

Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150

J. C. Groos, R. Fritschen, J. R. R. Ritter

374

Forschung & Entwicklung • Erdbeben • Einwirkungen • Seismizität, induzierte

Zusammenfassung Bei der Nutzung des tiefen (1–5 km) Untergrundes (z.B. Fluidverpressung, tiefe Geothermie, Kohlenwasserstoffförderung, untertägiger Bergbau) kann es zu induzierten, d. h. menschlich verursachten, Erdbeben kommen. In Deutschland wird induzierte Seismizität insbesondere nach dem Auftreten mehrerer Erdbeben in Zusammenhang mit der tiefen Geothermie in Basel, Landau, Insheim und Unterhaching verstärkt in der Öffentlichkeit diskutiert. In den genannten Fällen sind in den vergangenen Jahren spürbare induzierte seismische Ereignisse mit Lokalmagnituden bis $M_L = 3,4$ aufgetreten. Diese unerwartet starke, und deshalb im Vorfeld vor Ort kaum kommunizierte, induzierte Seismizität hat in den betroffenen Gebieten zu einem starken Rückgang der Akzeptanz der tiefen Geothermie geführt. Dies verdeutlicht, dass bei der Nutzung des tiefen Untergrundes in dicht besiedelten Regionen transparente Konzepte für die Kommunikation und Schadensbeurteilung schwacher Erdbeben erforderlich sein können. Relevante Fragestellungen sind die Spürbarkeit sowie die mögliche Verursachung nicht-struktureller aber wertmindernder Schäden an Gebäuden. In diesem Beitrag werden 35 seismische Ereignisse (Herdtiefe etwa 3 km) mit Lokalmagnituden zwischen $M_L = 0,7$ und $M_L = 2,7$ im Umfeld des Geothermie-Kraftwerks Landau hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventuellen Schadenswirkung untersucht. Die Beurteilung der Erschütterungen erfolgt anhand der Konzepte und Anhaltswerte der DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“ ([1] bis [3]). Es wird gezeigt, dass in Landau die Erschütterungen durch induzierte Erdbeben ab $M_L \sim 1,3$ die Spürbarkeitsgrenze überschreiten. Für die allgemeinverständliche Kommunikation potentiell spürbarer Seismizität wird die Darstellung in Form einer Spürbarkeits-Ampel vorgestellt. Bei den zwei stärksten untersuchten Ereignissen mit $M_L = 2,7$ und $M_L = 2,4$ wurde der Anhaltswert der DIN 4150–3 von 3 mm/s für mögliche Schäden an sehr empfindlichen Gebäuden (z.B. Fachwerkhäuser) erreicht.

Analysis of induced earthquakes regarding their perceptibility and potential damaging effects based on DIN 4150

Abstract The utilization of the deep underground at 1-5 km depth (e. g. fluid disposal, deep geothermal power plants, hydrocarbon production) may induce seismicity. In Germany induced seismicity is discussed in the public and the media after several perceptible earthquakes with local magnitudes up to $M_L = 3.4$ occurred at geothermal power plants in Landau, Insheim, Unterhaching and Basel (Switzerland). The unexpected strong induced earthquakes caused a severe loss of acceptance for these projects in the local population. These experiences demonstrate that new utilizations of the deep underground in urbanized areas need transparent and comprehensive concepts for the communication of induced seismicity and the assessment of minor damages at buildings after the occurrence of perceptible earthquakes. We analyze 35 earthquakes with local magnitudes between 0.7 and 2.7 which were induced at the geothermal power plant in Landau, SW Germany, at about 3 km depth. Especially we study relationships of local magnitude with perceptibility and potential to cause damages to buildings. The assessment of the observed ground motions is based on the concepts and indicative values of the German industry standard DIN 4150 which is dealing with the impacts of vibrations caused by construction activity on humans and buildings. We show that the ground motions of the analyzed induced earthquakes with local magnitudes exceeding $M_L \sim 1.3$ can be perceptible in Landau. The ground motions due to the two strongest earthquakes with local magnitudes of $M_L = 2.7$ and $M_L = 2.4$ reach the indicative value (3 mm/s) for potential damages at very sensitive buildings in Landau.

