Zeitreihen beider Signale pro Ereignispaar die gleiche Fensterlänge bzw. Anzahl an Datenpunkten benötigen, wird eine Abfrage der Abtastraten durchgeführt, um unterschiedliche Abtastraten an einzelnen Messstationen pro Ereignispaar auszugleichen. Bei Unterschieden wird die Ereignisregistrierung mit der höheren Abtastrate (d.h. mit der größeren Anzahl an Datenpunkten) mit der geringeren Abtastrate des anderen Signals neu abgetastet.

Für die Berechnung der Korrelationskoeffizienten eines Ereignispaars wurde pro identifiziertem Ereignis jeweils ein 4 s langes Zeitfenster verwendet (rot gestrichelter Bereich in Abb. 27). Dieses Fenster wurde aus den ursprünglichen 8 s langen Zeitfenstern ausgeschnitten und es wurden stationsspezifische Mindestlaufzeiten t_{min} festgelegt. Diese resultieren aus den Lokalisierungen (s. o.) und geben in etwa die kürzeste Laufzeit der P-Wellen aller Ereignisse wieder, die an der entsprechenden Station aufgezeichnet wurden und als Zeitreihe vorliegen. Für alle Ereignisse einer Messstation wird mittels der entsprechenden Mindestlaufzeit auf allen drei Komponenten automatisch eine Markierung zum Zeitpunkt $t_{mark} = t_0 + t_{min}$ gesetzt. Die ersten 4 s nach den automatisch gesetzten zeitlichen Markierungen werden pro Ereignis als Zeitfenster für die Ähnlichkeitsanalyse verwendet.

Enthält der Mikrobebenkatalog N Ereignisse pro Messstation, so werden alle diese N Ereignisse jeweils miteinander kreuzkorreliert. Dadurch ergibt sich pro Ereignispaar eine

normierte Kreuzkorrelationsfunktion. Der jeweils maximale Wert dieser Funktionen wird als Korrelationskoeffizient in einer Matrix der Größe $N \times N$ angeordnet. Abb. 28 zeigt diese Korrelationsmatrix beispielhaft für $N = 5$ Ereignisse auf der Vertikalkomponente an der Station TMO20. Die Diagonalelemente der Korrelationsmatrix sind jeweils mit dem Wert 1 belegt, da sie der oben beschriebenen Autokorrelation eines Ereignisses mit sich selbst entsprechen. Aufgrund der Symmetrie der quadratischen Korrelationsmatrix, unterscheiden sich die Einträge ober- und unterhalb der Matrixdiagonalen nicht und stellen jeweils nur eine Spiegelung an der Diagonalen dar. Deshalb ist es für eine Analyse ausreichend, nur einen dieser beiden Matrixbereiche zu betrachten.

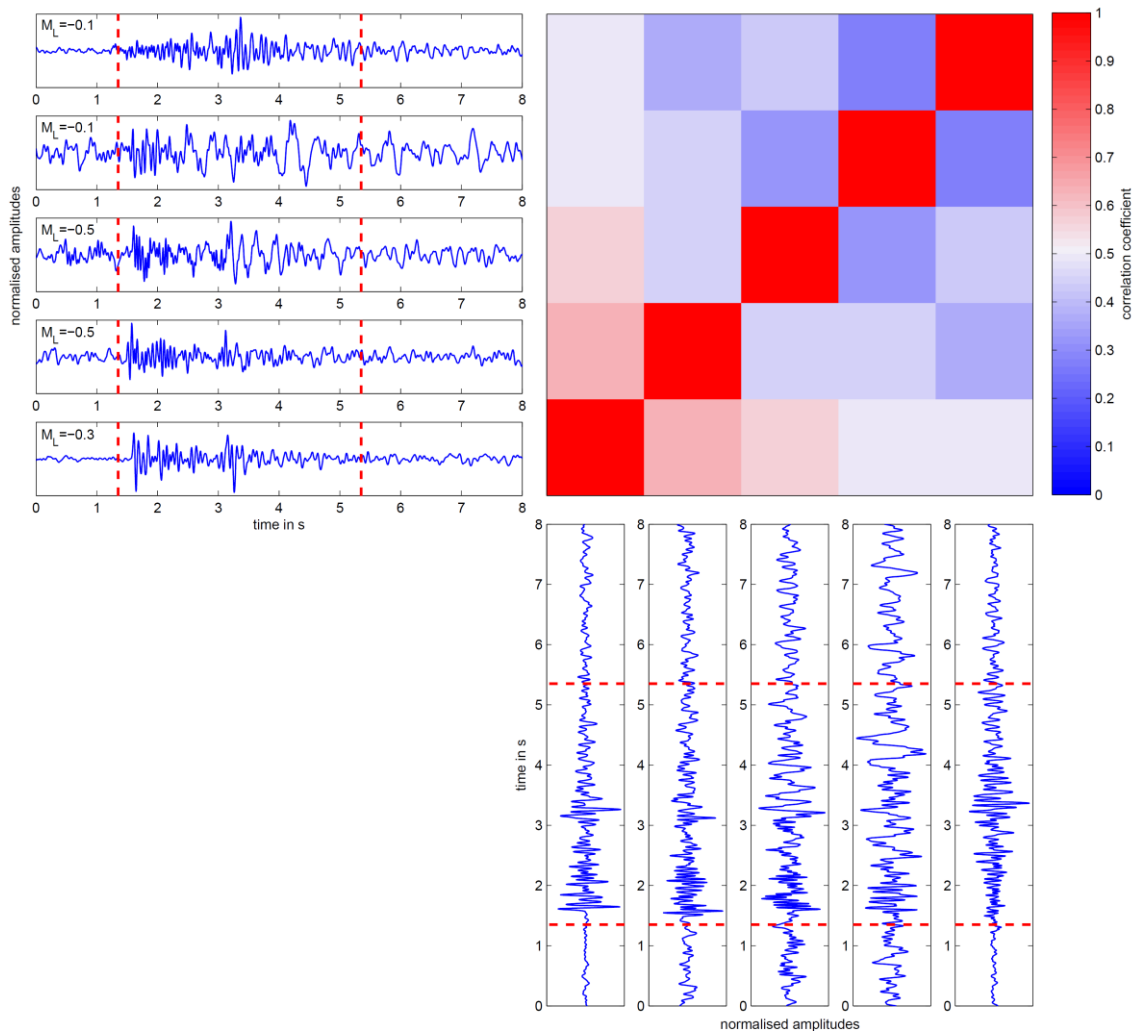


Abb. 28: Korrelationsmatrix für 5 Mikroerdbeben. Die Farben der Matrix repräsentieren den Betrag des Korrelationskoeffizienten der Kreuzkorrelation zwischen den Wellenformen.

Ausgehend von der beschriebenen Erstellung einer Korrelationsmatrix, wird für jede der drei Komponenten Vertikal (Z), Nord-Süd (N-S) und Ost-West (E-W) aller verwendeten Messstationen eine Korrelationsmatrix erstellt. Diese resultierenden Korrelationsmatrizen haben jeweils pro Station die gleiche Dimension und werden im Folgenden als Komponentenmatrizen bezeichnet. Sie zeigen jeweils die Ähnlichkeit zwischen Ereignispaaren auf einer Komponente an der jeweiligen Messstation. Anschließend werden pro Messstation alle drei Komponentenmatrizen aufsummiert und das arithmetische Mittel gebildet. Die sich daraus ergebenden Korrelationsmatrizen zeigen nun die Ähnlichkeiten zwischen Ereignispaaren an

einer einzelnen Station und werden deshalb im Weiteren Verlauf als Stationsmatrizen bezeichnet.

Aufgrund der unterschiedlichen Datenverfügbarkeit an den verwendeten Messstationen (beispielsweise unterschiedlich lange Registrierdauer), sind nicht alle möglichen Ereignispaare, die aus dem Ereigniskatalog resultieren, pro Messstation beobachtbar. Die Dimensionen der einzelnen Stationsmatrizen unterscheiden sich dadurch stationsweise. Die für die weitere Analyse benötigten Stationsmatrizen müssen unabhängig von den vorhandenen Ereignissen pro Messstation dieselbe Dimension aufweisen. Vor der Erstellung der Komponentenmatrizen wird eine für alle Messstationen einheitliche Dimension ermittelt. Diese entspricht der Anzahl aller verfügbaren Ereignisse der Messstationen.

Die berechneten Stationsmatrizen liefern Ähnlichkeiten für Ereignispaare oder Multiplets an einer einzelnen Station. Um eine Aussage über die Ähnlichkeit eines Ereignispaars treffen zu können, sollte dieses Ereignispaar bestenfalls eine hohe Ähnlichkeit in Form hoher Korrelationskoeffizienten über ein gesamtes seismologisches Messstationsnetzwerk aufweisen (Maurer und Deichmann, 1995). Im vorliegenden Fall wurde dies mittels einer sogenannten Netzwerkmatrix umgesetzt, welche die Informationen aller verwendeten Stationen enthält (Wehling-Benatelli et al., 2013). Da die Bodenunruhe durch Menschen, Verkehr und Infrastruktur zu verhältnismäßig starken Störungen in den Untersuchungsgebieten um Landau und Insheim führen, haben viele der Ereignisse an einigen Stationen ein sehr geringes Signal-Rausch-Verhältnis (SNR).

Wegen des Rauschens wird daher eine gewichtete Netzwerkmatrix (Abb. 29) verwendet, deren Daten basierend auf dem SNR der einzelnen Ereignisse gewichtet werden. Ähnlich wie in den Analysen von Arrowsmith und Eisner (2006) werden für die SNR-basierte Gewichtung alle Ereignispaare über das gesamte Netzwerk betrachtet. Da alle Messstationen eine sehr geringe Epizentraldistanz aufweisen (<10 km) ist eine entfernungsabhängige Gewichtung der Korrelationskoeffizienten pro Messstation wie in Cattaneo et al. (1997) nicht sinnvoll. Für die Bestimmung der SNR-Werte aller Ereignisse auf allen drei Komponenten, werden die ursprünglichen Ereignisse mit 8 s Länge verwendet, da diese auch einen Rauschanteil vor dem Einsatz der P-Welle enthalten und somit für die Bestimmung des SNR-Werts geeignet sind. Die für die SNR-Bestimmung benötigten Zeitfenster werden ebenfalls automatisch mittels der stationsspezifischen Mindestlaufzeiten t_{min} festgelegt. Ausgehend von den automatisch gesetzten zeitlichen Markierungen wird das Rauschfenster pro Ereignis und Komponente mit einer Länge von 0,75 s vor dieser Markierung festgelegt. Das Signalfenster umfasst jeweils die ersten 4 s nach der zeitlichen Markierung und beinhaltet somit auf allen drei Komponenten den Einsatz der P- und S-Wellen. Aufgrund der geringen, jedoch vorhandenen Laufzeitunterschiede wird die automatische zeitliche Markierung für einige Ereignisse wenige Millisekunden zu früh gesetzt. Dadurch beinhaltet das resultierende Signalfenster einen etwas höheren Anteil an Rauschen. Dieser Umstand wird jedoch wegen der enormen Zeitersparnis durch Setzen der automatischen Markierungen hingenommen. Pro Messstation werden für alle Ereignisse auf allen drei Komponenten die jeweiligen SNR-Werte als Quotient von maximaler Betragsamplitude des Signalfensters durch quadratischen Mittelwert (RMS) des Rauschfensters bestimmt.

