

Herdflächenanalyse induzierter Erdbeben in der Südpfalz: Reaktivierung präexistenter Bruchflächen und Spannungszustand

LAURA GÄBNER & JÖRN C. GROOS & JOACHIM R. R. RITTER

Kurzfassung: Herdflächenlösungen stellen Bruchflächen von Scherbrüchen geometrisch im Raum dar und werden aus den Polaritäten von Erdbebenwellen bestimmt. Einige der induzierten Mikroerdbeben im Bereich Landau und Insheim in der Südpfalz, die sich seit 2006 ereignen, wurden mit ausreichendem Signal-Rausch-Verhältnis an genügend vielen Messstationen beobachtet, um Herdflächenlösungen berechnen zu können. Diese Lösungen können unter Einbeziehung von Relativlokalisierungen und bekannten tektonischen Strukturen als bevorzugt nordnordwest-südsüdost (NNW-SSO) streichende Scherbrüche interpretiert werden. Die Scherbrüche haben meist einen Abschiebungsmechanismus mit einer dextralen Blattverschiebungskomponente, deren Anteil variiert. Die untersuchten Erdbeben werden durch Fluidinjektion erklärt, welche die Scherfestigkeit präexistenter Strukturelemente der Rheingrabenbildung reduziert und diese alten Bruchflächen reaktiviert haben.

Danksagung: Wir danken der geo x GmbH und der BESTEC GmbH für die Bereitstellung von seismologischen Daten des im Auftrag der geo x GmbH betriebenen seismischen Netzwerkes sowie des Netzwerkes zur Überwachung der Erschütterungsimmissionen. Weiterhin danken wir der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) für die Bereitstellung von seismologischen Daten (Stationen LDAU und INSH). Das Verbundprojekt MAGS - Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund wird finanziert durch das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (FKZ 0325191A-F) und betreut vom Projektträger Jülich. Für die 3D-Wellenform-Modellierung wurde vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz ein Ausschnitt eines geologischen Strukturmodells des Oberrheingrabens, das im Rahmen des GeORG-Projektes (GeORG – Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben) entstand, bereitgestellt (GeORG Projektteam 2013). Abb. 1 wurde mit GMT (WESSEL & SMITH 1998) erstellt und die Herdflächen mit FOCMEC (SNOKE 2003) berechnet.

Abstract: In the region of Landau and Insheim, Central Upper Rhine Graben, SW Germany, micro-earthquakes occur since spring 2006 due to fluid injection in the uppermost crust. These events provide important information on the structures and state of stress at depth. Here we determine fault plane solutions of the micro-earthquakes in order to understand the rupture mechanisms and stress relations at depths. Together with the relative locations of the hypocentres a prevailing NNW-SSE striking normal faulting regime is found which has a variable minor dextral strike-slip component. This result can be well explained with existing NNW-SSE striking faults which were formed during the opening of the Upper Rhine Graben. These faults are reactivated by the fluid injection which most probably reduces the normal stress on the faults due to the fluid pressure at depth.

Inhalt

1. Hintergrund
 2. Untersuchungsgebiet
 3. Methode
 4. Datenaufbereitung und Datenanalyse
 5. Ergebnisse
 6. Synthetische Modellierung
 7. Interpretation
- Schriften

1. Hintergrund

Der Oberrheingraben (ORG) ist durch eine komplexe Schollentektonik charakterisiert (HÜTTNER 1991), deren Mechanik noch nicht vollständig verstanden ist. Die mechanische Zerteilung der Oberkruste erfolgte besonders zu Beginn der Grabenbildung

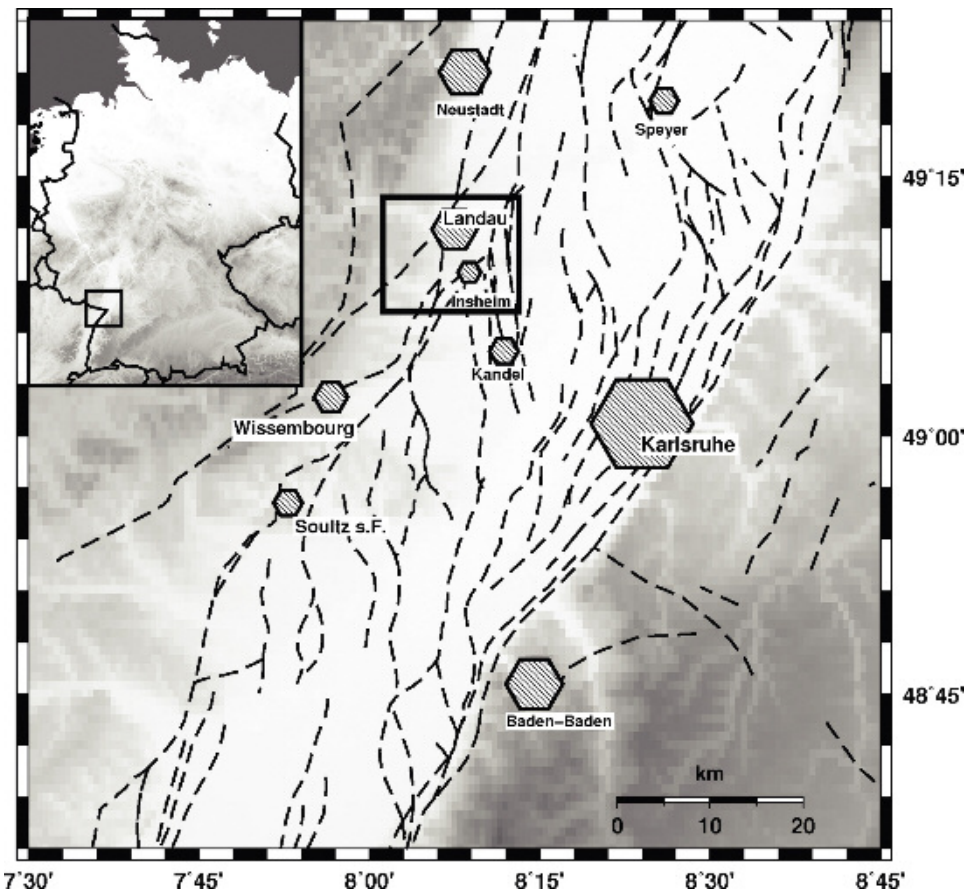


Abb. 1: Der mittlere Oberrheingraben mit den bekannten Störungen nach PETERS & VAN BALEN (2007) und mit ausgewählten Siedlungen. Der Rahmen umfasst den Ausschnitt, der in Abb. 2 dargestellt ist.

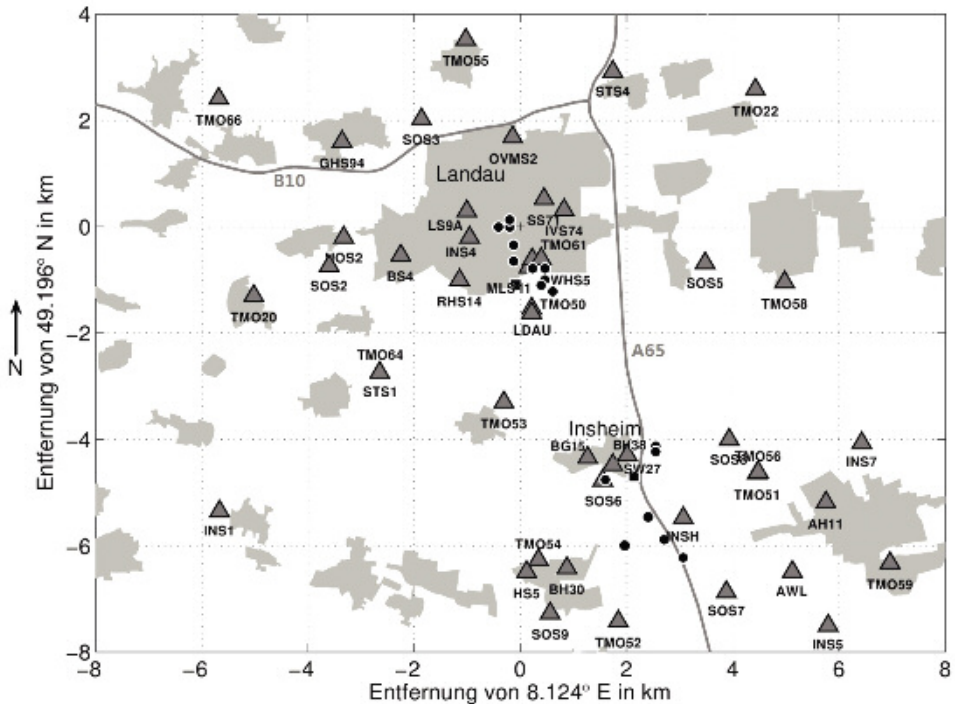


Abb. 2: Karte mit der Lage der seismologischen Messtationen (Dreiecke mit Stationsnamen) und Epizentren der untersuchten Erdbeben (schwarze Punkte). Graue Bereiche kennzeichnen Siedlungen.

im Eozän bis Miozän, wobei vermutlich variszische Vorprägungen der Lithosphäre als Störungen reaktiviert wurden (EISBACHER & FIELITZ 2008). Die weitere Absenkung des ORGs erfolgte an den zuvor angelegten Störungen, die dadurch große Versetzungsbeträge erreichen, und es bildeten sich zudem neue Störungen aus, welche sich durch Änderungen des regionalen und lokalen Spannungsfeldes ergaben (BERGERAT 1987). Die strukturelle Entwicklung des ORGs ist weitgehend abgeschlossen, rezent finden nur kleinste Deformationen statt (TESAURO et al. 2005; FUHRMANN et al. 2013, 2014), die zudem vermutlich nur die obersten Krustenstrukturen bzw. Sedimente betreffen. Die derzeitige Seismizität ist als gering bis moderat einzustufen (BONJER et al. 1984, PLENEFISCH & BONJER 1997, RITTER et al. 2009, RITTER 2011) und deutet ebenfalls auf keine großen aktiven Deformationsprozesse hin.