1 Einleitung

Technische Eingriffe in den Untergrund können Erdbeben verursachen, die als induzierte Seismizität bezeichnet werden ([4], [5]). Ursachen für induzierte Seismizität sind beispielsweise die Verpressung von Fluiden [6], die Förderung von Kohlenwasserstoffen ([7], [8]), der untertägige Bergbau [9], das Aufbringen großer Lasten durch Stauseen [10] oder die tiefe Geothermie ([11] bis [13]). Die induzierten Erdbeben sind in der Regel schwach und bleiben meist unter einer Lokalmagnitude von $M_L = 5$. Aufgrund der geringen Tiefe von weniger als 5 km können diese schwachen Erdbeben jedoch gut spürbar sein.

Bei der Entstehung wird zwischen direkt induzierten Erdbeben und getriggerten, d. h. ausgelösten, Erdbeben unterschieden [5]. Bei der direkt induzierten Seismizität kommt es durch die Injektion von Fluiden unter hohem Druck zur Neubildung von Rissen im Untergrund [12]. Dieses Verfahren wird z. B. bei der tiefen Geothermie und der Kohlenwasserstoffförderung gezielt zur Herstellung von Fluid-Wegsamkeiten im Untergrund eingesetzt (**Bild 1**). Bei bereits

Dr. Jörn C. Groos

Karlsruher Institut für Technologie
Geophysikalisches Institut

Dr. Ralf Fritschen

DMT GmbH & Co. KG
www.dmt.de
ralf.fritschen@dmtd.de

PD Dr. Joachim R. R. Ritter

Karlsruher Institut für Technologie
Geophysikalisches Institut
Hertzstr. 16, 76187 Karlsruhe
www.gpi.kit.edu
joachim.ritter@kit.edu

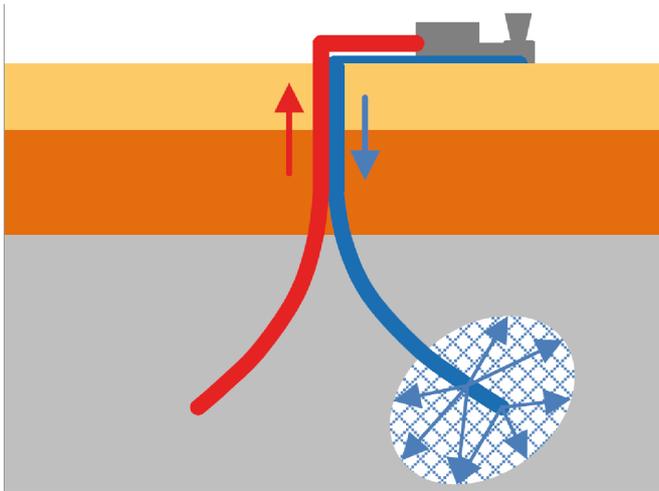


Bild 1. Schematische Darstellung eines Kraftwerks der tiefen Geothermie. Durch eine Förderbohrung (rot) wird heißes Thermalwasser zum Kraftwerk gepumpt. Nach Entzug der Wärme wird das abgekühlte Wasser wieder in den Untergrund injiziert (blau). Falls keine ausreichenden Fluidwegsamkeiten im Untergrund (Porosität oder offene Klüfte) bestehen, kann das Reservoir durch die Verpressung von Fluiden unter hohem Druck stimuliert werden. Die hierbei erreichte Neubildung von Rissen bzw. Öffnung bereits existierender Störungen ist mit mikroseismischen Ereignissen verbunden.

Fig. 1. Sketch of a deep geothermal power plant. Hot water is pumped through a production well (red). After power generation the cooled water is reinjected by a second well (blue). The reservoir can be stimulated by the injection of water with high pressure if the permeability of the underground is too low. The creation of new fractures as well as the opening of existing fractures to form a permeable fracture network is accompanied by induced seismicity.

vorhandenen und tektonisch vorgespannten Verwerfungen können durch Veränderungen des Spannungszustandes (z. B. Verminderung der Normalspannung auf einer Verwerfung durch Fluidinjektion) Erdbeben ausgelöst werden ([5], [12]).