Da pro Ereignispaar zwei SNR-Werte vorliegen, wird für jedes Ereignispaar auf allen drei Komponenten pro Messstation der jeweils geringere SNR-Wert bestimmt. Die hierbei ermittelten niedrigeren SNR-Werte pro Ereignispaar werden im Folgenden als Grundlage für die Gewichtung der pro Ereignispaar zugehörigen Korrelationskoeffizienten verwendet. Für die Gewichtung der Korrelationskoeffizienten wird eine leicht modifizierte Sigmoidfunktion (von Seggern, 2006) verwendet, die den bestimmten SNR-Werten jeweils einen Faktor zwischen 0 und 1 zuordnet. Dadurch ergibt sich die gewichtete Netzwerkmatrix.

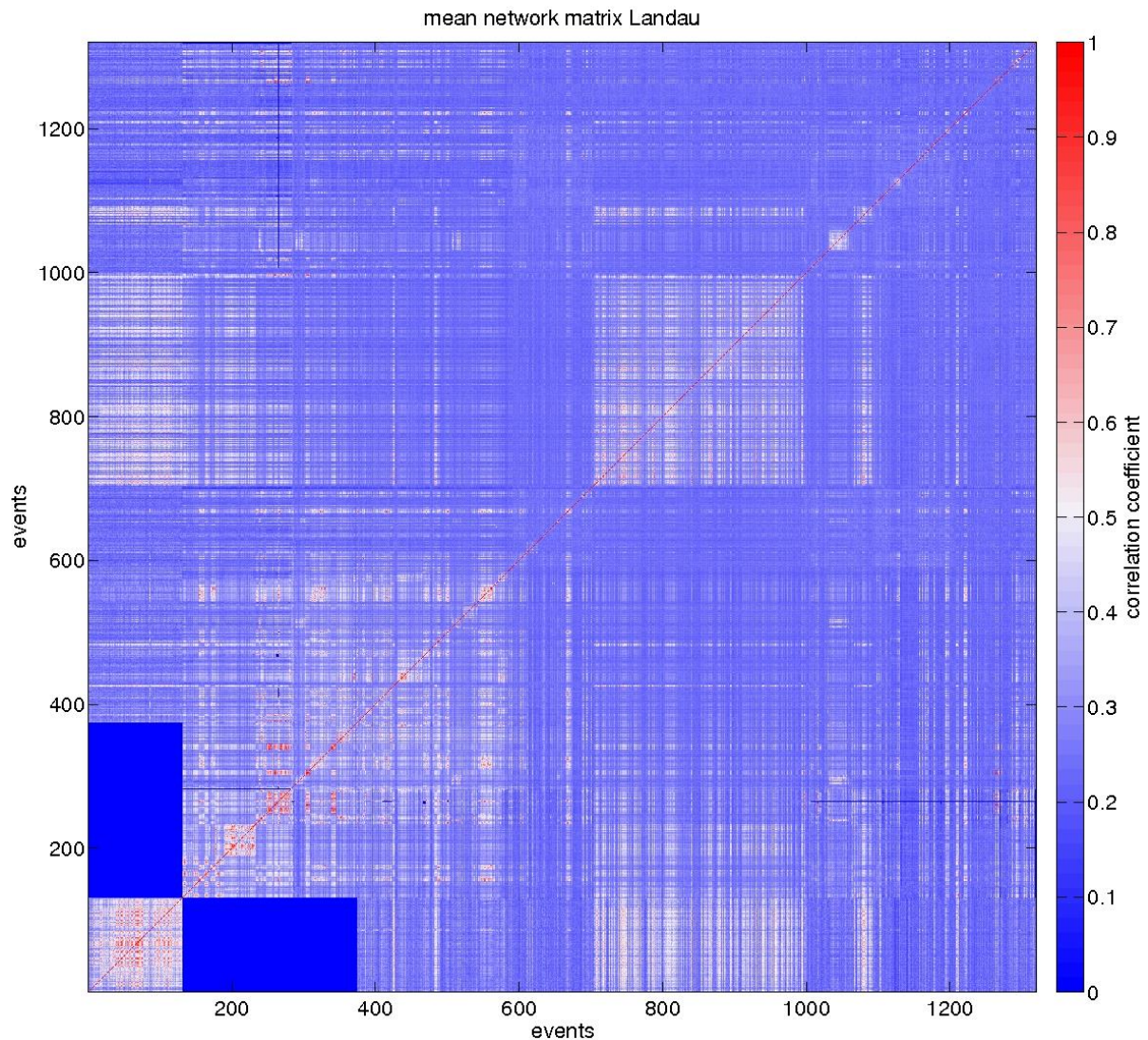


Abb. 29: Gewichtete Netzwerkmatrix aller 1363 detektierten Ereignisse unter Landau. Die Ereignisse sind chronologisch geordnet vom Frühjahr 2006 bis Herbst 2013. Die ersten ca. 160 Ereignisse gehören zum Stimulationsexperiment in Frühjahr 2006 (siehe auch Plenkers et al., 2013).

Die gewichtete Netzwerkmatrix dient als Grundlage für die nachfolgende Clusteranalyse. Mit dieser sollen Ereignisse, deren Wellenformen starke Ähnlichkeiten aufzeigen, in gemeinsame Cluster eingeteilt werden. Der für die Clusterbildung verwendete Algorithmus basiert auf einem Äquivalenzklassenansatz (Press et al., 2007) mit Brückentechnik, welcher in ähnlicher Weise häufig bei der Clusteranalyse sehr ähnlicher Wellenformen Anwendung findet (Aster und Scott, 1993; Cattaneo et al., 1997; Ferretti et al., 2005; Massa et al., 2006a,b). Im seismologischen Kontext kann eine Äquivalenzklasse für zeitdiskret aufgezeichnete Wellenformen dreier beispielhafter Ereignisse A, B und C an einer Station wie folgt interpretiert werden: Weist zum einen die Wellenform von Ereignis A eine sehr hohe Ähnlichkeit zu Ereignis B auf und zum anderen die Wellenform von Ereignis B eine sehr hohe Ähnlichkeit zu Ereignis C, so muss folglich auch Ereignis A ähnlich zu Ereignis C sein. Als Maß für die Ähnlichkeit wird wie oben beschrieben der maximale Wert der normierten Kreuzkorrelationsfunktion pro Ereignispaar verwendet.

Für die Zuteilung eines Ereignisses in ein Cluster mit einem Korrelationskoeffizienten wird ein Schwellenwert benötigt. Überschreitet der Korrelationskoeffizient eines Ereignispaars diesen Schwellenwert, so wird das entsprechende Ereignis einem Cluster zugeordnet. Die in vielen Arbeiten verwendeten Ansätze zur Bestimmung eines passenden Schwellen-

wertes konnten nicht zufriedenstellend angewandt werden. Dies liegt hauptsächlich an den teilweise sehr schwachen Beben (geringe Magnitude) bei Landau und Insheim sowie den daraus resultierenden geringen SNR-Werten. Aufgrund der verwendeten Brückentechnik können für niedrige Schwellenwerte Ereignisse mit geringerer Ähnlichkeit trotzdem zueinander in einem gemeinsamen Cluster zugeteilt werden. Für eine aussagekräftige Clusterzuteilung ist es deshalb erforderlich, verhältnismäßig hohe Schwellenwerte zu verwenden, die dann Ereignisse über die Brückentechnik verknüpft. Um eine Entwicklung der Clusterzuordnung bezüglich des Schwellenwertes zu beobachten, wurde deshalb eine mehrstufige Clusterzuteilung mit den Schwellenwerten 0,7, 0,8 und 0,9 realisiert. Eine Clusterzuteilung mittels eines Schwellenwertes von 0,9 zeigt nach Arrowsmith und Eisner (2006) zudem Ereignisse, die dem $\lambda/4$ -Kriterium von Geller und Mueller (1980) entsprechen.

Für eine eindeutige Zuordnung der Ereignisse zu einem Cluster, wurden Namenskürzel erstellt, welche wiedergeben, mit welchen Schwellenwerten das entsprechende Ereignis einem Cluster zugeteilt werden konnte. Der erste Buchstabe der Clusterkürzel gibt die Zugehörigkeit des Bebens zu den Ereignisvolumen Landau (**L**) bzw. Insheim (**I**) wieder. Alle Ereignisse, unabhängig davon ob sie mittels eines Schwellenwertes einem Cluster zugeordnet werden konnten oder nicht, haben als erste Ziffer diesen Buchstaben. Die zweite Stelle eines Kürzels zeigt die Clusterzuteilung der Ereignisse der jeweiligen Gebiete mit einem Schwellenwert von mindestens 0,7 (Buchstaben **A-Z**). Die dritte und vierte Stelle zeigt eine Clusterzuteilung mit einem Schwellenwert von mindestens 0,8 an (Zahlen **01-...**). Die letzte Stelle, falls vorhanden, gibt an, welche der mit einem Schwellenwert von mindestens 0,8 geclusterten Ereignisse einem Subcluster mit einem Schwellenwert von mindestens 0,9 zugeteilt werden konnten (Buchstaben **a-z**). Beispiele:

- L---- : bedeutet, das Ereignis wurde dem Gebiet Landau zugeordnet, keine Clusterzuteilung mit Schwellenwerten 0,7; 0,8; 0,9
- LA---: bedeutet, das Ereignis wurde dem Gebiet Landau zugeordnet, Clusterzuteilung mit Schwellenwert 0,7; keine Zuteilung mit Schwellenwerten 0,8; 0,9
- LA01-: bedeutet, das Ereignis wurde dem Gebiet Landau zugeordnet, Clusterzuteilung mit Schwellenwerten 0,7; 0,8; keine Zuteilung mit Schwellenwert 0,9
- LA01a: bedeutet, das Ereignis wurde dem Gebiet Landau zugeordnet, Clusterzuteilung mit Schwellenwerten 0,7; 0,8; 0,9

Ergebnisse Landau

Für das Gebiet Landau gingen Daten von 15 Messstationen in die Berechnung der gewichteten Netzwerkmatrix ein: SOS2, SOS3, SOS5, SOS6, SOS7, SOS8, SOS9, TMO19, TMO20, TMO50, TMO53, TMO54, TMO58, TMO61 und TMO64. Die Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix führte in Landau je nach verwendetem Schwellenwert zu unterschiedlich vielen Clustern. Betrachtet man die gewichtete Netzwerkmatrix (Abb. 29), so sind deutlich mehrere Bereiche mit sehr hohen Korrelationskoeffizienten enthalten. Obwohl nicht für alle Beben eines Clusters Lokalisierungen vorliegen (nur 128 relative Lokalisierungen, siehe Abschnitt II.1.2), können dennoch deutliche Ereignis-Strukturen identifiziert werden. Für einen Schwellenwert ab 0,7 zeigen die relativen Lokalisierungen (vgl. Abb. 7) hauptsächlich zwei große Cluster in Abb. 30a, die räumlich begrenzt sind und NNW-SSO (meist rote Symbole in Abb. 30a) bzw. NE-SW (blaue Symbole) streichen. Erhöht man den Schwellenwert auf 0,8, so zerfallen die beiden großen Cluster in mehrere kleinere Cluster (Abb. 30b), welche größtenteils alle sehr nahe beieinander liegen (ca. 250 m mittlere horizontale Ausdehnung). Da die Korrelationskoeffizienten einiger Ereignisse nicht mehr den Schwellenwert von 0,8 überschreiten, fallen diese für diesen Schritt aus der Analyse heraus. Wird der Schwellenwert auf 0,9 erhöht, dann fallen weitere Ereignisse heraus und die entsprechenden Wellenformen der sich so ergebenden Cluster weisen eine sehr hohe Ähnlichkeit auf. Auch bzgl. der Tiefe zeigen die Cluster je nach Schwellenwert einen engen räumlichen Zusammenhang (Abb. 31a). Beispielsweise können in NE-SW streichenden Clusterbereich deutlich tiefere Ereignisse (Cluster LA08) von flacheren Ereignissen (Cluster LA09 und

LA10) unterschieden werden. Der N-S gerichtete Tiefenschnitt in Abb. 31a zeigt auch, dass die tiefsten Ereignisse nahe der Reinjektionsbohrung (LH01 und LI01) und im NE-SW streichenden Cluster auftreten (LA08). Nach Norden, d.h. unter dem Stadtgebiet, werden die Hypozentren systematisch flacher, was die Spürbarkeit bei gleicher Magnitude erhöht (man beachte, dass die in Abb. 31a gezeigten, relativen Lokalisierungen absolute Ungenauigkeiten von ca. ± 400 m vertikal bzw. ± 300 m horizontal haben).