Erdbeben liefern wichtige Informationen über den rezenten Spannungszustand, wobei aus den Herdflächenlösungen die Bewegungsart (Auf-, Ab- oder Blattverschiebung), Bewegungsrichtung und die Lage der Druck- und Dehnungsachsen abgeleitet werden kann. Sind viele Herdflächenlösungen vorhanden, kann auch der Spannungstensor abgeschätzt werden (PLENEFISCH & BONJER 1997). Wegen der geringen bis moderaten Häufigkeit und Stärke der Erdbeben im Oberrheingraben sind solche Studien jedoch nur begrenzt möglich. BONJER et al. (1984) haben 33 bekannte und neue Herdflächenlösungen zusammengestellt, wobei ein Trend für Blattverschiebungen im

südlichen ORG (S-ORG) und Abschiebungen im nördlichen ORG gefunden wurde. PLENEFISCH & BONJER (1997) bestimmten mit digitalen Registrierungen empfindlicher Seismometer 51 Herdflächenlösungen im S-ORG und 19 Herdflächenlösungen im nördlichen ORG (N-ORG) und in der Niederrheinischen Bucht, wobei auch tiefenabhängige Variationen der Bruchmechanismen gefunden wurden: Im S-ORG dominieren Blattverschiebungen in der Oberkruste und Abschiebungen in der Unterkruste. Eine Inversion bzgl. des Spannungsfeldes ergab eine Drehung der maximalen horizontalen Hauptspannung (σ_H) von 135° im S-ORG zu 150° im N-ORG. HINZEN (2003) berechnete 110 neue Herdflächenlösungen für die nördlichen Rheinlande (Mittelrhein, Niederrheinische Buch und Rheinisches Massiv) und bestimmte eine dominierende NNW-SSO Richtung für σ_H . RITTER et al. (2009) berechneten und reinterpretierten Herdflächenlösungen im mittleren ORG, wobei sie für den Bereich Speyer Abschiebungen in der Unterkruste nachweisen konnten.

Die hier untersuchten, induzierten Erdbeben im Raum Landau und Insheim (Abb. 1 und 2) ergeben Hinweise zur Beschreibung des Spannungszustandes in diesem Teil des ORG und ergänzen ähnliche Untersuchungen im Bereich des Geothermievorhabens bei Soultz-sous-Forêts ca. 40 km südlich. Dort haben CHARLÉTY et al. (2007) Herdflächenlösungen von Mikrobeben während verschiedener hydraulischer Stimulationsexperimente bestimmt. Sie fanden im untersuchten Tiefenbereich von 4 km bis 5,5 km überwiegend Abschiebungen, einige Blattverschiebungen sowie seitliche Abschiebungen. Die berechneten Bruchflächen von CHARLÉTY et al. (2007) haben eine bevorzugte NNW-SSO Streichrichtung.

2. Untersuchungsgebiet

Im Folgenden werden mikroseismische Ereignisse (Lokalmagnitude $M_L < 3$) untersucht, die sich im Bereich Landau und Insheim zwischen 2009 und 2013 ereignet haben. Dort begann lokal schwache Seismizität im Frühjahr 2006 ($M_L < 1$) (PLENKERS et al. 2013), als für das geothermische Kraftwerk Landau erste hydraulische Stimulations- und Zirkulationstests durchgeführt wurden (SCHINDLER et al. 2010). Hierfür wurden Fluide in ca. 3 km Tiefe ins Gebirge eingeleitet. Seit 2008 werden ständig Mikroerdbeben in ca. 2 bis 6 km Tiefe durch Fluidinjektionen induziert (GROOS et al. 2013). Geologisch ist die Umgebung von Landau und Insheim dem Oberrheingraben (ORG) zuzuordnen und es befinden sich dort typische Grabenschollentektonik und Grabensedimente im Untergrund (siehe z. B. EISBACHER & FIELITZ 2010, SCHÄFER 2013). Mit teleseismischen Laufzeitanalysen wurde eine seismische Niedriggeschwindigkeitsanomalie in der Oberkruste der Südpfalz lokalisiert, welche als Alteration des kristallinen Granitsockels und somit mechanische Schwächezone interpretiert wurde (KIRSCHNER et al. 2011).

PETERS & VAN BALEN (2007) haben die tektonischen Strukturen in der Region zusammengestellt und finden für Verwerfungen innerhalb des Oberrheingrabens eine bevorzugte Nordost-Südwest Streichrichtung mit untergeordneten NNW-SSO und Nordwest-Südost gerichteten Störungen (Abb. 1). Besonders im Untersuchungsgebiet treten NNW-SSO gerichtete Störungen auf (EISBACHER & FIELITZ 2010, GEORG Projektteam 2013), welche im Nordwest-Südost ausgerichteten Spannungsfeld (maximale horizontale Hauptspannung σ_H) bevorzugt seismisch reaktiviert werden können (PETERS 2007, BUCHMANN 2008). Im Bereich Landau sind postmiozäne Bewegungen (vor allem Abschiebungen) an den bekannten Störungen aufgetreten (SCHAD 1962a, b). Die größeren Störungen waren vermutlich schon vor dem Tertiär angelegt (SCHAD 1962b), d. h. sie reichen mutmaßlich in die mechanisch kompetenteren mesozoischen

Sedimentgesteine und in den kristallinen Sockel (FRIETSCH et al. 2014). Die genaue Lage dieser Verwerfungen und besonders deren Tiefenerstreckung unterhalb der erdölführenden Schichten in knapp 2 km Tiefe sind nur ungenau bekannt. Auch neuere Kompilationen der vorhandenen geowissenschaftlichen Daten (GEORG Projektteam 2013) erfassen solche tiefen Strukturen bisher nicht im Detail. Seismologische Strukturanalysen der Oberkruste im Bereich Landau und Insheim konnten vor 2006 mangels lokaler Erdbeben nicht ausgeführt werden. Die am nächsten gelegenen natürlichen Erdbeben fanden 1880 ($M_L \sim 3,7$) und 1903 ($M_L \sim 3,9$) bei Kandel statt (BARTH 2011), weitere Ereignisse vor 2006 sind nicht bekannt (LEYDECKER 2011).

Mit Beginn der induzierten Seismizität wurden ab 2008 Erdbebenmessstationen im Bereich Landau und Insheim aufgestellt. Ab Sommer 2009 sind genügend Messreihen verfügbar und somit ein umfangreicher seismologischer Datensatz vorhanden, um eine wissenschaftliche Charakterisierung des Untergrunds und der Bruchmechanismen durchzuführen.

3. Methode

Herdflächenlösungen sind die Ergebnisse der Berechnung der geometrischen Lage eines Scherbruchs im Raum, wobei von einem doppelten Kräftepaar (*double couple*) ausgegangen wird (AKI & RICHARDS 1980). Ein Scherbruch erzeugt ein bekanntes Abstrahlmuster seismischer Wellen, d. h. er strahlt charakteristisch Kompressions- (*P*) und Scherwellen- (*S*) keulenförmig ab. Die Polaritäten der Ersteinsätze dieser seismischen Phasen weisen systematisch positive und negative Verteilungsmuster der Amplituden auf, woraus ein Bruchmodell abgeleitet werden kann.

Abbildung 3 zeigt ein Beispiel der registrierten Wellenformen als Bodenschwinggeschwindigkeit an der Messstation TMO53 des Bebens vom 21. Aug. 2012 (Tab. 1). Die bestimmten Polaritätsrichtungen der Ersteinsätze sind mit einem Pfeil gekennzeichnet und zeigen auf der Vertikalkomponente bei der Kompressionswelle nach unten. Die Polarität der vertikal polarisierten Scherwelle (*SV*) zeigt auf der Radialkomponente nach unten und die Polarität der horizontal polarisierten Scherwelle (*SH*) zeigt auf der Tangentialkomponente nach oben. Die Bestimmung der Polaritäten ist in vielen Fällen schwierig, da der untersuchte Datensatz oft ein schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis aufweist, da einerseits die Beben schwach sind und andererseits die Bodenunruhe im ORG relativ hoch ist (GROOS & RITTER 2010).