In Deutschland sind induzierte Erdbeben aufgrund von Kohlebergbau [9] sowie Gasförderung [7] bereits länger bekannt. Bei der Nutzung der tiefen Geothermie (1–5 km) sind in den vergangenen Jahren in Deutschland (Landau, Insheim, Unterhaching) und dem nahen Ausland (Basel, Soultz-sous-Fortêts) mehrfach spürbare induzierte Erdbeben (Lokalmagnitude $M_L \leq 3,4$) aufgetreten. Diese Fälle von induzierter Seismizität wurden in der Öffentlichkeit stark wahrgenommen und haben zu einer breiten Diskussion über Eingriffe in den tiefen Untergrund geführt. In Basel wurde beispielsweise das Projekt *Deep Heat Mining Basel* der Firma Geopower Basel AG nach deutlich spürbaren Erdbeben eingestellt ([12], [14]). Gegenwärtig werden in Deutschland verschiedene neue Nutzungsarten des tiefen Untergrundes wie beispielsweise die CO_2 -Verpressung, die unkonventionelle Gasförderung und die tiefe Geothermie kontrovers diskutiert. Bei jeder dieser Nutzungsformen kann es zu spürbaren induzierten Ereignissen kommen. In den kommenden Jahren ist in Deutschland eine Zunahme der Nutzung des tiefen Untergrundes, insbesondere durch den Ausbau der tiefen Geothermie, zu erwarten. Diese soll zukünftig einen wichtigen Beitrag zur CO_2 -armen grundlastfähigen Energieversorgung in Deutschland leisten. Nach Langfristszenarien des Bundesumweltministeriums wird im Jahr 2050 eine geothermische Leistung zur Stromerzeugung von etwa 2200 MW erwartet [15]. Im Jahr 2011 betrug die installierte Leistung zur Stromerzeugung aus Geothermie lediglich 7,5 MW [15]. Bei der realistischen Annahme von etwa 5 MW elektrischer Leistung pro Geothermie-Kraftwerk entspräche dies dem Zubau von über 400 Kraftwerken. Neben den ver-



Bild 2. Das Geothermie-Kraftwerk in Landau. Am linken Bildrand befinden sich die Bohrköpfe (in rot und blau). Im Hintergrund links neben der Pumpenhalle befinden sich die Kühler für die Kondensation des Arbeitsmediums nach der Stromerzeugung. Im Vordergrund ist die Einzäunung der Rückhaltebecken zu erkennen. Mit freundlicher Genehmigung der geo x GmbH © geo x GmbH.

Fig. 2. The geothermal power plant in Landau. The borehole heads can be recognized at the left side of the picture (red/blue). The cooling towers for the condensation of the working fluid after power generation can be seen in the background. In front of the building (pumps) is the fencing of two storage basins. With kind permission of the geo x GmbH. © geo x GmbH.

gleichsweise hohen Investitionsrisiken (Fündigkeitsrisiko) stellt die schwindende Akzeptanz aufgrund spürbarer induzierter Erdbeben das wesentliche Hemmnis beim Ausbau der tiefen Geothermie in Deutschland dar.

Für die Akzeptanz jeder neuen Nutzung des tiefen Untergrundes muss klar dargelegt werden können, ob die zu erwartende induzierte Seismizität auf spürbare Beben begrenzt bleibt, ob diese möglicherweise geringfügige, wertmindernde Schäden (z. B. Putzrisse) verursachen kann oder ob von der induzierten Seismizität gar eine Gefahr für Menschen und Gebäude ausgehen kann. An diesen Fragestellungen und an Konzepten zur Vermeidung spürbarer induzierter Seismizität bei der Nutzung des Untergrundes wird national und international mit Hochdruck gearbeitet. Neben einer sorgfältigen seismischen Gefährdungsanalyse ist eine transparente Bewertung und Regulierung etwaiger geringfügiger Bergschäden durch induzierte Erschütterungen für die Akzeptanz ausschlaggebend. Der Begutachtung von nicht-strukturellen wertmindernden Schäden an Gebäuden (z. B. Putzrisse) nach induzierten Erdbeben durch Bauingenieure wird dabei zunehmend eine wichtige Funktion zukommen.

Im Folgenden werden die Auswirkungen von Mikroseismizität, womit im Allgemeinen seismische Ereignisse mit Lokalmagnitude $M_L < 3$ bezeichnet werden, an der Erdoberfläche am für Deutschland prototypischen Beispiel des Geothermie-Kraftwerks in Landau aufgezeigt. Die Quantifizierung und Beurteilung der dort aufgetretenen Erschütterungen erfolgt anhand seismologischer Messdaten sowie den Konzepten und Anhaltswerten der DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“ ([1] bis [3]).