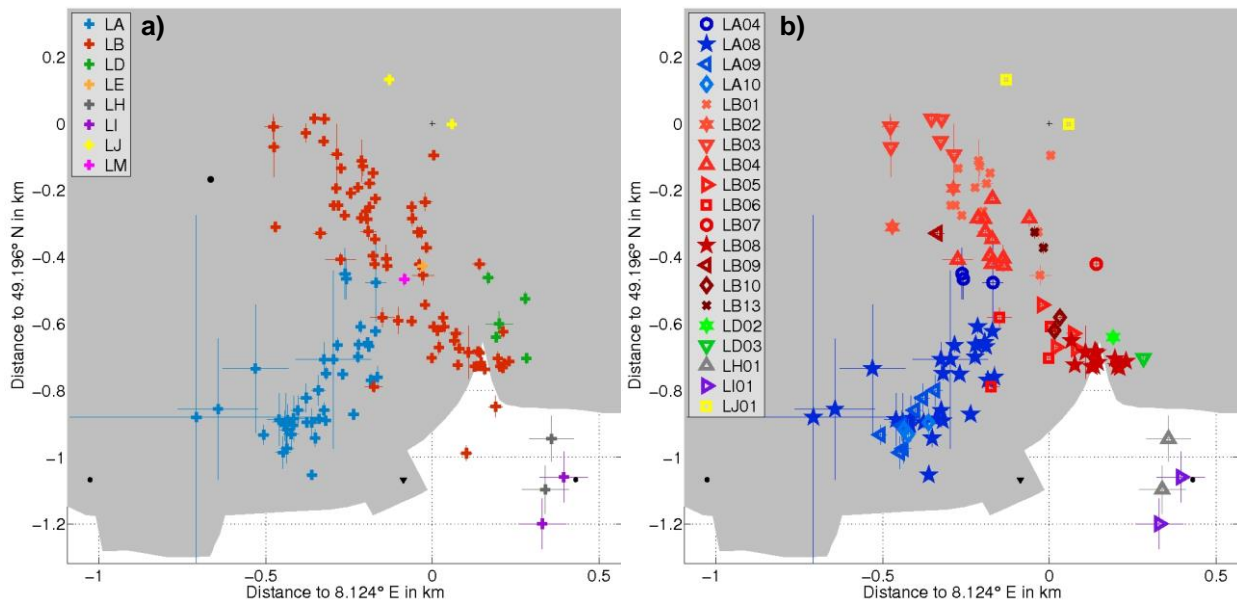


Abb. 30: Clusterzuordnung (Farben und Symbole) der Ereignisse unter Landau. Die Epizentren entsprechen den jeweiligen Relativlokalisierungen der Ereignisse (mit Fehlerbalken, siehe Abschnitt II.1.2). Das Geothermiekraftwerk befindet sich am Dreieck, die Punkte bezeichnen die Landepunkte der Produktionsbohrung (links) und Reinjektionsbohrung (rechts); a) Korrelationskoeffizient mindestens 0,7, b) Korrelationskoeffizient mindestens 0,8. Das Stadtgebiet von Landau ist in grau dargestellt.

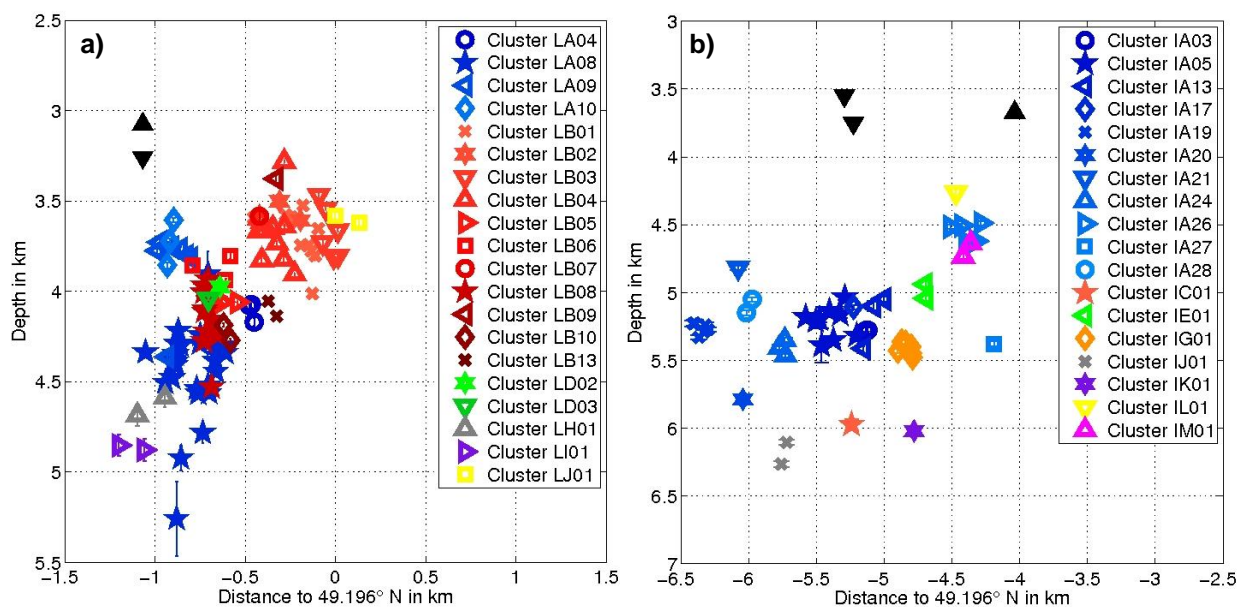


Abb. 31: Clusterzuordnung (Farben und Symbole) der Ereignisse in einem Nord-Süd-Tiefenschnitt unter a) Landau und b) Insheim. Die Epizentren entsprechen den jeweiligen Relativlokalisierungen der Ereignisse (siehe Abschnitt II.1.2). Dreiecke zeigen die Landepunkte der Produktionsbohrungen (Spitze nach oben) und Reinjektionsbohrungen (Spitze nach unten).

Die Ereignisse treten in einigen Clustern innerhalb sehr kurzer Zeiträume (Stunden bis Tage) auf, jedoch kommt es auch vor, dass die Ereignisse mit praktisch identischen Wellenformen erst wieder nach 3-4 Jahren auftreten (Abb. 7 & 32). Dieses Verhalten wird auch in der Netzwerkmatrix (Abb. 29) deutlich, bei der die Ereignisse chronologisch geordnet sind. D.h. dass an den Bruchstellen nach dem Spannungsabfall wieder (Scher-) Spannung aufgebaut wird bzw. durch die Fluide und deren Reduzierung der Normalspannung restliche Scherspannung zu einem späteren Zeitpunkt abgebaut wird.

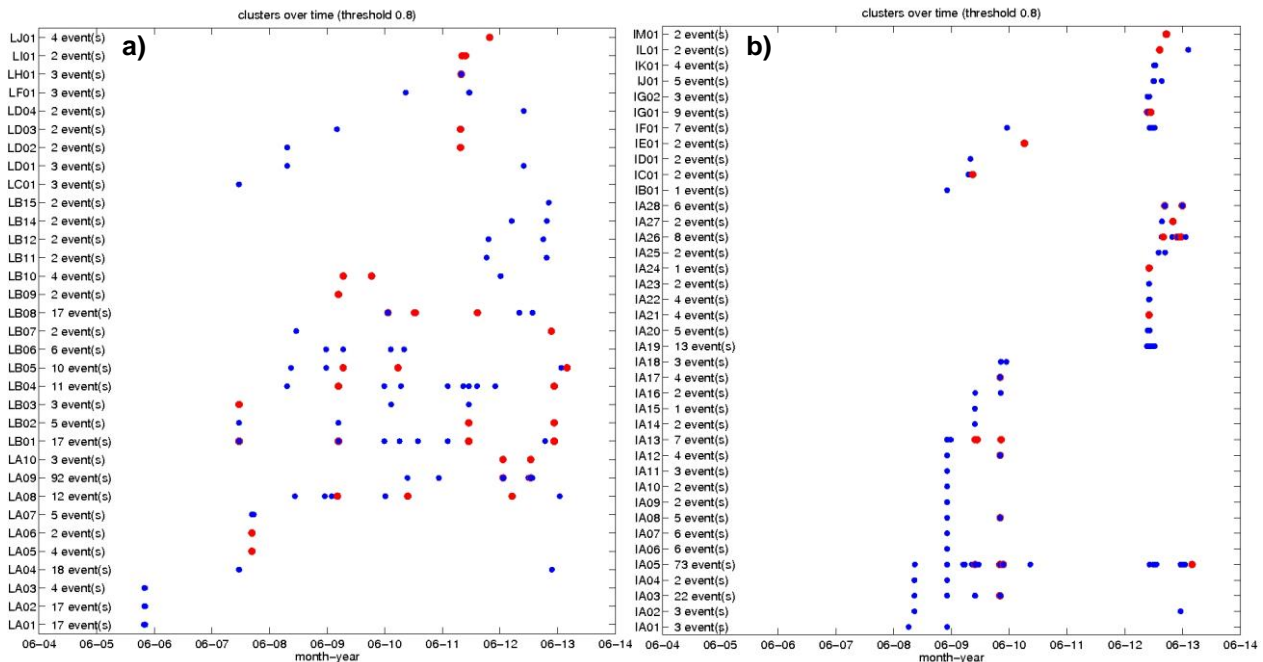


Abb. 32: Zeitliches Auftreten der Cluster mit Korrelationen von mindestens 0,8 (siehe Text) bei a) Landau und b) Insheim. Rote Punkt sind lokalisierte Ereignisse, blaue Punkte sind nicht lokalisierte Ereignisse mit einer sehr hohen Ähnlichkeit.

Ergebnisse Insheim

Für Insheim wurde ebenfalls eine gewichtete Netzwerkmatrix erstellt, die mit den gleichen Parameter wie die Netzwerkmatrix für das Gebiet Landau erstellt wurde. Insgesamt gingen Daten von 15 Messstationen in die Berechnung der gewichteten Netzwerkmatrix ein: SOS2, SOS3, SOS5, SOS6, SOS7, SOS8, SOS9, TMO20, TMO50, TMO53, TMO54, TMO58, TMO59, TMO61 und TMO64. Die Verwendung der gewichteten Netzwerkmatrix führte für die Insheim Ereignisse je nach verwendetem Schwellenwert (0,7-0,9) zu unterschiedlich vielen Clustern. Zusammen mit den relativen Lokalisierungen (Abb. 8) betrachtet, zeigt sich für einen Schwellenwert ab 0,7, dass ein Großteil der Ereignisse in einem Cluster IA zusammengefasst werden kann (Abb. 33a). Zusätzlich gibt es mehrere kleinere räumlich getrennte Cluster. Ab einem Schwellenwert von 0,8 teilt sich das große Cluster in mehrere kleine Cluster auf (Abb. 33b). Die relativ lokalisierten Hypozentren der entsprechenden Beben liegen räumlich alle sehr nahe beieinander. Zeitlich treten Beben einzelner Cluster wiederholt innerhalb kürzester Zeit auf. Es gibt auch länger aktive Cluster, im Vergleich zu Landau scheint aber bisher die Aktivitätsdauer der Cluster kürzer zu sein. Eine genauere Analyse dieses Verhaltens wird erst in MAGS2 möglich sein, wenn längere Zeitreihen vorliegen.