Die Verteilung aller gemessenen Polaritäten eines Erdbebens wird mit einer stereographischen Abbildung auf eine Kugel um den Herd abgebildet (positive Amplitude entspricht schwarz, negative Amplitude entspricht weiß), wobei zur graphischen Darstellung alle Datenpunkte auf die untere Halbkugel projiziert werden (Abb. 4). Hierfür werden die Strahlwege der Wellen vom Herd zur Messstation in einem seismischen Geschwindigkeitsmodell berechnet. Diese Strahlberechnung ergibt die horizontalen Azimutwinkel und die vertikalen Abstrahlwinkel im Herd. Die Polaritäten in Abb. 4 zeigen deutliche Bereiche mit positiven und negativen Kompressionswellen-Amplituden. Zusätzlich sind die angepassten Herdflächen eingezeichnet, für die zusätzlich die Polaritäten der Scherwellen berücksichtigt wurden (siehe unten).

Mit dem Programm FOCMEC (SNOKE 2003) werden die gemessenen Einsatzpolaritäten mit einem Gittersuche-Algorithmus in ein Herdflächenmodell invertiert. Dieses Modell besteht aus zwei gleichberechtigt möglichen Bruchflächen für ein wirkendes doppeltes Kräftepaar, d. h. die Bestimmung der eigentlichen Herdfläche muss mit weiteren unabhängigen Parametern erfolgen (z. B. Ausrichtung der Hypozentren).

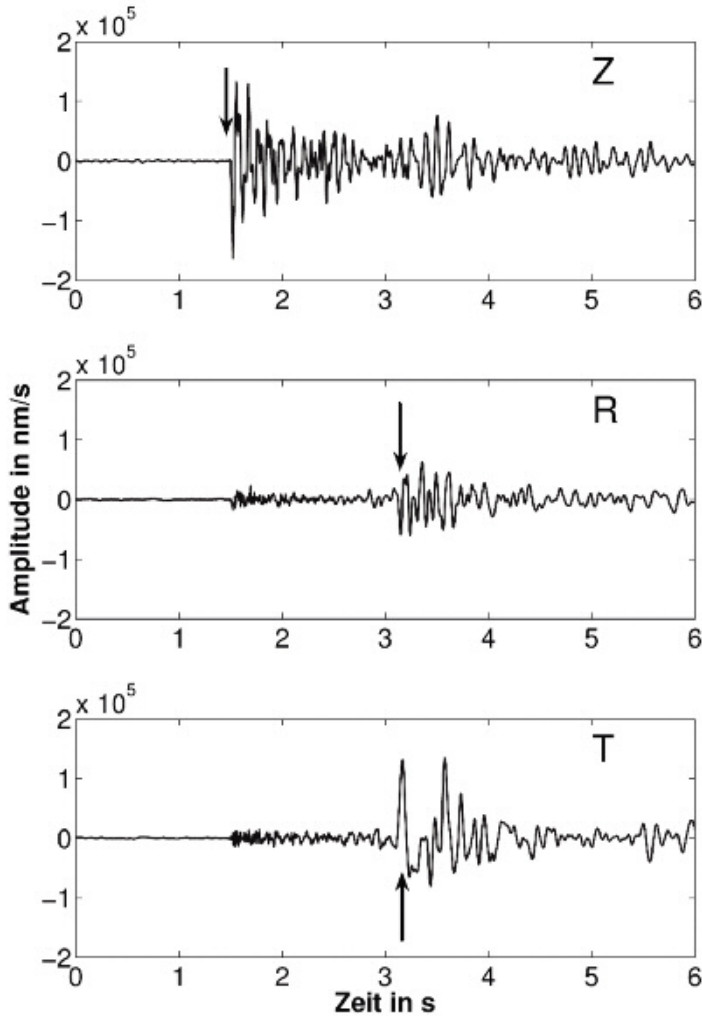


Abb. 3: Wellenform-Beispiel des Bebens 21. Aug. 2012 (Beben L in Tab. 1) gemessen an der Messstation TMO53. Es werden die Bodenschwing-Geschwindigkeiten der Vertikal- (Z), Radial- (R) und Tangential- (T) Komponenten gezeigt sowie die zugehörigen Polaritäten (Pfeile) der Ersteinsätze der Kompressions- (P) und Scherwellen (SV-Welle auf R und SH-Welle auf T).

Wir bestimmen die Herdflächenlösungen aus Ersteinsatzpolaritäten von *P*-, *SH*- und *SV*-Phasen mit FOCMEC (Abb. 5). Als Annahme dient je ein lokales seismisches 1-D Geschwindigkeitsmodell für die Kompressions- (*vp*) sowie Scherwellen (*vs*) für Landau und Inenheim. Die Unsicherheiten der Modellbestimmung für die Herdflächenlösungen ergeben sich aus der beschränkten Stationsüberdeckung, den unbekanntem 3-D *vp*- sowie *vs*-Variationen, welche zu fehlerhaften Winkeln in der Projektion führen, und den fehlerhaften Polaritätsbestimmungen besonders durch das teilweise geringe Signal-Rausch-Verhältnis. Für die Berechnung in FOCMEC kann

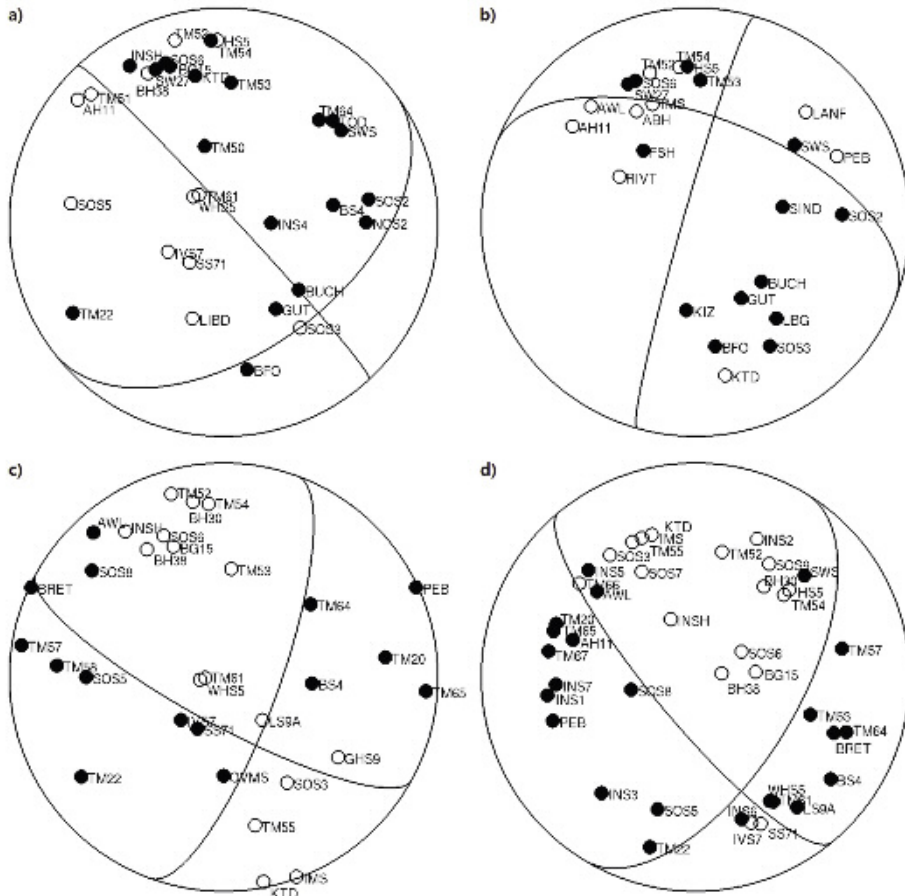


Abb. 4: Stereographische Diagramme mit den bestimmten Polaritäten der Kompressionswellen (P ; weiß: Ausschlag nach unten, schwarz: Ausschlag nach oben) und den beiden angepassten Herdflächen, für deren Bestimmung zusätzlich die Scherwellen-Polaritäten verwendet wurden (vgl. Tab. 1 bis 3). a) Ereignis M, b) Ereignis N, c) Ereignis L und d) Ereignis T.

eine gewisse Anzahl maximal zulässiger inkompatibler Polaritäten vorgegeben werden, da i. a. kann nicht jeder Datenpunkt angepasst werden. Die nicht angepassten Polaritäten sind in den Tab. 1 bis 3 zusammen mit den Ergebnissen angegeben.

Ausgewählte Herdflächenlösungen werden mit einer 3-D Wellenfeldsimulation überprüft (GARNER 2014). Hierbei werden diese Herdmechanismen als Scherquelle verwendet und die gemessenen Seismogramme mit synthetischen Seismogrammen verglichen (vgl. Kap. 5.).