2 Geothermie-Kraftwerk Landau

Das Geothermie-Kraftwerk Landau (Bild 2) wurde 2007 am südlichen Stadtrand von Landau in der Südpfalz errichtet. Es wird eine Thermalwasserförderung von 50–70 l/s bei 155 °C (elektrische Leistung max. 4 MW) angestrebt [16]. Die stadtnahe Lage erlaubt neben der Stromerzeugung eine effizien-

te Wärmeauskopplung (max. 6 MW) in ein vorhandenes Fernwärmenetz. Die Landepunkte der beiden Bohrungen für die Förderung und Reinjektion des Thermalwassers liegen in etwa 3200 m Tiefe im obersten kristallinen Grundgebirge und sind etwa 1450 m voneinander entfernt (rote Punkte in Bild 3) [16]. Das Grundgebirge wird von Sedimentgesteinen und darüber von mehreren hundert Metern wenig verfestigten Rheingraben-Sedimenten überdeckt. Die geologische Situation im Umfeld der Anlage im Oberrheingraben ist mit mehreren kleinräumigen Grabenschollen und Horststrukturen sehr komplex ([17], [18]). Die Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges sowie die Mächtigkeiten der Sedimentgesteine variieren im Untersuchungsgebiet um mehrere hundert Meter. Die oberflächennahe Geologie wird durch Schwemmfächersedimente von Fließgewässern aus dem Pfälzer Wald sowie Lösslagen dominiert und ist daher ebenfalls sehr heterogen.

3 Seismizität im Bereich Landau

Der Oberrheingraben ist eines der aktivsten Erdbebengebiete Deutschlands, deren Seismizität jedoch insgesamt als schwach bis moderat anzusprechen ist ([19], [20]). Das stärkste historisch bekannte Erdbeben ist das Basel-Erdbeben von 1556 ($M_w \sim 6,7-7,1$; Maximalintensität XIII) [21]. Insgesamt ist die Seismizität räumlich recht gleichmäßig über den Oberrheingraben verteilt, mit Ausnahme einer Häufung im südlichen Oberrheingraben und im Bereich Basel ([19], [20]). Das Stadtgebiet von Landau weist bei den historisch bekannten Erdbeben (Intensität $I \geq VI$) keine Auffälligkeiten auf [20]. Nachdem in den letzten Jahrzehnten in einem Umkreis von etwa 10 km um Landau instrumentell keine Seismizität mit $M_L \geq 2$ beobachtet wurde, hat diese seit 2009 deutlich zugenommen. Die beiden stärksten Ereignisse fanden am 15. August 2009 ($M_L = 2,7$) und 14. September 2009 ($M_L = 2,4$) statt. Seismische Ereignisse mit Lokalmagnituden $M_L < 1$ wurden während der Stimulation des geothermischen Reservoirs bei Landau im März und April 2006 beobachtet [22]. Alle von den Landeserdbebendiensten Rheinland-Pfalz (LER) und Baden-Württemberg (LED) sowie der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothormaler Geothermie“ [16] katalogisierten Ereignisse im Bereich Landau sind in Tabelle 1 zusammengefasst (Stand Dezember 2012). Die Unsicherheit in der Bestimmung der Lage der Epizentren durch LED und LER liegt in Abhängigkeit von der Messstellenkonfiguration meist zwischen 0,5 km und 3 km. Die Unsicherheit in der Bestimmung der Herdtiefe ist in der Regel etwas größer. Die stärksten Ereignisse am 15. August 2009 und 14. September 2009 fanden in einer Tiefe von etwa 2,8 km und in einer Entfernung von weniger als 2 km zu den Bohrloch-Landepunkten statt [16]. Die Unsicherheit der Hypozentralparameter beträgt für diese Lokalisierungen lediglich 500 m