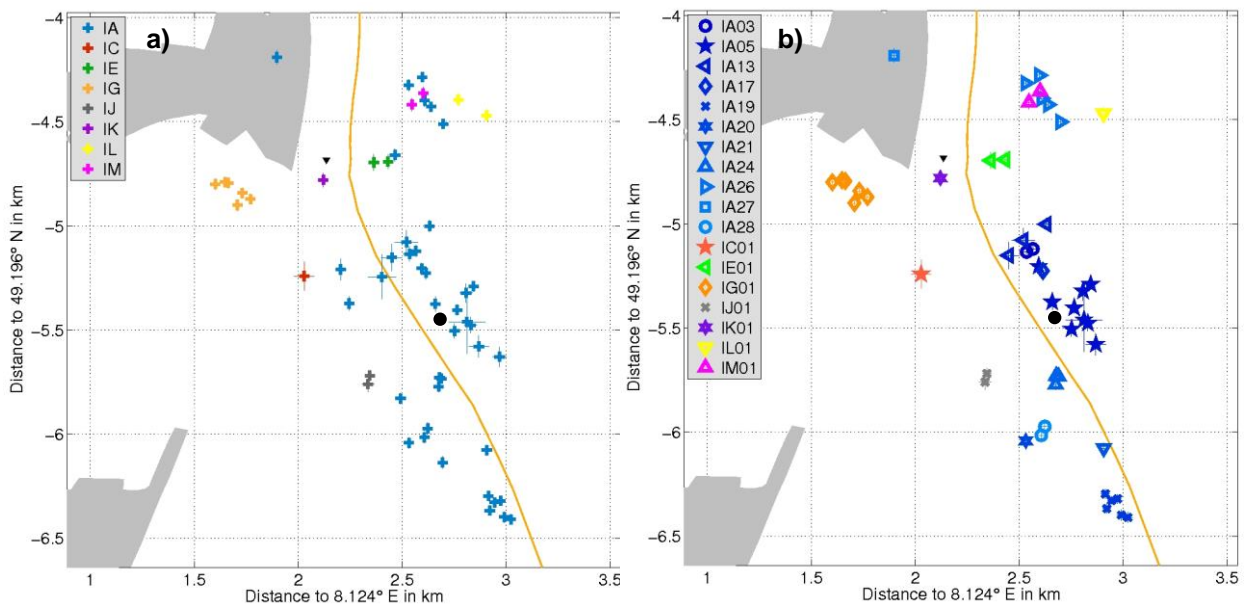


Abb. 33: Clusterzuordnung (Farben und Symbole) der Ereignisse bei Insheim. Die Epizentren entsprechen den jeweiligen Relativlokalisierungen der Ereignisse (siehe Abschnitt II.1.X). Das Geothermiekraftwerk befindet sich am Dreieck, die Punkte bezeichnen die ungefähren Landepunkte der Reinjektionsbohrung; a) Korrelationskoeffizient mindestens 0,7, b) Korrelationskoeffizient mindestens 0,8.

II.1.3.9 Reaktion breitbandiger Seismometer im Epizentralgebiet

Während den beiden stärksten Mikroerdbeben ($M_L = 2,7$ bzw. $M_L = 2,4$) unter Landau am 15. 08. 2009 und 14. 09. 2009 wurde jeweils ein tieffrequentes Signal bis unter einem Hertz aufgezeichnet (Abb. 34). Dies war möglich, da an der epizentrumnächsten Messstation ein Breitband-Seismometer (Güralp 40T mit 30 s Eigenperiode) installiert war. Solche tieffrequenten Signale sind für mikroseismische Ereignisse untypisch, die Aufzeichnungen der Mikrobeben von Landau und Insheim haben sonst einen dominanten Frequenzanteil über 5 Hz. Um die Ursache des tieffrequenten Signals zu identifizieren, wurde es ausführlich untersucht (Zieger, 2012 und Zieger et al. 2013). Dabei zeigte sich, dass die Horizontal-Komponenten der ungefilterten Integration der Bodenschwinggeschwindigkeit (RAW-Auslenkung) von einer langperiodischen Störung beeinflusst werden, welche auf einen Schritt in der Beschleunigung schließen lässt. Zudem beobachtet man auf der Vertikal-Komponente der RAW-Auslenkung eine seltene Art von Störung, welche der ersten Ableitung der neigungsähnlichen Störung der Horizontal-Komponenten entspricht. Diese U-förmige Störung hat vermutlich in der Sättigung eines Seismometerbauteils ihren Ursprung, weswegen es einem Instrumentenartefakt zuzuordnen ist. Es wurde ein Neigungseffekt mit einem Winkel von 10^{-7} rad abgeschätzt, welcher das tieffrequente Signal erklären könnte. Vermutlich stellt diese Neigung jedoch keine Kippung des Erdbodens dar, sondern eher ein „Verrutschen“ des Seismometers auf dem Betonsockel. Die Analyse deutet somit darauf hin, dass der tieffrequente Signalanteil wahrscheinlicher von einem Instrumentenartefakt als einem Nahfeldeffekt des Bebens selbst verursacht wurde.

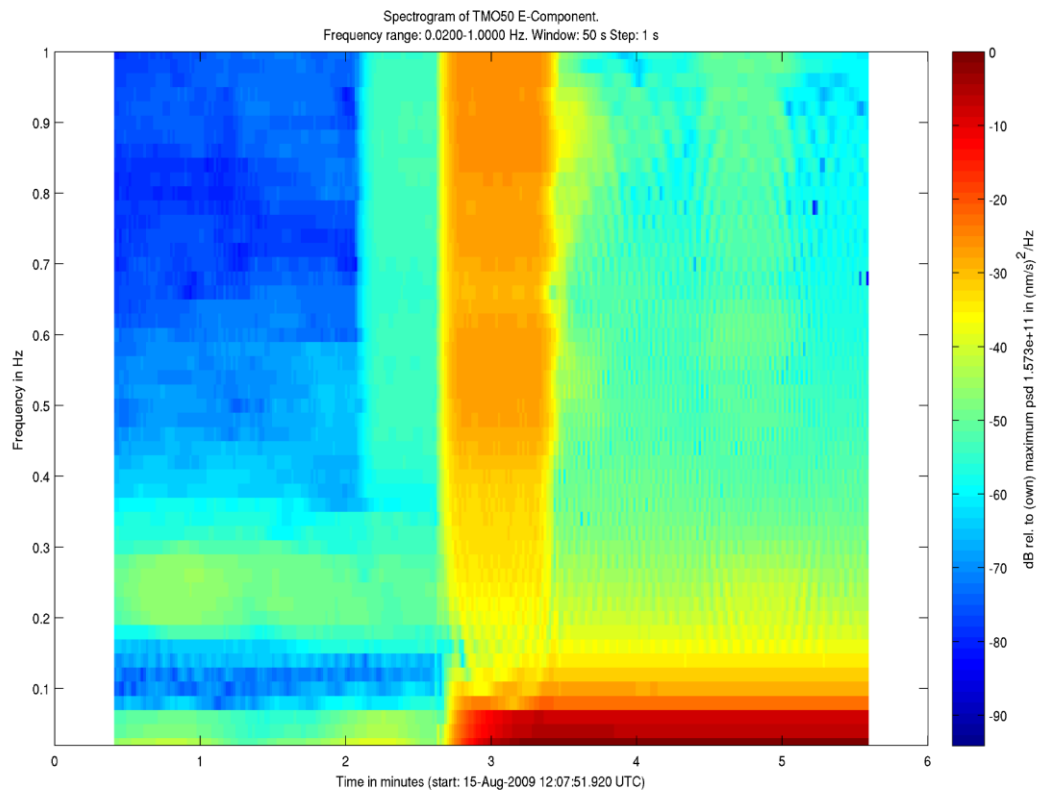


Abb. 34: Spektrogramm der Registrierung des Mikroerdbebens vom 15. Aug. 2009 auf der Ost-West-Komponente der Messstation TMO50.

II.1.4 Arbeitspaket 4: Korrelation mit nicht-seismologischen Parametern

II.1.4.1 Strukturgeologie

Zur Korrelation mit der Strukturgeologie bzw. Tektonik wurde umfangreiche Literatur zusammengetragen und ausgewertet. Zudem wurde regelmäßig mit lokalen Experten diskutiert und Geländeexkursionen durchgeführt. Besonders heraus zu heben sind die Diskussionen mit Prof. Dr. Gerhard Eisbacher, emeritierter Professur für Strukturgeologie der Universität Karlsruhe (TH) sowie die Bereitstellung des digitalen 3-D geologischen Modells des GeORG Projekts (Geopotentiale des tieferen Untergrundes des Oberrheingrabens). Diese Daten wurden vorab über den Kooperationspartner Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz bereitgestellt.

Die Korrelation der geologischen und tektonischen Daten und Modelle ist direkt in die Interpretation der seismologischen Modelle eingeflossen und bereits größtenteils in Abschnitt II.1.3 beschrieben. Hier werden nochmals die wichtigsten Punkte zusammengefasst und auf die entsprechenden Abschnitte in obigen Text verwiesen. Die Abbildungen 16, 20 und 35 zeigen die bekannten strukturgeologischen Elemente. Im Untersuchungsgebiet sind dies meist steil einfallende (bevorzugt nach Osten gerichtet) Abschiebungen, welche im Zuge der Grabenbildung entstanden sind. Diese Abschiebungen entsprechen Staffelbrüchen von der westlichen Haupttrandverwerfung zur Grabenmitte hin. Dadurch nimmt die Sedimentmächtigkeit bevorzugt von Westen nach Osten zu, bzw. die Tiefe zum kristallinen Sockel nimmt ebenfalls in Ostrichtung zu. Insgesamt streichen die dominierenden Störungen im Bereich Landau und Insheim in NNW-SSO Richtung.

Die Variation der Tiefe zum kristallinen Sockel wirkt sich direkt auf die Lokalisierungsgenauigkeit der Mikrobeben aus, weshalb zusätzlich zu einem guten 1-D Geschwindigkeitsmodell sorgfältig bestimmte Stationskorrekturen für die *P*- und *S*-Wellenlaufzeiten benötigt werden (II.1.2, II.1.3.1 und II.1.3.5).

Die Mikroerdbeben unter Landau sind bevorzugt NNW-SSO und in einer zweiten Gruppe NO-SW aufgereiht (Abb. 7 und 30). Bei Insheim sind nur NNW-SSO Richtungen der Seismizität deutlich (Abschnitt II.1.3.1). Dies entspricht sehr gut den Streichrichtungen der präexistenten Verwerfungen. Dies ist eine deutliche Indikation dafür, dass durch die Reinjektion der Fluide eine Reaktivierung der präexistenten Verwerfungen erfolgt. Dasselbe gilt für Insheim, wo wiederum deutlich die NNW-SSO Richtung in der Tektonik und in der Verteilung der Hypozentren auftritt.

Die Herdflächenlösungen für ausgewählte Landau und Insheim Mikrobeben zeigen ebenfalls eine Herdfläche, die in NNW-SSO Richtung streicht (Abschnitt II.1.3.4). Die bestimmten Abschiebungs- und Blattverschiebungsmechanismen (Abb. 14 und 15) passen wiederum mit den bekannten strukturgeologischen Modellen überein.