4. Datenaufbereitung und Datenanalyse

Da die gemessenen Amplituden der induzierten Mikroerdbeben meist sehr schwach sind, wurden für die Herdflächenanalyse nur die stärksten Ereignisse ausgewählt (Lokalmagnitude M_L 0,8-2,7 siehe Tab. 1 bis 3). Die Seismizität bei Landau und

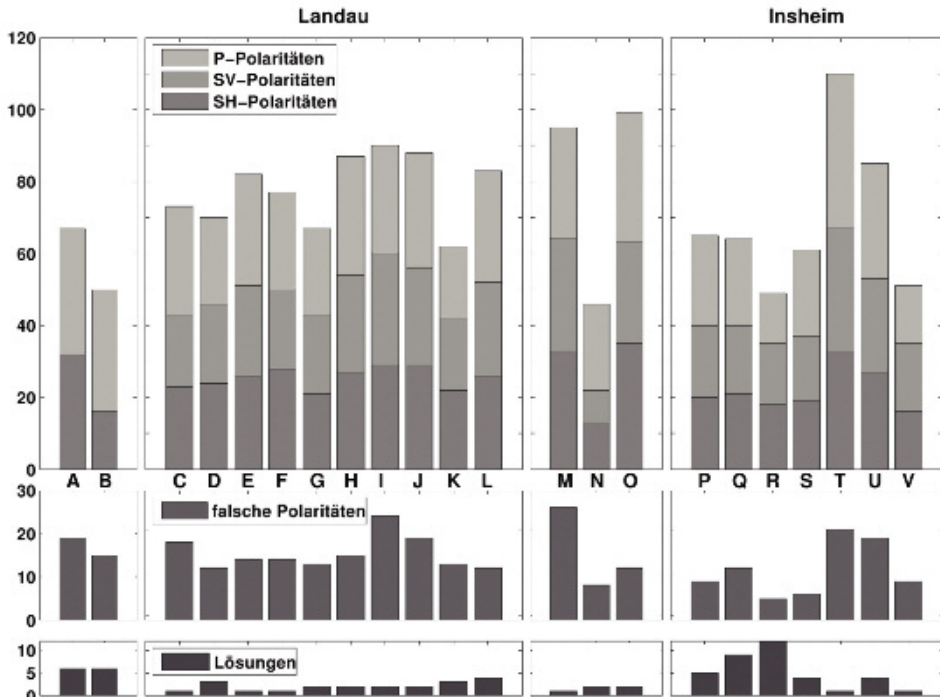


Abb. 5: Histogramme zu den Herdflächenlösungen. Die Buchstaben beziehen sich auf die Ereignisse in den Tab. 1 bis 3. Oben: Eingangsdaten als Anzahl der *P*-, *SV*- und *SH*-Erstausschlagpolaritäten. Mitte: Anzahl der Polaritätsbestimmungen, die nicht mit der am besten angepassten Herdflächenlösung übereinstimmen. Unten: Anzahl der möglichen Lösungen aus der Gittersuche mit FOCMEC.

Insheim kann in Ereignisgruppen bzw. Cluster mit sehr ähnlichen Wellenformen und somit auch sehr ähnlichen Bruchmechanismen unterteilt werden (GRUND et al. 2014). Für jede größere bekannte Ereignisgruppe wurde mindestens eine Herdflächenlösung bestimmt.

Die Wellenformen der Bodenbewegung an den Messstellen (Abb. 2) wurden mit Seismometern verschiedenen Typs gemessen. Daher wurde von den registrierten Zeitreihen zunächst die individuelle Instrumentenantwortfunktion entfernt und die Daten wurden anschließend einheitlich mit der nominalen Instrumentenantwortfunktion eines 1-Sekunden-Seismometers gefaltet, welche als Hochpassfilter wirkt. Auf diese Weise stellen alle Seismogramme den relevanten Frequenzbereich von ca. 5 Hz bis 15 Hz (Abb. 3) einheitlich dar (GROOS et al. 2013).

Im nächsten Schritt wurden die *P*- und *S*-Ersteinsätze in den Seismogrammen identifiziert und die Polarität der Erdbebenphasen bestimmt. Es wurden auch die Rohdaten zur Bestimmung von Ersteinsatzpolaritäten verwendet, um gegebenenfalls Einflüsse durch die angewendeten digitalen Filter zu erkennen.

Tab. 1: Herdflächenlösungen der Beben A-L im Bereich Landau. P/SV/SH gibt die Anzahl der verwendeten Erstausschlagpolaritäten der seismischen Phasen an. Es werden die Lösungen für beide möglichen Herdflächen aus FOCMEC aufgelistet. Gütekriterien für die FOCMEC Lösungen: L = Anzahl der Lösungen mit P, SV und SH-Polaritäten; P = Stabilität des Herdmechanismus beim Weglassen von schlecht bestimmten Polaritäten mit 0 = nicht stabil, 1 = stabil, wenn unsichere Polaritäten fehlen, 2 = stabil, wenn SV-Polaritäten fehlen, 3 = stabil, wenn SV- und SH-Polaritäten fehlen; V = Stabilität des Herdmechanismus bei möglicher Änderung des Geschwindigkeitsmodells mit 0 = nicht stabil, 1 = stabil, x = nicht bestimmt.

Abk.	Ereignis Datum/Zeit	M _L	Polaritäten	Fehler Abs. (Rel.)	Güte L-P-V	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
						Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °	Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °
A	2009-08-15 12:10:51	2,7	P/SV/SH 35/-/32	19 (28%)	6-X-X	314±38	67±11	-57±7	91±12	37±8	-141±2
B	2009-09-14 18:38:17	2,4	34/-/16	15 (30%)	7 X-X	262±15	38±3	-38±8	28±15	66±5	-120±5
C	2010-12-12_04:20:17	2,0	30/20/23	18 (25%)	1-0-0	230±0	50±0	-23±0	335±0	73±0	-138±0
D	2011-07-10_20:18:52	1,3	24/22/24	12 (17%)	3-2-1	185±5	36±5	-48±7	317±13	64±2	-116±8
E	2011-10-04_10:07:28	1,5	27/22/28	14 (18%)	1-1-1	6±0	55±0	-30±0	115±0	66±0	-141±0
F	2011-10-04_15:05:11	1,7	31/25/26	14 (17%)	1-2-0	6±0	80±0	-85±0	159±0	11±0	-117±0
G	2011-10-06_06:13:12	1,4	24/22/21	13 (19%)	2-2-1	4±1	59±2	-41±1	119±1	56±2	-141±1
H	2011-10-31_06:18:25	1,9	33/27/27	15 (17%)	2-1-0	11±3	77±3	-62±8	124±4	31±9	-154±0
I	2011-11-21_04:48:01	1,7	30/31/29	24 (27%)	2-2-1	188±1	38±2	-28±2	301±2	73±0	-124±3
J	2011-11-21_04:48:19	1,7	32/27/29	19 (22%)	2-2-1	200±9	37±5	-39±2	322±10	68±4	-120±4
K	2012-04-02_07:38:08	1,2	20/20/22	13 (21%)	3-2-1	16±1	62±2	-16±4	114±1	76±4	-151±2
L	2012-08-21_09:07:17	1,6	31/26/26	12 (14%)	4-3-1	21±0	68±2	-20±2	119±0	71±2	-156±2

Tab. 2: Herdflächenlösungen aus gemeinsamen Inversionen (M-O) im Bereich Landau. P/SV/SH gibt die Anzahl der verwendeten Erstausschlagpolaritäten der seismischen Phasen an. Es werden die Lösungen für beide möglichen Herdflächen aus FOCMEC aufgelistet.

Abk.	Ereignis Datum Zeit	M _L	Polaritäten P/SV/SH	Fehler Abs. (Rel.)	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
					Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °	Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °
M	2009-08-15 12:10:51	2,7	31/31/33	26 (27%)	317±0	86±0	-55±0	53±0	35±0	-173±0
	2013-05-16 11:01:02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
N	2009-09-14 18:38:17	2,4	24/9/13	8 (17%)	291±0	46±0	7±2	196±2	85±2	135±0
	2009-09-14 18:39:00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O	2009-09-15 07:01:41	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-
	2012-08-21 09:07:17	1,6	36/28/35	12 (12%)	16±0	71±0	-27±3	116±2	65±3	-159±1
	2013-06-21 14:27:52	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 3: Herdflächenlösungen der Beben P-V im Bereich Insheim. P/SV/SH gibt die Anzahl der verwendeten Erstausschlagpolaritäten der seismischen Phasen an. Es werden die Lösungen für beide möglichen Herdflächen aus FOCMEC aufgelistet. P/SV/SH gibt die Anzahl der verwendeten Erstausschlagpolaritäten der seismischen Phasen an. Gütekriterien für die FOCMEC Lösungen: L = Anzahl der Lösungen mit P, SV und SH-Polaritäten; P = Stabilität des Herdmechanismus beim Weglassen von schlecht bestimmten Polaritäten mit 0 = nicht stabil, 1 = stabil, wenn SV- und SH-Polaritäten fehlen, 2 = stabil, wenn SV-Polaritäten fehlen, 3 = stabil, wenn SV- und SH-Polaritäten fehlen; V = Stabilität des Herdmechanismus bei möglicher Änderung des Geschwindigkeitsmodells mit 0 = nicht stabil, 1 = stabil, x = nicht bestimmt.