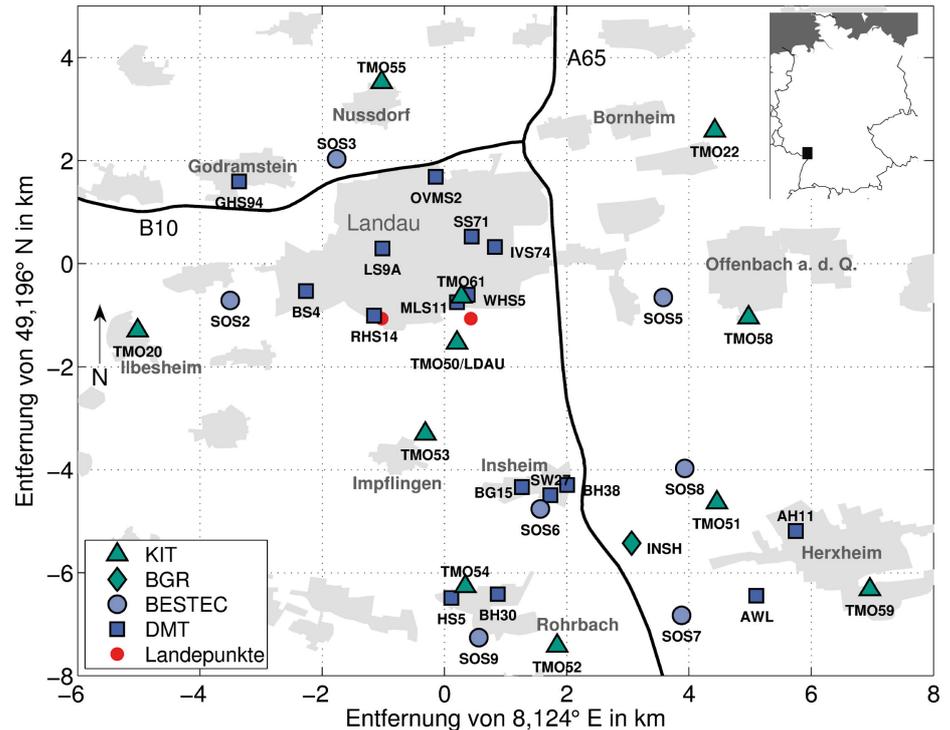


Bild 3. Verwendete Messstellen der vier Netzbetreiber im Untersuchungsgebiet. Die im Auftrag der geo x GmbH betriebenen Messstellen sind in blau, die von KIT und BGR betriebenen Messstellen sind in grün dargestellt. Besiedlungen sind in grau dargestellt. Einige Messstellen waren nicht über den gesamten untersuchten Zeitraum von August 2009 bis Dezember 2012 besetzt. Rote Kreise markieren die Lage der Fußpunkte der Geothermie-Bohrungen in ~ 3 km Tiefe. Die Reinjektion erfolgt über die östliche Bohrung.
 Fig. 3. Seismic stations which are used for this study. The stations are operated by the power plant operator (blue) as well as public research institutions (green). Red dots mark the end points of the production (west) and reinjection (east) wells in ~ 3 km depth.

und wurde durch eine Zusammenführung und Auswertung aller verfügbaren seismologischen Daten durch eine Expertengruppe ermittelt. 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+) [16]. Beide Ereignisse wurden in einem Umkreis von mehreren Kilometern verspürt und versetzten die Bevölkerung in Unruhe. Ebenfalls gingen Meldungen über Gebäudeschäden – meist Putzrisse – ein [16]. Die Feststellung des ursächlichen Zusammenhangs zwischen den Erdbeben und den festgestellten Gebäudeschäden ist teilweise nach wie vor Gegenstand gutachterlicher Auseinandersetzungen. Ein kausaler Zusammenhang zwischen den unter Landau aufgetretenen Erdbeben und dem Geothermie-Kraftwerk ist aufgrund des zeitlichen und räumlichen Zusammenhangs unumstritten. Es ist gegenwärtig davon auszugehen, dass die Erdbeben aufgrund der Fluidinjektion auf bereits vorhandenen, tektonisch vorgespannten Verwerfungen stattfinden.

Die hier vorgestellte Untersuchung zu Zusammenhängen zwischen den Lokalmagnituden M_L und den aufgetretenen Bodenschwingungsgeschwindigkeiten wurde anhand der 35 im Zeitraum August 2009 bis Dezember 2012 von den Landeserdbebendiensten katalogisierten Erdbeben unter Landau vorgenommen (Tabelle 1). Die Lokalmagnitude M_L beschreibt die Stärke des Erdbebens mit dem Logarithmus der an der Erdoberfläche gemessenen Bodenschubspannung und Dämpfungsrelationen für die Wellenausbreitung. Im Folgenden wird die M_L -Bestimmung der Landeserdbebendienste Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg nach [25] übernommen. Die M_L -Bestimmung der Landeserdbeben-

Tabelle 1. Von den Landeserdbehendiensten Rheinland-Pfalz (<http://www.lgbrlp.de/erdbeben.html>) und Baden-Württemberg sowie der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermalen Geothermie“ [16] katalogisierte Erdbeben im Bereich Landau. Die grau markierten Ereignisse wurden für diese Untersuchung nicht verwendet. Im Mai 2009 war die Stationsdichte im Untersuchungsgebiet für die hier vorgestellte Untersuchung nicht ausreichend.