Die Untersuchung der Scherwellenanisotropie (Abschnitt II.1.3.5) ergab eine schnelle Ausbreitung radial polarisierter Scherwellen in NNW-SSO Richtung und eine schnelle Ausbreitung transversal polarisierter Scherwellen in NE-SW Richtung. Dies stimmt mit dem Crampin Modell überein, dass sich die radial polarisierten Scherwellen entlang den Verwerfungen und Klüften in der Oberkruste schneller ausbreiten als senkrecht zu diesen Strukturen. Die Anisotropie-Beobachtungen passen somit auch gut zu den strukturgeologischen Modellen.

Die komplexe geologisch-tektonische Struktur des Bereichs Landau und Insheim wurde in ein 3-D elastisches Modell umgesetzt und in diesem Modell wurde synthetisch die 3-D Wellenausbreitung simuliert (Abschnitt II.1.3.6). Auf diese Weise konnte die Wellenausbreitung besser verstanden werden und die Herdflächenlösungen überprüft werden. Ebenso konnten erste Erklärungen für Amplitudeneffekte (II.1.3.3) und Stationskorrekturen bei der Lokalisierung (II.1.3.1) gefunden werden.

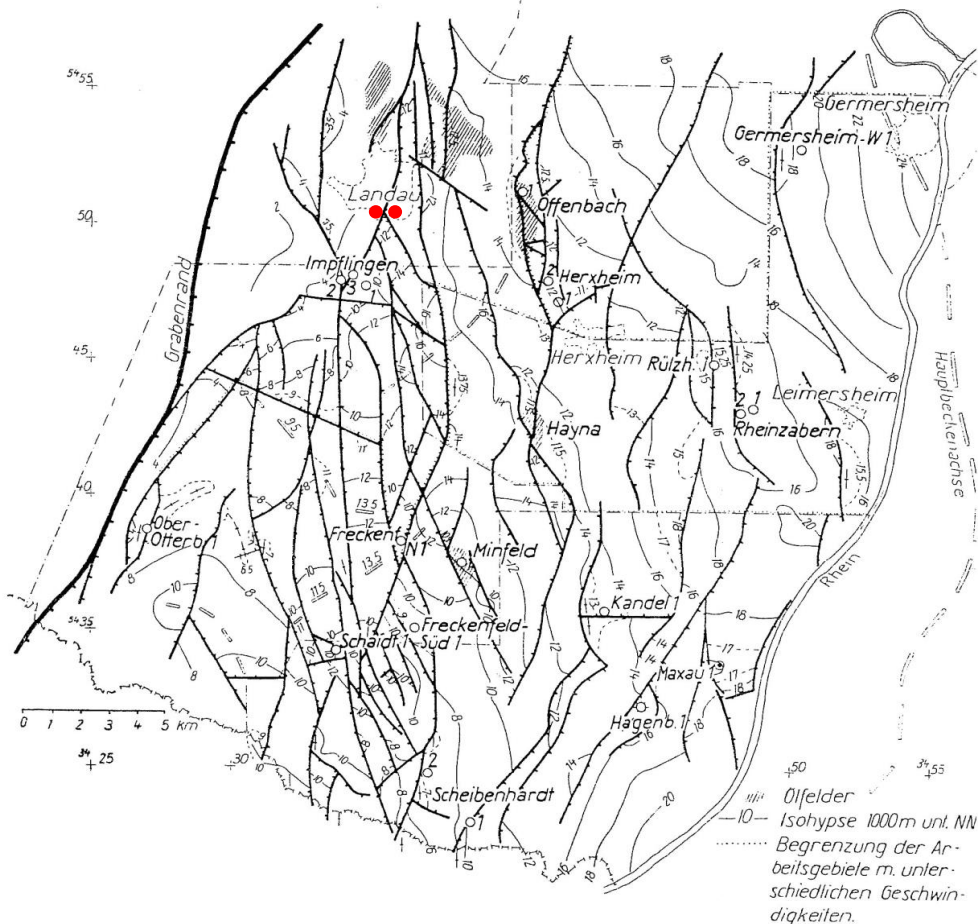


Abb. 35: Tektonische Elemente in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebiets. Der Horizont ist der Fischschiefer in ca. 1.200-1.500 m Tiefe, welcher sehr ausführlich im Rahmen der Erdölexploration untersucht wurde (aus Veit, 1962).

II.1.4.2 Spannungsfeld

Die Korrelation des tektonischen Spannungsfeldes mit den seismologischen Ergebnissen ist besonders im Hinblick auf die Interpretation der Hypozentren-Verteilung und der Anisotropie wichtig. Hierfür wurden u.a. Diskussionen mit Herrn Dr. Andreas Barth (KIT) geführt, einem ehemaligen Mitarbeiter des Forschungsprojekts *Weltkarte der tektonischen Spannungen* der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Zudem wurden die umfangreichen Messungen und Modelle der tektonischen Spannungen bei Soultz-sous-Forêts (ca. 30 km südlich von Landau) berücksichtigt.

Die horizontale Hauptspannungsrichtung weist im Untersuchungsgebiet ungefähr in NNW-SSO Richtung (Abb. 36). Die Richtung von SH_{max} wurde im 30 km südwestlich gelegenen Soultz-sous-Forêts, das in einer ähnlichen tektonischen Lage wie Landau und Insheim liegt, als NNW-SSO in einer Tiefe von 5 km bestimmt (Valley und Evans, 2007). Es ist daher zu erwarten, dass sich Klüfte parallel zu dieser NNW-SSO Orientierung von SH_{max} öffnen, wenn senkrecht dazu die minimale horizontale Hauptspannung SH_{min} gleichzeitig die minimale Hauptspannung (σ_3) ist. Dies gilt meist ab Tiefen über 500 m, wenn die Vertikalspannung SV die minimale Horizontalspannung SH_{min} übersteigt (Rummel et al., 1986). Somit kann erwartet werden, dass im Spannungsfeld bei Landau und Insheim in den unteren Sedimenten (z.B. Buntsandstein und Rotliegendes) sowie im kristallinen Grundgebirge auf Grund des tektonischen Spannungsfeld NNW-SSO gerichtete, steilstehende Klüfte vorhanden sind, bzw. sich durch Fluideintrag öffnen können. Dies passt sehr gut mit der Ausrich-

tung der Hypozentren (II.1.3.1), der Herdflächenlösungen (II.1.3.4) sowie mit der beobachteten Scherwellenanisotropie (II.1.3.5) zusammen.

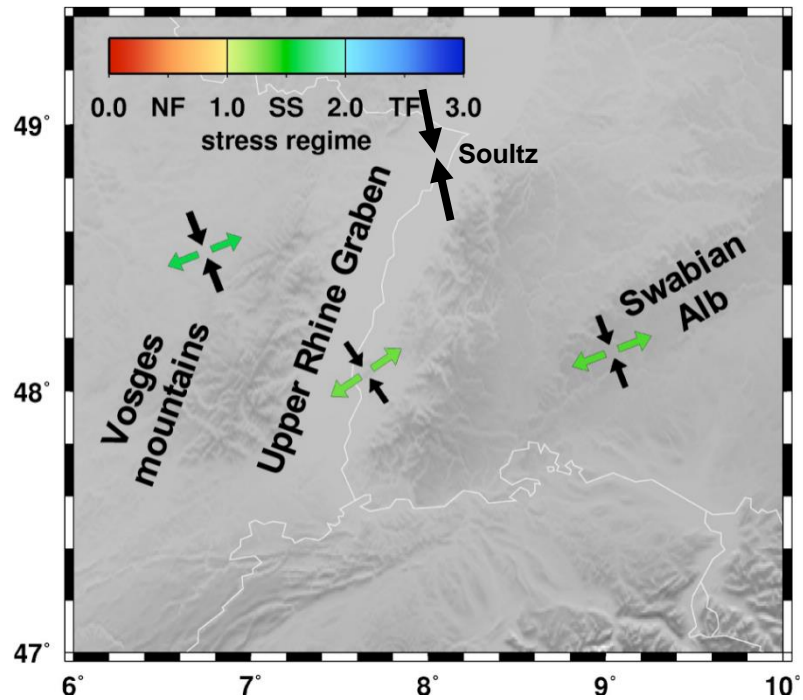


Abb. 36: Übersicht der horizontalen Hauptspannungsrichtung im mittleren und südlichen Oberrheingraben (nach Barth et al., 2008). Die Spannungsrichtung bei Soutz stammt von Valley & Evans (2007).

II.1.5 Arbeitspaket 5: Schlußfolgerungen und Empfehlungen

Das seismische Monitoring im Bereich Landau konnte im Rahmen von MAGS EP1 ausgebaut und vorläufig im Rahmen von MAGS2 verstetigt werden. Besonders die Installation der Bohrlochmessstationen in Kooperation mit der BESTEC GmbH und dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz konnte die Detektionsschwelle der seismischen Ereignisse senken. Die Erstellung eines Datensatzes aus den verschiedenen seismologischen Messnetzen in einem einheitlichen Format erlaubt die detaillierte Analyse der Mikroerdbeben. Daraus konnte ein Modell zur Entstehung der Seismizität erarbeitet werden, sowie Modelle der Struktur der obersten Erdkruste unter dem Untersuchungsgebiet. Die Erweiterung des Arbeitsprogramms auf das benachbarte Insheim ergab wichtige Informationen für einen Vergleich und über die Variabilität der induzierten Seismizität innerhalb kleiner Distanzen und war eine wichtige Vorarbeit für MAGS2. Der Projektmitarbeiter, Herr Dr. Jörn Groos und der Antragsteller Herr PD Dr. Joachim Ritter waren federführend an der Erstellung von *Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität* beteiligt, einem Positionspapier des FKPE e.V. (publiziert in Mitteil. Deut. Geophys. Gesell., 3/2012, 17-31, 2012).

Folgende Empfehlungen resultieren aus den Ergebnissen von EP1:

1. Für das Monitoring induzierter Seismizität sollen die Empfehlungen im Positionspapier des FKPE e.V. unbedingt beachtet werden (Baisch et al., Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität, einem Positionspapier des FKPE e.V., publiziert in Mitteil. Deut. Geophys. Gesell., 3/2012, 17-31, 2012). Hierdurch wird gewährleistet, dass schwache Mikroerdbeben beobachtet und ggf. hinreichend präzise lokalisiert werden.
2. Die Untersuchungen zur Spürbarkeit der Ereignisse unter Landau (Groos et al., Bauingenieur, 88, 374-384, 2013) haben gezeigt, dass ab einer Lokalmagnitude von 1 eine Spürbarkeit der Ereignisse unter Landau bei ungünstigen Bedingungen (Tageszeit, Aufenthalt in höheren Stockwerken) grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden kann. Es wird empfohlen, geeignete Formen der Kommunikation (siehe z.B. Spürbarkeitsampel) für Ereignisse ab $M_L = 1$ zu entwickeln und anzuwenden.
3. Das Monitoring bei Landau hat den großen Nutzen von Bohrlochmessstationen gezeigt, da das Signal-Stör-Verhältnis deutlich verbessert werden kann. Daher wird empfohlen bei zukünftigen Projekten in ähnlichen Umgebungen Bohrlochseismometer mit Bohrlochtiefen von 100-200 m einzusetzen.
4. Die Analyse von seismischen Ereignissen erlaubt Rückschlüsse auf die Ursachen und Geometrie der Seismizität. Weiterhin können strukturelle Eigenschaften des Untergrunds (seismische Geschwindigkeiten, Anisotropie etc.) bestimmt werden (und diese sind wiederum wichtige Parameter zur Ursachenforschung. Deshalb ist zunächst die Detektion von seismischen Ereignissen (auch sehr schwachen) notwendig. Neu entwickelte und zu künftige Detektionsalgorithmen werden dafür eine wichtige Basis sein und sollten entsprechend standardisiert und eingesetzt werden. Es wird empfohlen, die in MAGS-EP3 entwickelten und in SeisComp3 implementierten Algorithmen zur Echtzeit-Detektion und –Lokalisierung für die Reservoirs Landau und Insheim in den Regelbetrieb zu überführen und weiter zu entwickeln.
5. Um schwächste seismische Ereignisse auch im Nachgang detektieren zu können, sind kontinuierliche Registrierungen und einheitliche Datenarchive notwendig. Die Auswertung der Daten von BFO (Messstation in einem Stollen im Schwarzwald mit frei verfügbaren Messdaten) zeigt, wie selbst über relativ große Entfernungen schwache Ereignisse detektiert werden können. Es wird empfohlen, für den Zeitraum ab 2006 ein kontinuierliches Wellenform-Archiv basierend auf SeisComp3 aufzubauen.
6. Für Landau wird empfohlen, eine kontinuierliche Ereignisdetektion mit den Betreiberstationen im Zeitraum 2007 bis Juli 2009 durchzuführen, um die

Vollständigkeitsmagnitude sowie die Detektionsschwelle deutlicher unter $M_L = 1$ abzusenken.