Abk.	Ereignis Datum Zeit	M _L	Polaritäten P/SV/SH	Fehler Abs. (Rel.)	Güte L-P-V	Herdfläche 1			Herdfläche 2		
						Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °	Streichen in °	Fallen in °	Bewegung in °
P	2010-04-09 10:52:21	2,4	25/20/20	9 (14%)	5-3-0	40±4	49±14	137±10	62±9	-119±12	
Q	2010-04-09 12:36:33	2,2	24/19/21	12(19%)	9-3-0	12±24	-49±13	147±24	68±5	-111,11±10	
R	2012-10-31 18:50:37	1,1	14/17/18	5(10%)	1-2-2-X	22±9	-31±9	135±11	70±5	-128,15±10	
S	2012-11-12 12:53:01	1,5	24/18/19	6(10%)	4-3-X	16±5	-35±11	138±9	74±3	-115±6	
T	2013-01-26 19:48:27	1,8	43/34/33	21(19%)	1-3-X	31±0	-27±0	140±0	71±0	-133±0	
U	2013-05-04 15:27:01	1,4	32/26/27	19(22%)	4-1-X	33±2	-62±9	127±11	61±1	-107±6	
V	2013-06-05 19:30:25	0,8	16/19/16	9(18%)	1-2-X	29±0	6±0	294±0	86±0	130±0	

5. Ergebnisse

5.1. Modellunsicherheiten

In den Tab. 1 bis 3 sind alle Ergebnisse (drei Winkel zur Beschreibung der beiden möglichen Herdflächen und der Bewegungsrichtung) und ihre Unsicherheiten zusammengefasst. Die Unsicherheiten entsprechen gegebenenfalls der Standardabweichung aller Herdflächenlösungen, falls mehrere mögliche Herdflächenlösungen bestimmt wurden. Die Lösungen M, N und O in Tab. 2 sind zusammengesetzte Herdflächenlösungen aus der gemeinsamen Inversion der Daten von zwei bzw. drei einzelnen Erdbeben. Eine gemeinsame Lösung kann berechnet werden, wenn ähnliche Bruchmechanismen dieser Erdbeben vermutet werden. Das ist für die vorliegenden Erdbeben in Tab. 2 der Fall, da nahezu identische Wellenformen beobachtet werden (GRUND et al. 2014). Bei einer gemeinsamen Inversion können mehr Eingabedaten verwendet werden als bei einer Einzelanalyse, wodurch eine stabilere Lösung gefunden werden kann, als wenn nur wenige Beobachtungen vorliegen. Bei den Ereignissen A und B im Sommer und Herbst 2009 standen erst wenige Messstationen im Untersuchungsgebiet, so dass für die Ereignisse A (15. Aug. 2009) und B (14. Sept. 2009) zusätzlich eine gemeinsame Inversion bestimmt wird (M und N). Da aus der im Südwesten von Landau lokalisierten Ereignisgruppe nur Registrierungen mit einem schlechten Signal-Rausch-Verhältnis verfügbar sind, wurde aus den Seismogrammen der beiden am besten registrierten Ereignisse eine gemeinsame Lösung (O) bestimmt. Diese Lösung hat fast denselben Bruchmechanismus wie die Lösung zu Ereignis L.

Zur Abschätzung der Güte der Herdflächenlösungen wurden verschiedene Stabilitätstest durchgeführt. Dies ist in Tab. 1 bis 3 in der Spalte „Güte“ vermerkt. Der erste Wert L gibt an, wie viele Lösungen FOCMEC an die Daten anpassen kann, wenn *P*-, *SV*- und *SH*-Polaritäten gemeinsam verwendet werden. Der Wert bei L bedeutet, wie stabil die gefundenen Lösungen sind, wenn man bestimmte Messwerte nicht berücksichtigt: Weglassen von schlecht bestimmten Polaritäten 0 = nicht stabil; 1 = stabil, wenn unsichere Polaritäten fehlen; 2 = stabil wenn *SV*-Polaritäten fehlen; 3 = stabil, wenn *SV*- und *SH*-Polaritäten fehlen. Der Parameter V gibt an, ob die Herdflächenlösung gegenüber sinnvollen Variationen des Geschwindigkeitsmodells (und den daraus resultierenden Abstrahlwinkeln) stabil ist, 0 = nicht stabil; 1 = stabil. X bedeutet jeweils, dass der entsprechende Wert nicht bestimmt werden konnte. Meist ergeben die *P*-Polaritäten allein bereits eine stabile Lösung. Die Hinzunahme der *SV*- und *SH*-Polaritäten stabilisiert die Lösung und grenzt den möglichen Lösungsraum weiter ein. Der Einfluss des Geschwindigkeitsmodells ist teilweise signifikant und sollte beachtet werden, da im geologisch komplexen Untersuchungsgebiet im Gegensatz zur gemachten Annahme tatsächlich keine 1-D Geschwindigkeitsstruktur vorliegt. Ausgewählte Herdflächenlösungen wurden daher mit 3-D Wellenfeldsimulationen überprüft, wobei sich zeigt, dass die Ergebnisse in den Tab. 1 bis 3 sehr gut die Messdaten erklären können (Kap. 6.).

5.2. Herdregion Landau

Die Abb. 6 und 7 zeigen die Herdflächenlösungen zusammen mit den Epizentren der Jahre 2009 bis 2013 bei Landau und Insheim. Diese Epizentren wurden von ZEIS et al. (2013) absolut und relativ zueinander bestimmt. Die Mediane der Fehlerbereiche (95% bzw. 2σ -Konfidenzbereich) der absoluten Hypozentrumslokalisierungen umfassen im Fall Landau ca. 290 m (horizontal; große Halbachse der Fehlerellipse) und ca. 390 m (vertikal) für das verwendete 1-D-Erdmodell. Die tatsächlichen Unsicherheiten liegen eher in der Größenordnung 500 m bis 1000 m, wenn man zusätzlich die Unsi-

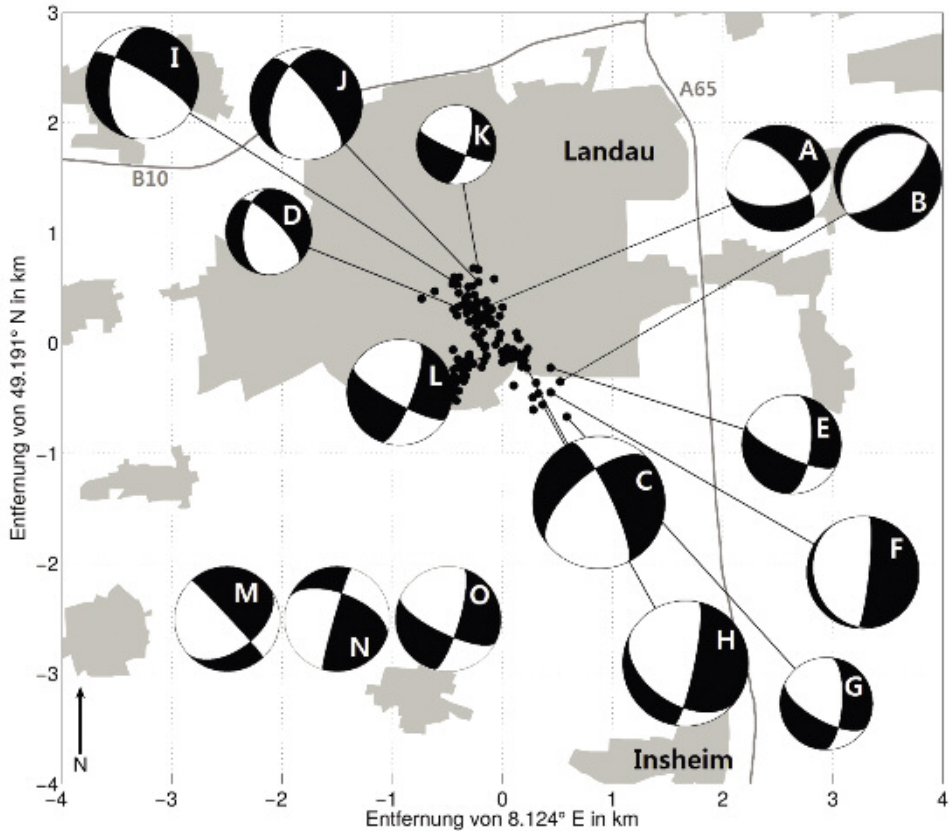


Abb. 6: Herdflächenlösungen im Bereich Landau und Lage der Epizentren relativ lokalisierter Erdbeben (nach ZEIB et al. 2013). Die Buchstaben entsprechen den Erdbeben in Tab. 1. Graue Bereiche kennzeichnen Besiedlungen. Die Lösungen M, N und O sind bevorzugte alternative zusammengesetzte Lösungen für A, B und L.

cherheiten in v_p und v_s berücksichtigt. Da die Mikrobenen in einem räumlich eng begrenzten Volumen unter Landau auftreten, wurden sehr präzise Relativlokalisierungen aus Doppeldifferenzen-Anpassung (WALDHAUSER & ELLSWORTH 2000) bestimmt. Diese Hypozentren werden hier dargestellt, da deren relative Unsicherheiten zwischen den einzelnen Mikrobenen in Abb. 6 bzw. Abb. 7 nur ca. 50 m beträgt. Auf diese Weise können Ereignisgruppen und Aufreihungen der Hypozentren sichtbar gemacht werden. Die Epizentren in Abb. 6 liegen fast alle unterhalb des Stadtgebiets von Landau und können in drei größere Ereignisgruppen unterteilt werden. Im Südosten des seismisch aktiven Volumens, nahe des Reinjektionsbereichs des Kraftwerks Landau, tritt eine Nord-Süd streichende Bebengruppe außerhalb des Stadtgebiets auf, welche die Beben E, F, G und H umfasst. Deren Herdflächenlösungen zeigen Nord-Süd streichende Abschiebungen mit geringem sinistralen Blattverschiebungsanteil.

Die Beben C, D, I, J und K gehören zu einer großen Ereignisgruppe, welche NNW-SSO unter Landau streicht. Die Herdflächenlösungen entsprechen dominant Abschie-

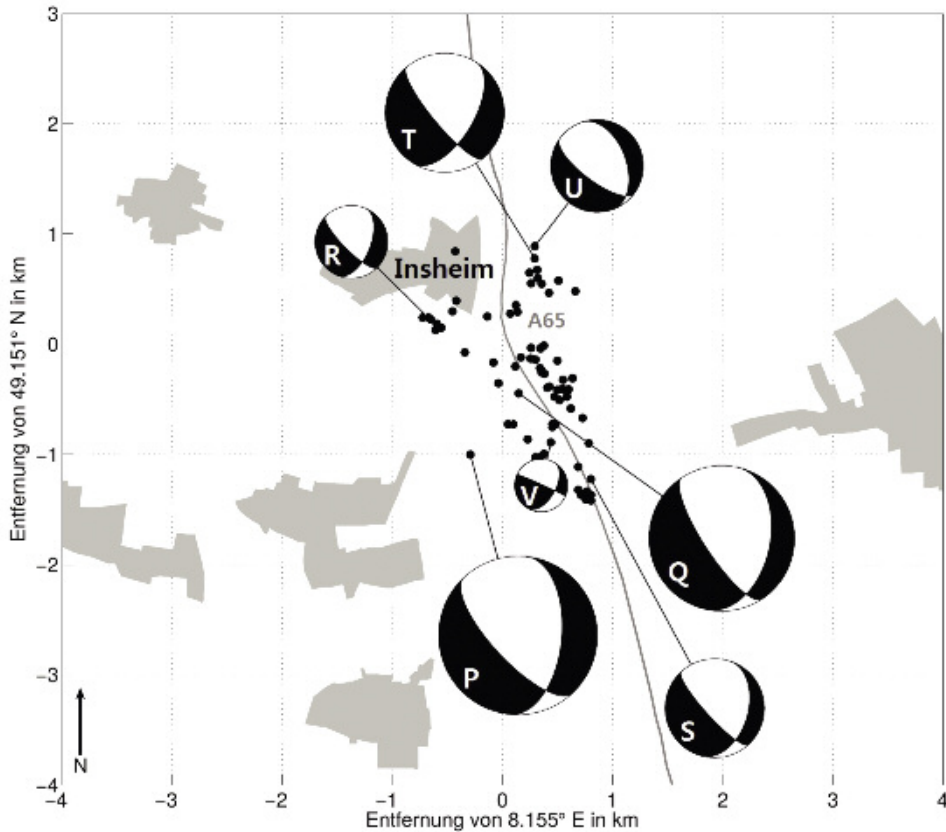


Abb. 7: Herdflächenlösungen im Bereich Insheim und Lage der Epizentren relativ lokalisierter Erdbeben (nach ZEIB et al. 2013). Die Buchstaben entsprechen den Erdbeben in Tab 1. Graue Bereiche kennzeichnen Siedlungen.

bungen mit variablem dextralen Blattverschiebungsanteil sowie jeweils einer NNW-SSO gerichteten Herdfläche. Das Beben L gehört zu einer Ereignisgruppe mit Nordost-Südwest Ausrichtung im Südwesten der seismisch aktivierten Zone. Die Ereignisse dieser Gruppe haben einen Blattverschiebungsmechanismus, dessen Nordost-Südwest ausgerichtete Bruchfläche einen sinistralen Bewegungssinn aufweist, während die Nordwest-Südost ausgerichtete Bruchfläche eine dextrale Bewegung aufweist.

5.3. Herdregion Insheim

Die einzelnen Ergebnisse zu den Ereignissen bei Insheim sind in Tab. 3 zusammengefasst. Die Standardabweichungen der Winkel der Herdflächen betragen bis zu 24° (Ereignis Q), sie sind meist jedoch geringer als 10°. Die Herdflächenlösungen und Ereignisgruppen im Bereich Insheim streichen alle NNW-SSO (Abb. 7). Bei der absoluten Lokalisierung der Ereignisse bei Insheim betragen die Mediane der 2 σ -Fehlerbereiche ca. 230 m (horizontal) und ca. 270 m (vertikal) für das verwendete 1-D-Erdmodell. Die

Unsicherheiten der gezeigten Relativlokalisierungen nach ZEIB et al. (2013) sind ca. 50 m. Die Epizentren können NNW-SSO streichenden Ereignisgruppen zugeordnet werden. Alle Herdflächenlösungen in Abb. 7 zeigen einen deutlichen Abschiebungscharakter mit nur sehr geringem dextralen Blattverschiebungsanteil.

6. Synthetische Modellierung

Zur Überprüfung der berechneten Herdflächenlösungen können synthetisch berechnete Seismogramme verwendet werden, die mit den gemessenen Seismogrammen verglichen werden. Hierfür wurde eine Momententensor-Quelle in den 3-D Finite-Differenzen-Code SOFI-3D (BOHLEN 2002) implementiert, mit welcher die Scherbruchcharakteristik modelliert werden kann (GAßNER 2014). Der Momententensor gibt die durch den Bruch ausgelöste Spannungsverteilung wieder und lässt sich aus den Winkeln für das Streichen und Fallen, sowie der Bewegungsrichtung berechnen. Die 3-D Struktur im Messgebiet wurde aus dem geologischen 3-D Datensatz des GEORG Projektteams (2013) übernommen, aus welchem ein Untergrundmodell der elastischen Parameter vp , vs und Dichte abgeleitet wurde. Es werden Wellenformen für das 3-D Erdmodell sowie für ein mittleres 1-D Erdmodell berechnet, wobei die geologischen Einheiten am jeweiligen Epizentrum berücksichtigt wurden. Die Eigenschaften der synthetischen Seismogramme sollten für die korrekte Herdfunktion und ein passendes Erdmodell die dominanten Phasen in den beobachteten Seismogrammen mit korrekter Polarität und Amplitude wiedergeben.

Die Modellierungsergebnisse in Abb. 8a zeigen die Wellenformen an der Messstation TMO53 für das Ereignis L unter Landau. In den gemessenen Daten (Zeile I in Abb. 8 mit den drei Registrierkomponenten Z, Nord-Süd und Ost-West) ist deutlich die P-Welle auf der Vertikalkomponente (Z) mit dominantem Erstausschlag nach unten und die Scherwelle auf der Ost-West-Komponente (E) mit Ausschlag nach unten zu erkennen. Diese Wellenzüge werden sowohl in der 1-D Modellierung (Zeile II in Abb. 8) als auch in der 3-D Modellierung (Zeile III in Abb. 8) korrekt simuliert. Die synthetischen Wellenformen haben auf der Nord-Süd-Komponente (N) größere Amplituden als die gemessenen Daten, was vermutlich auf Streu- oder Dämpfungseffekte der Realdaten zurück zu führen ist. Diese Effekte wurden in der Wellenfeldmodellierung nicht adäquat berücksichtigt. Die Simulation der Wellenfeldausbreitung zur Messstation TMO61 in Abb. 8b zeigt ebenfalls eine sehr gute Übereinstimmung von Messdaten und synthetisch berechneten Wellenformen. Auf allen drei Komponenten (Z, N und E) passen die Polaritäten der P- und S-Wellen sowie deren Amplitudenverhältnisse überein. Die Modellierung der Ost-West-Komponente (E) gelingt im 3-D Fall besser als im 1-D Fall, was die Notwendigkeit der Berücksichtigung von 3-D Strukturen zeigt.

Die Wellenfeldsimulation für das Beben T unter Insheim ist im Beispiel in Abb. 8c mit den Seismogrammen an der Messstation TMO53 gezeigt. Die gemessenen (I), 1-D (II) sowie 3-D (III) simulierten Wellenformen stimmen in ihren Polaritäten und Amplitudenverhältnissen sehr gut überein. Die 3-D Simulation erreicht eine bessere Übereinstimmung als die 1-D Berechnung der Seismogramme, d. h. in einem komplexen geologischen Umfeld wie im Oberrheingraben mit 3-D Schollentektonik sollte möglichst eine 3-D Wellenfeldausbreitung berücksichtigt werden. Die Beispiele in Abb. 8 zeigen, dass die bestimmten Herdflächenlösungen sehr gut die realen Bruchvorgänge bei Landau und Insheim erklären können.