7. Für Landau und Insheim wird empfohlen, die Ähnlichkeits- und Clusteranalysen weiter zu führen, um die räumliche und zeitliche Aktivität des Untergrunds besser verstehen zu lernen. Basierend auf den Clusteraktivitäten und Produktionsparametern sollten Prognosen erstellt werden, wo und wann im Untergrund zukünftig induzierte Mikroseismizität entstehen kann. Die Ergebnisse von MAGS-EP1 zeigen auf, dass im Raum Landau/Insheim insbesondere bei einer Fluidinjektion in das granitische Grundgebirge mit induzierter Seismizität zu rechnen ist.
8. Die wesentliche Einschränkung für das tiefere Verständnis der induzierten Seismizität in den Reservoirs Landau und Insheim stellt die unzureichende Kenntnis über die komplexe 3-D seismische Geschwindigkeitsstruktur sowie die Tiefenlage der relevanten geologischen Einheiten (Kristallin, Muschelkalk, Buntsandstein) dar. Aufgrund dieser Einschränkungen betragen die Unsicherheiten bei der Lokalisierung der Ereignisse mindestens 500 m. In Zukunft wird die Kalibrierung der vereinfachten Geschwindigkeitsmodelle mit Stationskorrekturen anhand von entsprechenden Kalibrierschüssen im Bereich des Reservoirs (z. B. nach Abschluss der Bohrung) empfohlen. Für die Kraftwerke Landau und Insheim wird empfohlen, etwaige zukünftige Bohrungen für die Nachholung von Kalibrierschüssen zu nutzen.

Literatur zu Abschnitt II.1

- Aki, K., & Richards, P. G., 1980. Quantitative seismology. Freeman San Francisco.
- Arrowsmith, S.J. & Eisner, L., 2006. A technique for identifying microseismic multiplets and application to the Valhall field, North Sea. *Geophysics*, 71(2), 31-40.
- Asanuma, H., Kumano, Y., Hotta, A., Schanz, U., Häring, N.H. & Häring, M., 2007. Analysis of microseismic events from a stimulation at Basel, Switzerland. *GRC Transactions*, 31, 265-270.
- Aster, R.C. & Scott, J., 1993. Comprehensive characterization of waveform similarity in microearthquake data sets. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83(4), 1307-1314.
- Babuška, V. & Cara, M., 1991. *Seismic Anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Baisch, S., Ceranna L. & Harjes, H.-P., 2008. Earthquake cluster: what can we learn from waveform similarity? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98(6), 2806-2814.
- Baumgärtner, J., & Lerch, C., 2013. Geothermal 2.0: The Insheim geothermal power plant, the second generation of geothermal power plants in the Upper Rhine Graben, in: *Third European Geothermal Review, Papers and Abstracts*, BESTEC GmbH, Landau, 9-10.
- Behm, M. & Snieder, R., 2013. Love waves from local traffic noise interferometry. *The Leading Edge*, 32(6), 628-632.
- Bobbio, A., Vassallo, M. & Festa, G., 2009. A local magnitude scale for southern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99(4), 2461-2470.
- Bohlen, T., 2002. Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling. *Computers and Geoscience*, 28, 887-899.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth Sci. Rev.*, 79(3), 205-227.
- Buchmann, T., 2008. 3D multi-scale finite element analysis of the present-day crustal state of stress and the recent kinematic behaviour of the northern and central Upper Rhine Graben. *Dissertationsschrift, Vrije Universiteit Amsterdam*, 233 Seiten.
- Cattaneo, M., Augliera, P., Spallarossa, D. & Eva, C., 1997. Reconstruction of seismogenic structures by multiplet analysis: an example of Western Liguria, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87(4), 971-986.
- Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarisation as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 53, 467-496.
- Crampin, S. & Lovell, J.H., 1991. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? what use can we make of it? and what should we do next? *Geophys. J. Int.*, 107, 387-407.
- Crampin, S. & Chastin, S., 2003. A review of shear wave splitting in the crack-critical crust. *Geophys. J. Int.*, 155, 221-240.
- Deichmann, N. & Garcia-Fernandez, M., 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, 110, 501-517.
- Eisbacher, G.H. & Fielitz, W., 2010. *Karlsruhe und seine Region. Sammlung geologischer Führer*, 103, Gebr. Borntraeger, Stuttgart.
- Expertengruppe, 2010. Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009, „Seismisches Risiko bei hydrothormaler Geothermie“. URL http://www.lgb-rlp.de/fileadmin/cd2009/images/content/endbericht_landau/Landau_Endbericht_101103_corr.pdf (zuletzt aufgesucht am 20.3.2014).
- Ferretti, G., Massa, M. & Solarino, S. 2005. An improved method for the recognition of seismic families: application to the Garfagnana-Lunigiana area, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(5), 1903-1915.
- Frémont, M.-J. & Malone, S.D., 1987. High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, 92(B10), 10223-10236.
- Frietsch, M., 2013. *Seismische Scherwellenanisotropie der Oberkruste in der Südpfalz*. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut.
- Frietsch, M., Groos, J.C. & Ritter, J.R.R., 2014. Detection of a fracture zone with observation of seismic shear wave anisotropy in the Upper Rhine Graben, SW Germany. Submitted to *Pure Applied Geophysics*, März 2014.

- Gaßner, L., 2014. 3D Finite-Differenzen Modellierung von mikroseismischen Ereignissen im Bereich Landau in der Pfalz. Masterarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut.
- Geller, J. & Mueller, C.S., 1980. Four similar earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.*, 7(10), 821-824.
- GeORG-Projektteam, 2013. Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projekts GeORG, Teil 1. – Freiburg i. Br., LGRB-Informationen, 28, 103 S.
- Graves, R.W., 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences: *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1091–1106.
- Groos, J.C. & Ritter J.R.R., 2009. Time domain classification and quantification of seismic noise in an urban environment. *Geophys. J. Int.*, 179(2):1213-1231.
- Groos, J. & Ritter, J.R.R., 2010. Seismic noise: A challenge and opportunity for seismological monitoring in densely populated areas, in Ritter, J., and Oth, A. (eds.) *Proceedings of the Workshop: Induced Seismicity, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 30 87-97.
- Groos, J.C., Bussat, S. & Ritter, J.R.R., 2012. Performance of different processing schemes in seismic noise cross-correlations. *Geophysical Journal International*, 188, 498-512.
- Groos, J., Zeiß, J., Grund, M., & Ritter, J., 2013. Microseismicity at two geothermal power plants at Landau and Insheim in the Upper Rhine Graben, Germany, *Geophys. Res. Abstr.*, 15, EGU2013-2742.
- Groos, J.C., Fritschen, R. & Ritter, J.R.R., 2013. Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150. *Bauingenieur*, 88, 374-384.
- Grund, M., 2011. Detektion seismischer Ereignisse mit Kreuzkorrelation. Bachelorarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut.
- Horstmann, T., 2010. Interferometrische Analyse seismischer Hintergrundsignale. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut.
- Jay, J.A., Pritchard, M.E., West, M.E., Christensen, D., Haney, M., Minaya, E., Sunagua, M., McNutt, S.R. & Zabala, M., 2012. Shallow seismicity, triggered seismicity, and ambient noise tomography at the long-dormant Uturuncu Volcano, Bolivia. *Bull. Volcanology*, 74(4), 817-837.
- Kocon, K. & van der Baan, M., 2012. Quality assessment of microseismic event locations and traveltimes picks using a multiplet analysis. *The Leading Edge*, 31(11), 1330-1337.
- Krystek, M. & Anton, M., 2007. A weighted total least-squares algorithm for fitting a straight line. *Meas. Sci. Technol.*, 18, 3438–3442.
- Krystek, M. & Anton, M., 2008. Corrigendum: A weighted total least-squares algorithm for fitting a straight line. *Meas. Sci. Technol.*, 19, 079801.
- Levander, A. R., 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *Geophysics*, 53, 1425–1436.
- Lin, F.C., Moschetti, M.P. & Ritzwoller, M.H., 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, 173(1), 281-298.
- Liu, E. & Crampin, S., 1990. Effects of the internal shear wave window: Comparison with anisotropy induced splitting. *J. geophys. Res.* 95, 11275-11281.
- Massa, M., Eva, E., Spallarossa, D. & Eva, C., 2006a. Detection of earthquake clusters on the basis of waveform similarity: an application in the Monferrato region (Piedmont, Italy). *J. Seismol.*, 10(1), 1-22.
- Massa, M., Ferretti, G., Spallarossa, D. & Eva, C., 2006b. Improving automatic location procedure by waveform similarity analysis: an application in the south western Alps (Italy). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 154(1), 18-29.
- Maurer, H. & Deichmann, N., 1995. Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.*, 123, 588-600.
- Moriya, H., Niitsuma, H. & Baria, R., 2003. Quality assessment of microseismic event locations and traveltimes picks using a multiplet analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(4), 1606-1620.
- Müller, G., 1973. *Theorie elastischer Wellen*. Universität Frankfurt, Institut für Meteorologie und Geophysik, Vorlesungsskript.