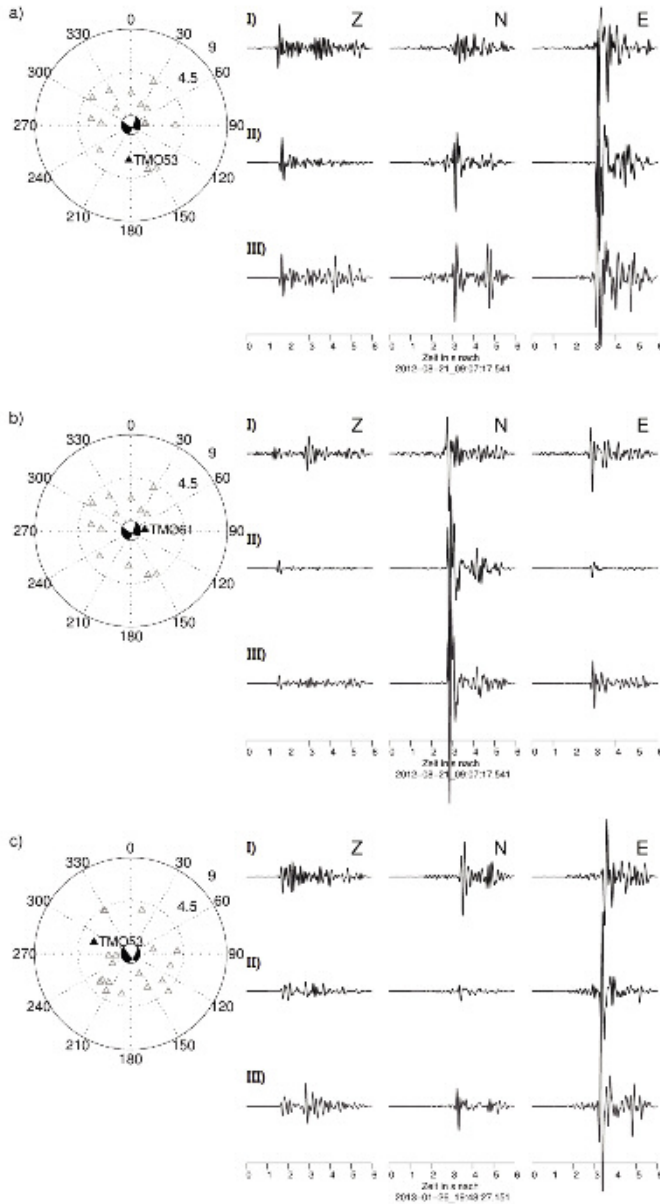


Abb. 8: Wellenformanpassung mit 1-D und 3-D Wellenausbreitungsmodellierung. Links: Polardigramme mit Herdflächenlösungen und Stationsverteilung; die Messstation, deren Wellenformen rechts aufgetragen sind, ist beschriftet. Rechts: Wellenformen der Bodenbewegung in Vertikal- (Z), Nord-Süd- (N) und Ost-West- (E) Richtung; I) gemessene Wellenform, II) synthetische Wellenform aus 1-D Modellierung und III) synthetische Wellenform aus 3-D Modellierung. a) Ereignis L an Messstation TMO53, b) Ereignis L an Messstation TMO61 und c) Ereignis T an Messstation TMO53.

7. Interpretation

Die jeweils beiden Herdflächen in den Tab. 1 bis 3 und Abb. 6 und Abb. 7 sind gleichberechtigte Scherbruch-Lösungen basierend auf der Inversion der beobachteten Phasenpolaritäten. Zur Beurteilung, welche Fläche während des Bruchs aktiv war, müssen zusätzliche Beobachtungen herangezogen werden. Die bekannten Störungen streichen im Untersuchungsgebiet NNW-SSO (Abb. 1 sowie z. B. SCHAD 1962b, EISBACHER & FIELITZ 2010). Diese werden zumeist als steil stehende Abschiebungen gedeutet, die in Zusammenhang mit der Grabenbildung stehen. Die Verteilung der Epizentren deutet ebenfalls auf NNW-SSO gerichtete Störungen für die Hauptereignisgruppe unter Landau (Abb. 6) und die Ereignisgruppen bei Insheim (Abb. 7). Eine Analyse zur Scherwellenanisotropie mit den Registrierungen der Mikrobeben unter Landau und Insheim kommt ebenfalls zu dem Schluss, dass die beobachteten Laufzeitdifferenzen für unterschiedlich polarisierte Scherwellen am besten mit einem Modell NNW-SSO gerichteter fluid-gefüllter Klüfte im oberen kristallinen Sockel erklärt werden kann (FRIETSCH et al. 2014). Es ist daher plausibel anzunehmen, dass die aktive Herdfläche der Beben A (M), C, D, I, J und K unter Landau NNW-SSO gerichtete Abschiebungen sind. Ebenso werden die Herdflächen aller Beben (Q-V) bei Insheim als NNW-SSO gerichtete Abschiebungen interpretiert. Die Beben (E, F, G und H) im Süden von Landau haben eine mehr Nord-Süd gerichtete Tendenz, was mit einer sehr steil stehenden Abschiebung (55°-88° Fallen) erklärt werden kann. Das Südwest-Nordost gerichtete Cluster unter Landau kann mit einer 16° (NNO, Lösung O) oder 21° (Lösung L) gerichteten Bruchfläche erklärt werden.

Aus den Herdflächen können idealisierte Spannungsachsen für die maximale kompressive Spannung P (*pressure*) und minimale kompressive Spannung T (*tension*) abgeleitet werden. Für die NNW-SSO gerichteten Abschiebungsbeben unter Landau (I, J und D) liegt die gemittelte P -Achse steil mit ~57° Fallen und ~184° Streichen, d. h. ungefähr Nord-Süd, und die gemittelte T -Achse liegt flach mit ~18° Fallen und ~65° Streichen. Für die Nord-Süd gerichteten Mikrobeben im Süden von Landau (E, F, G und H) liegt die gemittelte P -Achse steil mit ~49° Fallen und ~317° Streichen, d. h. ungefähr Nordwest-Südost, und die T -Achse liegt flach mit ~16° Fallen und ~102° Streichen. Diese scheinbare kleinräumige Änderung der Spannungsrichtungen ist vermutlich auf lokale Heterogenitäten oder präexistente Verwerfungen zurückzuführen, welche die Orientierung der Herdflächen bestimmt und zu einer Differenz zwischen idealisierten Spannungsverhältnissen aus Herdflächenlösungen und den realen Spannungsverhältnissen führt. Für die Mikrobeben bei Insheim (Abb. 7) liegt die gemittelte P -Achse steil mit ~56° Fallen und ~10° Streichen, d. h. ungefähr Nord-Süd, und die T -Achse liegt flach mit ~18° Fallen und ~249° Streichen. Diese Werte entsprechen ungefähr den Ergebnissen der NNW-SSO streichenden Ereignissen unter Landau (siehe oben).

Die Richtungen der P -Achsen passen ungefähr zum bekannten lokalen Spannungsfeld: Als Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung σ_H wurde in Saultz-sous-Forêts 169°±14° (NNW-SSO) bestimmt (VALLEY & EVANS 2007). Die auf σ_H senkrecht stehende, minimale horizontale Hauptspannung σ_h sollte in etwa 75° bzw. 225° (Nordost-Südwest) ausgerichtet sein. Da sich Brüche mit extensivem Charakter (z. B. Abschiebungen) parallel zu σ_h öffnen und parallel zu σ_H ausbreiten, sind die Herdflächenlösungen und das regionale Spannungsfeld zueinander kompatibel. Es ist somit anzunehmen, dass durch das injizierte Fluid die Normalspannung auf den prä-existenten Abschiebungen reduziert und dadurch diese Abschiebungen im vorherrschenden Spannungsfeld reaktiviert wurden. Die Nord-Süd gerichteten Herdflächen

(E, F, G und H) im Süden von Landau sind entweder an einer tieferliegenden präexistenten Nord-Süd gerichteten Verwerfung aufgetreten oder stellen Neubrüche entlang evtl. präexistenter Heterogenitäten dar. Da die Beben E, F, G und H direkt unterhalb des Injektionsbereichs stattfanden, ist dort der größte Fluiddruck zu erwarten. Im Frühjahr 2006 wurde während der Stimulationsphase für das Landauer Geothermieprojekt sehr schwache Seismizität induziert (PLENKERS et al. 2013), die aber nicht genau lokalisiert werden konnte, da eine geeignete seismische Überwachung fehlte. Die Beben der Südwest-Nordost gerichteten Ereignisgruppe unter Landau sind vermutlich auch entlang einer präexistenten Störungszone ausgerichtet, deren Streichrichtung von der dominanten NNW-SSO Richtung abweicht und welche evtl. eine Ausgleichsbewegung zu den dominierenden NNW-SSO Abschiebungen darstellt.