- Nishigami, K., 1987. Clustering structure and fracture process of microearthquake sequences. *J. Phys. Earth*, 35, 425-448.
- Peters, G., & van Balen, R.T., 2007. Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Global and Planetary Change*, 58, 310-334.
- Plenkens, K., Ritter, J.R.R., & Schindler, M., 2013. Low signal-to-noise event detection based on waveform stacking and cross-correlation: application to a stimulation experiment. *J. Seismol.*, 17, 27-49.
- Plešinger, A., Hellweg, M., & Seidl, D., 1986. Interactive high-resolution polarization analysis of broadband seismograms. *J. Geophysics*, 59, 129-139.
- Poupinet, G., Ellsworth, W.L. & Frechet J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.*, 89(B7), 5719-5731.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. & Flannery, B.P., 2007. *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing*, Third Edition. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ritter, J., Gaßner, L. & Groos, J., 2013. Fault plane solutions of microseismic events near Landau and Insheim, SW Germany. *Geophys. Res. Abstr.*, 15, EGU2012-5630.
- Rummel, F., Möhring-Erdmann, G. & Baumgärtner, J., 1986. Stress constraints and hydrofracturing stress data for the continental crust. *Pure appl. geophys.*, 124, 875-895.
- Schad, A., 1962. Das Erdölfeld Landau, *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 4, 81-101.
- Schaff, D.P., Bokelmann, G.H.R., Ellsworth, W.L., Zankerka, E., Waldhauser, F. & Beroza, G.C., 2004. Optimizing correlation techniques for improved earthquake location. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(2), 705-721.
- Schindler, M., Baumgärtner, J., Gandy, T., Hauffe, P., Hettkamp, T., Menzel, H., Penzkofer, P., Teza, D., Tischner, T. & Wahl, G., 2010. Successful hydraulic stimulation techniques for electric power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, 7 Seiten.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT – An enhanced routine to locate seismic events. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 277-289.
- Schweitzer, J., 2003. HYPOSAT user manual version 4.4b (including HYPOMOD 1.1b). NORSAR, P.O. Box 53, N-2027, Kjeller, Norway
- Smith, S.W., 1997. *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. California Technical Publishing, San Diego, CA, USA.
- Snoke, J.A., 2003. FOCMEC: FOCal MEChanism determinations. *International Handbook of Engineering Seismology*, Vol. 81B, 29-30.
- Stange, S., 2006. *ML* Determination for local and regional events using a sparse network in Southwestern Germany. *Journal of Seismology*, 10: 247-257.
- Stein, F., 2013. Determination of seismic waveforms using passive seismic interferometry around Landau, SW Germany. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut, 113 Seiten, online (31. 3. 2014) <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/1000037676>
- Tomic, J., Abercrombie, R.E., & Do Nascimento, A.F., 2009. Source parameters and rupture velocity of small $M \leq 2.1$ reservoir induced earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 179(2), 1013-1023.
- Tsujiura, M., 1983. Characteristic frequencies for earthquake families and their tectonic implications: evidence from earthquake swarms in the Kanto district, Japan. *Pure appl. geophys.*, 121(4), 573-600.
- Valley, B. & Evans, K.F., 2007. Stress state at Soultz-sous-Forêts to 5 km depth from wellbore failure and hydraulic observations, *Proceedings of the 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, SGP-TR-183.
- Veit E., 1962. Die Öl und Gasvorkommen in der Südpfalz außerhalb von Landau. *Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau*, 4, 103-122.
- von Seggern, D. H., 2006. *CRC standard curves and surfaces with Mathematica*, Second Edition. Chapman and Hall/CRC, Boca Raton, FL, USA.
- Waldhauser, F., 2001. hypoDD – a programme to compute Double-Difference earthquake locations, hypoDD version 1.0. Technical Report. U.S. Geological Survey.

- Waldhauser F. & Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismological Soc. Am.*, 90(6), 1353-1368.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. & Verdel, Arie, 2010. Tutorial on seismic interferometry: Part 1 - Basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195-75A209.
- Wehling-Benatelli, S., Becker, D., Bischoff, M., Friederich, W. & Meier, T., 2013. Indications for different types of brittle failure due to active coal mining using waveform similarities of induced seismic events. *Solid Earth*, 4(2), 405-422.
- Zeiß, J., 2013. Präzise Lokalisierung mikroseismischer Ereignisse im Umfeld geothermischer Kraftwerke in der Südpfalz. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut.
- Zieger, T., 2012. Analyse eines tieffrequenten Signals bei der Messung der Landau Erdbeben 2009. Bachelor Arbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut, 34 Seiten.
- Zieger, T., Groos, J. & Ritter, J., 2013. Analysis of a low-frequency signal observed in broad-band recordings of the shallow Landau earthquakes 2009. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, 361.

II.2 Die wichtigsten Positionen des zahlenmäßigen Nachweises

Die angeforderten Mittel wurden stets zielgerichtet, fristgerecht und sparsam verwendet. Bei keiner Position liegt eine Überschreitung von mehr als 20 v. H. vor. Durch die rückwirkende Bewilligung zum 01.05.2010 mit Bescheid vom 12.07.2010 sowie durch die Projektverlängerung bis zum 30.09.2013 ergaben sich mehrere Anpassungen der kassenmäßigen Bereitstellung sowie Abweichungen vom ursprünglich geplanten zeitlichen Ablauf der Ausgaben. Die im Laufe des Projektes notwendigen Anpassungen wurden mit dem Projektträger abgestimmt.

Insbesondere bei den Positionen 0850 (Investitionen) und 0843 (Allgemeine Verwaltungsausgaben) konnten Einsparungen im Vergleich zum ursprünglichen Finanzierungsplan erreicht werden. Durch diese Einsparungen konnte eine Verlängerung der Wissenschaftlerstelle (E13) um einen Monat bis zum Projektende am 30.09.2013 für zusätzliche Aufgaben insbesondere zur Herstellung der Anschlussfähigkeit an das Nachfolge-Projekt MAGS2 erreicht werden (siehe Bescheid vom 25. 03. 2013).

0812 Beschäftigte E12-E15

Zur Bearbeitung des Projektes wurde Herr Dr. Jörn Groos als wissenschaftlicher Mitarbeiter zum 01.09.2010 eingestellt. Herr Dr. Groos hat die Arbeitspakete entsprechend dem Arbeitsplan wissenschaftlich-technisch und in Kooperation mit den externen Projektpartnern bearbeitet. Er koordinierte die im Rahmen des MAGS-Projektes angestellten studentischen Hilfskräfte und gewährleistete die fachliche Betreuung und Anleitung der im Rahmen des Projektes angefertigten Bachelor-, Master- und Diplomarbeiten. Durch die Verlängerung der E13-Stelle um einen Monat konnte u.a. ein nahtloser Übergang der Datenerfassung zum Nachfolge-Projekt MAGS2 durch eine Übergabe von Stationsstandorten im September 2013 vom KIT an die BGR gewährleistet werden. Weiterhin unterstützte Herr Dr. Groos den Landeserdbendienst Rheinland-Pfalz und die BESTEC GmbH als Projektpartner des MAGS2-Projektes bei der technischen Vorbereitung für die fortzuführende Online-Datenerfassung. Herr Dr. Groos unterstützte die BESTEC GmbH vor Ort bei der Inbetriebnahme eines entsprechenden Server-Systems für das MAGS2-Projekt.

0822 Beschäftigungsentgelte

Im Rahmen der Datenerfassung im Gelände, der Datensicherung am KIT-GPI und der Daten-aufbereitung für die weiteren wissenschaftlichen Analysen sind umfangreiche Routearbeiten angefallen. Diese Aufgaben umfassten u.a. Programmierarbeiten, Karten- und Posterstellungen, Protokolldigitalisierungen, Feldeinsätze (Stationsaufbau- und -wartung), die Bestimmung von Ersteinsatzzeiten und -polaritäten, die Qualitätskontrolle der Messdaten sowie die Durchführung einer Rauschanalyse für die Stationsstandorte in der Südpfalz. Für diese Arbeiten wurden mehrere Studenten der Geophysik-Studiengänge Diplom, Bachelor und Master angestellt. Der durchschnittliche Arbeitsaufwand betrug etwa 70 Stunden pro Monat.

0831 Gegenstände < 410 Euro

Bei den Kleininvestitionen wurden überwiegend Anschaffungen für den Betrieb der Messstationen (Thermodyne-Behälter als Transport- und Aufbewahrungsboxen für die Instrumente, Ladegeräte, Blei-Akku Batterien, UMTS-Antennen,) durchgeführt. Die Anzahl der benötigten UMTS-Antennen konnte aufgrund der günstigen Lage aller Stationsstandorte verringert werden. Für die Datensicherung konnten im Vergleich zum Antrag weniger Festplatten mit insgesamt mehr Kapazität (3 x 3 TB statt 4 x 1 TB) beschafft werden. Für mehrere im Rahmen der MAGS-Projektarbeit durchgeführten Treffen mit Betreibern, Behörden und Bürgerinitiativen sowie der Sitzung und dem internationalen Workshop der FKPE-Arbeitsgruppe „Induzierte Seismizität“ in Karlsruhe wurde ein Presenter mit Laserpointer beschafft.

0843-0848 Verbrauchsausgaben

Die allgemeinen Verbrauchsausgaben umfassen PC-Verbrauchsmaterialien (Druckerpatronen, Papier, Posterdruck etc.) sowie die Mobilfunkgebühren für die Datenübertragung. Insbesondere bei den Mobilfunkgebühren fielen im Rahmen eines geänderten Rahmenvertrages des KIT in der ersten Projekthälfte unerwartet geringe Kosten an. Weiterhin konnten bei der Installation der Bohrlochmessstationen eingeplantes Verbrauchsmaterial (Versandung, Mast für Solarpanale) an den konkreten Einbauorten eingespart werden. Durch diese Einsparungen konnten in Absprache mit dem PTJ zusätzliche Kosten für eine Publikation von Projektergebnissen in der Zeitschrift BAUINGENIEUR finanziert werden.

0846 Dienstreisen

Die Mittel wurden sparsam für Reisen zur den Projekttreffen, zu Kooperationspartnern, für Feldeinsätze und für den Besuch von nationalen und internationalen Tagungen eingesetzt. Aufgrund der sparsamen Mittelverwendung konnten die Projektergebnisse in Absprache mit dem Projektträger häufiger als ursprünglich geplant auf Konferenzen präsentiert und diskutiert werden. Insbesondere durch Einsparungen bei den durchgeführten Auslandsdienstreisen konnten die Projektergebnisse auch auf der Jahrestagung 2013 der European Geosciences Union (EGU) präsentiert werden (die Präsentation der Abschlussergebnisse bei der EGU 2014 werden auf Eigenkosten erfolgen). Diese wichtige internationale Konferenz lag außerhalb des ursprünglich geplanten Projektzeitraums.

0850 Investitionen

Die wesentlichen Ausgaben bei den Investitionen betreffen die Beschaffung von insgesamt vier seismologischen Messstationen (zwei davon als Bohrlochseismometer). Die Beschaffungen wurden in Absprache mit dem Projektträger im Laufe des Projektes an die aktuellen Gegebenheiten angepasst. Durch Änderungen des Dollarkurses seit Antragstellung mussten zum Teil erhebliche Verteuerungen in Kauf genommen werden. Die Beschaffung von Solarpanelen war aufgrund der günstigen Lage aller Messstationen jedoch glücklicherweise nicht notwendig. Auch auf die Neubeschaffung von UMTS-Routern konnte verzichtet werden, da kurzfristig aus dem KABBA-Pool Geräte verfügbar wurden. Im Gegenzug mussten zwei Server-Systeme für die Bereitstellung der Online-Datenübertragung beschafft werden.

II.3 Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Die geleisteten Arbeiten waren erforderlich, um die induzierte Seismizität im Umfeld der Geothermiekraftwerke Landau und Insheim verstehen zu können. Die detaillierten seismologischen Auswertungen ergaben erstmals konkrete Hinweise auf den Mechanismus der induzierten mikroseismischen Ereignisse. Dies liefert wichtige Hinweise für den kontrollierten Betrieb ähnlicher Anlagen in Oberrheingraben und in anderen, tektonisch ähnlichen Regionen. Die moderne Echtzeit-Datenerfassung mit offenem Konzept erlaubte auch Dritten (MAGS Projektpartner, Landeserdbeben-Registrierung etc.) direkt auf die Messdaten zu zugreifen und diese zu verwenden. Dies führte zu einer deutlichen Verbesserung der Detektion und Lokalisierung der Mikroerdbeben. Der instrumentelle Aufwand für das seismische Monitoring war angemessen und notwendig, um datenbasierte Ergebnisse erreichen zu können. Durch die zusätzlichen Instrumente des KIT und die Daten des Betreibers konnte ein ausgezeichneter Datensatz geschaffen werden. Dieser Datensatz wurde sowohl von den unmittelbaren Projektmitarbeitern analysiert als auch von Studenten im Rahmen von hochwertigen Abschlussarbeiten. Hierdurch konnte ein deutlicher Mehrwert im Sinne der Untersuchungen erreicht werden, der sich in den erfolgten und geplanten Veröffentlichungen widerspiegelt.