PETERS (2007) zeigte in einer Analyse der *slip tendency* (Tendenz der (Re)Aktivierung von Brüchen in einem vorgegebenen Spannungsfeld), dass Störungen, die in NNO-SSW-Richtung (20°) und NNW-SSO-Richtung (170°) streichen, besonders leicht im rezenten regionalen Spannungsfeld (re)aktiviert werden können. Dies wurde auch durch eine numerische Modellierung mit Finiten Elementen bestätigt (BUCHMANN 2008). Die Ergebnisse unterstützen die Annahme, dass die untersuchten Erdbeben unter Landau und bei Insheim in NNW-SSO-Richtung streichende, reaktivierte Bruchflächen sind. Die bevorzugte Richtung NNW-SSO wurde auch bei Herdflächenlösungen von induzierten Erdbeben bei Soultz-sous-Forêts bestimmt (CHARLÉTY et al. 2007) und deutet ebenfalls auf eine Ausrichtung der Beben entlang σ_H .

Schriften

- AKI, K. & RICHARDS, P.G. (1980): Quantitative Seismology: Theory and Methods. 1. Aufl., (Freeman & Co.) New York.
- BARTH, A. (2011): Die Erdbeben in Kandel/Südpfalz von 1880 und 1903, Neubewertung der Intensität und Quellparameter. – Bautechnik, **88**, S. 860–865, (Ernst & Sohn) Berlin.
- BERGERAT, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – Tectonics, **6**(2), S. 99–132, (American Geophysical Union) Washington.
- BOHLEN, T. (2002): 3-D viscoelastic Finite difference seismic modelling. – Computers & Geosciences, **28**, S. 887–899, (Elsevier) Amsterdam.
- BONJER, K.-P. & GELBKE, C. & GILG, B. & ROULAND, D. & MAYER-ROSA, D. & MASSINON, B. (1984): Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben. – Journal of Geophysics, **55**, S. 1–12, (Springer) Heidelberg.
- 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. Diss. Vrije Universiteit Amsterdam, 233 S., Amsterdam.
- CHARLÉTY, J. & CUENOT, N. & DORBATH, L. & DORBATH, C. & HAESSLER, H. & FROGNEUX, M. (2007): Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts.– Intern. Jour. Rock Mechanics & Mining Sci., **44**, S. 1091–1105, (Elsevier) Amsterdam.
- EISBACHER, G.H. & FIELITZ, W. (2008): Eine spätvariszische (325 Ma) W-fallende Abschiebung als lithosphärische Schwächezone unter dem Oberrhein-Graben.– Geotectonic Research, **95**/01, S. 39–40, (Schweizerbart) Stuttgart.
- (2010): Karlsruhe und seine Region. – Sammlung geol. Führer, **103**, 342 S., (Borntraeger) Stuttgart.

- FRIETSCH, M. & GROOS, J.C. & RITTER, J.R.R. (2014, im Druck): Detection and delineation of a fracture zone with observation of seismic shear wave anisotropy in the Upper Rhine Graben, SW Germany. – *Pure and Applied Geophysics*, (Birkhäuser) Basel.
- FUHRMANN, T. & HECK, B. & KNÖPFLER, A. & MASSON, F. & MAYER, M. & ULRICH, P. & WESTERHAUS, M. & ZIPPELT, K. (2013): Recent surface displacements in the Upper Rhine Graben – Preliminary results from geodetic networks. – *Tectonophysics*, **602**, S. 300–315, (Elsevier) Amsterdam.
- FUHRMANN, T. & WESTERHAUS, M. & ZIPPELT, K. & HECK, B. (2014): Vertical displacement rates in the Upper Rhine Graben area derived from precise leveling. – *Journal of Geodesy*, **88**, S. 773–787, (Springer) Berlin.
- GAßNER, L. (2014): 3D Finite-Differenzen Modellierung von mikroseismischen Ereignissen im Bereich Landau in der Pfalz. Masterarbeit Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut, Karlsruhe. – [unveröff.].
- GEORG Projektteam (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben, Fachlich-Technischer Abschlussbericht des Interreg-Projekts GeORG, Teile 1 – 4. – Internet (PDF-Dokument: <http://www.geopotenziale.eu> , abgerufen 12. Nov. 2013).
- GROOS, J. & RITTER, J. (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, **30**, S. 87–97, Luxemburg.
- 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**, S. 374–384, (Springer-VDI-Verlag) Düsseldorf.
- GRUND, M. & GROOS, J.C. & RITTER, J. (2014, im Druck): Clusteranalyse von Mikroerdbeben mittels Wellenformähnlichkeit im Bereich von Landau und Insheim, Südpfalz. – 74. Jahrestagung deutsche geophys. Gesell., Karlsruhe, Abstracts, Internet (PDF-Dokument: http://www.dgg-2014.de/downloads/DGG_Tagungsband , S. 236, abgerufen Juli 2014).
- HINZEN, K.-G. (2003): Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. – *Tectonophysics*, **377**, S. 325–356, (Elsevier) Amsterdam.
- HÜTTNER, R. (1991): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. Ein Überblick mit historischer Rückschau. – *Geol. Jb.*, **E 48**, S. 17–42, 10 Abb., 1 Tab., Hannover.
- KIRSCHNER, S. & RITTER, J.R.R. & WAWERZINEK, B. (2011) Teleseismic wave front anomalies at a continental rift: no mantle anomaly below the Central Upper Rhine Graben. – *Geophys. J. Int.*, **186**, S. 447–461, (Wiley-Blackwell, Sussex) Chichester.
- LEYDECKER, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. – *Geol. Jahrbuch*, **E 59**, 198 S. + CD-ROM, (Schweitzerbart) Stuttgart.
- PETERS, G. (2007): Active tectonics in the Upper Rhine Graben, Integration of paleoseismology, geomorphology and geomechanical modeling. Diss. Vrije Universiteit Amsterdam, 270 S., Amsterdam.
- PETERS, G. & VAN BALEN, R.T. (2007): Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. – *Global and Planetary Change*, **58**, S. 310–334, (Elsevier) Amsterdam.
- PLENEFISCH, T. & BONJER, K.-P. (1997): The stress field in the Rhine Graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. – *Tectonophysics*, **275**, S. 71–97, (Elsevier) Amsterdam.

- PLENKERS, 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**, S. 27–49, (Springer) Heidelberg.
- RITTER, J.R.R. (2011): Konzeptionelle Ansätze zur Überwachung induzierter Seismizität im Oberrheingraben in Rheinland-Pfalz. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **39**, S. 157–176, Mainz.
- RITTER, J.R.R. & WAGNER, M. & BONJER, K.-P. & SCHMIDT, B. (2009): The 2005 Heidelberg and Speyer earthquakes and their relationships to active tectonics in the central Upper Rhine Graben. – *Int. J. Earth Sci.*, **98**, S.697–705, (Springer) Heidelberg.
- SCHAD, A. (1962a): Voraussetzungen für die Bildung von Erdöllagerstätten im Rheingraben. – *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **5**, S. 81–101, Freiburg.
- (1962b): Das Erdölfeld Landau. – *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **5**, S. 29–40, Freiburg.
- SCHÄFER, P.(2013): Grabenbildung – Tertiäre Tektonik in der Pfalz. – In: HANEKE, J. & KREMB, K.: Beiträge zur Geologie der Pfalz. S. 35–48, (Verlag pfälz. Ges. Förderung der Wiss.), Speyer.
- 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 Bali, Indonesia*, 7 S., CD-ROM, (International Geothermal Association) Bochum.
- SNOKE, J.A. (2003): FOCMEC: FOCal MECHANism determinations. – *Inter. Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Vol. **81B**, S. 29–30, (Academic Press) London.
- TESAURO, M. & HOLLENSTEIN, C. & EGLI, R. & GEIGER, A. & KAHLE, H.-G. (2005): Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **94**, S. 525–537, (Springer) Heidelberg.
- 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, 15 S., (Curran Ass.) Red Hook, NY.
- 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), S. 1353–1368, El Cerrito, Ca.
- WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. (1998): New, improved version of generic mapping tools released. – *Eos*, **79**, S. 579, *Transactions American Geophysical Union*, Washington.
- ZEIGER, J. & GROOS J.C. & RITTER J.R.R. (2013): Precise localization of microseismic events near the city of Landau, Germany. 73. Jahrestagung deutsche geophys. Gesell., Leipzig, Abstracts, Internet (PDF-Dokument: http://www.ufz.de/export/data/425/46632_DGG_2013_Tagungsprogramm_und_Abstracts. S. 363, abgerufen Juli 2014).

Anschriften der Autoren:

Master of Science LAURA GABNER,

Dr. JÖRN C. GROOS,

Privat-Dozent Dr. JOACHIM R. R. RITTER,

Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut,
Hertzstr. 16, D-76187 Karlsruhe;

E-Mail: joachim.ritter@kit.edu .

Manuskript eingegangen am 4.8.2014