II.4 Voraussichtlicher Nutzen, insbesondere Verwertbarkeit des Ergebnisses im Sinne des fortgeschriebenen Verwertungsplans

Die gewonnenen Erkenntnisse sind eine solide Grundlage für das Folgeprojekt MAGS2. Die insgesamt gewonnenen und zukünftigen Ergebnisse werden wichtige Randbedingungen für den Einsatz tiefengeothermischer / petrothermischer Kraftwerke liefern, die einen großen potentiellen Beitrag zur Energiewende leisten können. Besonders zu erwähnen ist die Erarbeitung von Empfehlungen für das seismische Monitoring (offizielle Empfehlungen des Forschungskollegiums Physik des Erdkörpers, FKPE. e.V.) und das Ampelkonzept für spürbare Erschütterungen als Kommunikationsmaßnahme.

II.5 Während der Durchführung des Vorhabens dem Zuwendungsempfänger (ZE) bekannt gewordener Fortschritt auf dem Gebiet des Vorhabens bei anderen Stellen

Seit 2010 wurde eine Vielzahl von Projekten begonnen, die sich mit induzierter Seismizität beschäftigen. Die Mitarbeiter Dr. Groos und PD Dr. Ritter haben im Rahmen von speziellen Workshops, an deren Mitorganisation sie stark beteiligt waren, Grundlagen für einen gegenseitigen Informationsaustausch geschaffen (zwei internationale Workshops des FKPE mitorganisiert von PD Dr. Ritter sowie zwei Spezialsitzungen auf der European Geosciences Union mitorganisiert von Dr. Groos und PD Dr. Ritter). Im Rahmen der verschiedenen Forschungsprojekte speziell für das Monitoring, die Analyse und die Interpretation der induzierten Mikroseismizität zeigen sich sehr unterschiedliche, meist standort-spezifische Besonderheiten. Es ist auch besonders das Ereignis vom 20. Juli 2013 bei St. Gallen zu nennen, welches eines der bisher stärksten Beben ($M_L = 3,5$) eines Geothermieprojekts in Europa ist. Dieses Ereignis zeigt deutlich den Einfluss tektonisch vorgespannter Verwerfungen auf induzierte Seismizität.

II.6 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen der Ergebnisse

Peer-Review:

- Gaßner, L., Ritter, J.R.R. & Groos, J., in Arbeit. Herdflächenlösungen induzierter Beben in der Südpfalz: Reaktivierung präexistenter Bruchflächen. Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen.
- Groos, J., Fritschen, R., Ritter, J., 2013. Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150. Bauingenieur, 88, 374-384.
- Frietsch, M., Groos, J.C. & Ritter, J.R.R., eingereicht. Detection of a fracture zone with observation of seismic shear wave anisotropy in the Upper Rhine Graben, SW Germany. Submitted to Pure Applied Geophysics, März 2014.

Andere:

- Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K., Ritter, J. & Wassermann, J., 2012. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE, Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 3, 17-31.
- Frietsch M., Ritter J.R.R. & Groos J.C., 2013. On seismic anisotropy of the sediments around Landau, Upper Rhine Graben. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 358
- Frietsch, M., Groos, J.C. & Ritter, J.R.R., 2014. Seismische Scherwellen-Anisotropie im zentralen Oberrheingraben. 74. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Karlsruhe, Abstracts, http://www.dgg-2014.de/downloads/DGG_Tagungsband.pdf, 237.
- Gaßner L., Gottschämmer E., Bohlen T. & Ritter J., 2013. 3D Finite Differenzen Modellierung von mikroseismischen Ereignissen (ML < 3) im Bereich Landau/Insheim, 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 364-365.
- Gaßner, L., Bohlen, T., Gottschämmer, E. & Ritter, J., 2014. 3D Finite-Differenzen Modellierung von mikroseismischen Ereignissen im Bereich Landau 74. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Karlsruhe, Abstracts, http://www.dgg-2014.de/downloads/DGG_Tagungsband.pdf, 237.
- Groos, J. & Ritter, J.R.R., 2010. Seismic noise: A challenge and opportunity for seismological monitoring in densely populated areas. In: Ritter, J. & Oth, A. (Eds.), Induced Seismicity, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 30, 87-97.
- Groos, J. & Ritter, J., 2011. Evaluation of the seismic noise conditions by statistical time series classification for site selection in densely-populated areas, Geophysical Research Abstracts, 13, EGU2011-6249.
- Groos, J. & Ritter, J., 2011. Messung der Mikroseismizität im Bereich Landau/Südpfalz. In: Könke, C. (Hrsg.), 12. D-A-CH Tagung 2011 – Erdbeben und Baudynamik, Deutsche Gesellschaft für Erdbebeningenieurwesen und Baudynamik, DGEB Publikation 2011-01, ISBN 3-930108-11-9, 519.
- Groos, J. & Ritter, J., 2012. Automated detection of microseismic events in the Upper Rhine valley near the city of Landau/South Palatinate, Geophysical Research Abstracts, 14, EGU2012-10482.

- Groos, J. & Ritter, J., 2012. Detection and analysis of the microseismic activity near the city of Landau, Upper Rhine Graben, Germany, Abstract Volume of the AGIS Workshop 2012 on Induced Seismicity, http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis_abstracts.pdf, 21.
- Groos, J. & Ritter, J., 2012. Bodenschwingungsgeschwindigkeiten mikroseismischer Ereignisse im Bereich Landau/Südpfalz, Tagungsband der 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, www.dgg-2012.de/fileadmin/documents/DGG/Tagungsband_web.pdf, 276.
- Groos, J., Zeiß, J., Grund, M. & Ritter, J., 2013. Microseismicity at two geothermal power plants at Landau and Insheim in the Upper Rhine Graben, Germany. Geophys. Res. Abstr., 15, EGU2013-2742.
- Groos J., Zeiß J., Grund M. & Ritter J.R.R., 2013. Zur Mikroseismizität im Umfeld der Geothermie-Kraftwerke Landau und Insheim, Südpfalz. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 322
- Grund, M., Groos, J. & Ritter, J., 2012. Identifizierung mikroseismischer Ereignisse in der Südpfalz, Tagungsband der 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, www.dgg-2012.de/fileadmin/documents/DGG/Tagungsband_web.pdf, 313.
- Grund M., Groos J. & Ritter J., 2013. Detektion seismischer Ereignisse ($M_L < 2$) im Umfeld geothermischer Anlagen in der Südpfalz. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 364.
- Grund, M., Groos, J.C. & Ritter, J., 2014. Clusteranalyse von Mikroerdbeben mittels Wellenformähnlichkeit im Bereich von Landau und Insheim, Südpfalz. 74. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Karlsruhe, Abstracts, http://www.dgg-2014.de/downloads/DGG_Tagungsband.pdf, 236.
- Ritter, J., Gassner, L. & Groos, J., 2013. Fault Plane Solutions of Microseismic Events near Landau and Insheim, SW Germany. Geophys. Res. Abstr., 15, EGU2012-5630.
- Ritter, J., Frietsch, M., Gassner, L., Groos, J.C., Grund, M. & Zeiß, J., 2014. Zur Mechanik fluid-induzierter Mikrobeben im Raum Landau, Südpfalz. 74. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Karlsruhe, Abstracts, http://www.dgg-2014.de/downloads/DGG_Tagungsband.pdf, 235.
- Ritter J., Frietsch, M., Gaßner, L., Groos, J., Grund, M. & Zei, 2014. Mechanism of fluid-induced micro-earthquakes near Landau, Upper Rhine Graben, Germany. Geophys. Res. Abs., 16, EGU2014-9177.
- Stein, F., Groos, J.C. and Ritter, J.R.R., 2012. Seismic interferometry at the TIMO2-network, Germany. In: Schmidt, A., Sens-Schnfelder, C., Hadziioannou, J., Wegler, U. and Niederleithinger, E. (eds.), Noise and Diffuse Wavefields, Mitt. d. Deut. Geophys. Gesell., Sonderband IV/2012, 86-87.
- Stein F., Groos J.C. & Ritter J.R.R., 2013. Seismic interferometry at the Landau geothermal power plant. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 362
- Vasterling, M., Wegler, U., Bischoff, M., Bnnemann, C., Dinske, C., Groos, J., Hou, M.Z., Konietzky, H., Kopera, J., Kracke, T., Langenbruch, C., Megies, T., Mittag, R., Ritter, J., Spies, T., Schlittenhardt, J., Schütz, H., Shapiro, S. & Wassermann, J., 2012. MAGS - Concepts of mitigating microseismic activity of geothermal systems, Abstract

Volume of the AGIS Workshop 2012 on Induced Seismicity, [http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis abstracts.pdf](http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis%20abstracts.pdf), 48.

- Wegler, U., Bischoff, M., Bönnemann, C., Dinske, C., Groos, J., Hou, M.Z., Konietzky, H., Kopera, J., Kracke, T., Langenbruch, C., Megies, T., Mittag, R., Ritter, J., Spies, T., Schlittenhardt, J., Schütz, H., Shapiro, S., Vasterling, M. & Wassermann, J., 2012. Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund. Tagungsband der 72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, www.dgg-2012.de/fileadmin/documents/DGG/Tagungsband_web.pdf, 170.
- Zeiß, J., Groos, J. & Ritter, J., 2012. Localization of the microseismic events near the city of Landau, Germany. Abstract Volume of the AGIS Workshop 2012 on Induced Seismicity, [http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis abstracts.pdf](http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis%20abstracts.pdf), 54-55.
- Zeiß J., Groos J.C. & Ritter J.R.R., 2013. Precise localization of microseismic events near the city of Landau, Germany. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 363.
- Zieger, T., Groos, J. & Ritter, J., 2013. Analysis of a low-frequency signal observed in broadband recordings of the shallow Landau earthquakes 2009. 73. Jahrestagung Deut. Geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts.pdf, 361.

Bezug zu Arbeiten von MAGS aber keine explizite MAGS Aufgabe, bzw. ohne direkte Förderung durch MAGS:

- Plenkens, K., Ritter, J. & Schindler, M., 2012. Detecting weak seismicity in urban areas using waveform stacking and cross correlation: Application to a stimulation experiment. Geophys. Res. Abstr., 14, EGU2012-11183.
- Plenkens, K., Ritter, J.R.R., & Schindler, M., 2013. Low signal-to-noise event detection based on waveform stacking and cross-correlation: application to a stimulation experiment. J. Seismol., 17, 27-49.
- Ritter, J.R.R., 2011. Urbane Seismologie am Beispiel der aktuellen seismischen Ereignisse unter Landau, Südpfalz. 12. D-A-CH Tagung, Erdbeben und Baudynamik, ISBN 3-930108-11-9, 113-119.
- Ritter, J., Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K & Wassermann, J., 2012. FKPE Recommendations on Seismic Monitoring of Induced Seismicity, Abstract Volume of the AGIS Workshop 2012 on Induced Seismicity, [http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis abstracts.pdf](http://www.geophys.uni-stuttgart.de/agis/images/Flyer/agis%20abstracts.pdf), 43.
- Ritter, J.R.R. & Groos, J.C., 2012. Microseismic activity near the city of Landau, Upper Rhine Graben, Germany. European Seismological Commission, 33rd General Assembly, Moscow, Russia, 223.
- Schmidt, B., Rogulic, B. & Ritter, J., 2010. Relationship between reduced injection rates and reduced induced seismicity - 3 years of field data from the commercial geothermal power plant Landau (Germany). In: Ritter, J. & Oth, A. (Eds.), Induced Seismicity, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 30, 46.
- Stein, F., 2013. Determination of seismic waveforms using passive seismic interferometry around Landau, SW Germany. Diplomarbeit, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut, 113 Seiten, online (31. 3. 2014) <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/1000037676>