Table 1. The induced earthquakes in the area of Landau, Germany, which are used for this study (white) as catalogued by the earthquake state services of the states Baden-Wuerttemberg and Rhineland-Palatinate as well as an expert group [16].

Datum	Herdzeit (UTC)	Breite	Länge	Tiefe in km	M _L	Messstellen	Katalog
20.05.2009	00:42:49.400	49,190°	8,110°	5*	1,7		LED/LER
20.05.2009	00:46:01.300	49,190°	8,100°	5*	1,6		LED/LER
20.05.2009	00:47:58.500	49,190°	8,110°	5*	1,9		LED/LER
15.08.2009	12:10:51.920	49,196°	8,124°	2,8	2,7	12	Exp.grp.
13.09.2009	17:47:20.700	49,190°	8,110°	5,0	1,7	10	Exp.grp.
14.09.2009	18:38:17.130	49,188°	8,131°	2,8	2,4	13	Exp.grp.
14.09.2009	18:46:47.800	49,190°	8,140°	5,0	1,5	9	Exp.grp.
14.09.2009	20:23:00.400	49,190°	8,120°	5,0	1,5	9	Exp.grp.
15.09.2009	07:01:42.200	49,190°	8,150°	5,0	1,7	10	Exp.grp.
15.09.2009	18:20:19.200	49,190°	8,130°	5,0	1,7	10	Exp.grp.
14.03.2010	11:13:48.100	49,200°	8,130°	5*	1,3	13	LED/LER
15.07.2010	14:51:31.040	49,174°	8,079°	3*	1,4	19	LED/LER
30.10.2010	13:44:08.400	49,180°	8,140°	5*	1,1	16	LED/LER
12.12.2010	04:11:49.000	49,200°	8,130°	3*	1,4	18	LED/LER
12.12.2010	04:20:17.640	49,185	8,131°	3*	2,0	25	LED/LER
15.12.2010	19:33:41.100	49,190°	8,100°	3*	1,3	18	LED/LER
10.07.2011	20:18:52.800	49,190°	8,150°	3,0	1,3	24	LED/LER
29.09.2011	17:47:01.700	49,190°	8,120°	3*	1,1	23	LED/LER
29.09.2011	17:55:21.500	49,180°	8,130°	3,0	1,3	25	LED/LER
04.10.2011	10:07:29.710	49,185°	8,122°	4,0	1,5	29	LED/LER
04.10.2011	15:05:12.520	49,182°	8,128°	4,0	1,7	30	LED/LER
06.10.2011	06:13:12.600	49,170°	8,130°	4,0	1,4	27	LED/LER
09.10.2011	12:06:59.100	49,200°	8,150°	5,0	0,8	19	LED/LER
31.10.2011	06:18:25.900	49,185	8,122°	4,0	1,9	30	LED/LER
20.11.2011	20:03:32.000	49,200°	8,110°	3,0	0,7	23	LED/LER
20.11.2011	20:10:34.800	49,200°	8,090°	3*	0,7	22	LED/LER
20.11.2011	20:12:18.200	49,180°	8,120°	3*	0,7	24	LED/LER
20.11.2011	20:21:06.530	49,183°	8,113°	4,0	1,0	26	LED/LER
21.11.2011	04:48:01.880	49,192°	8,113°	3,0	1,7	30	LED/LER
21.11.2011	04:48:20.190	49,193°	8,108°	3,0	1,7	30	LED/LER
14.01.2012	17:37:54.480	49,183°	8,124°	3,0	1,2	25	LED/LER
02.04.2012	07:38:08.700	49,190°	8,110°	3,0	1,2	24	LED/LER
02.04.2012	07:38:14.700	49,190°	8,110°	3*	1,2	32	LED/LER
06.05.2012	14:18:50.900	49,201°	8,116°	5,0	1,2	47	LED/LER
21.08.2012	09:07:18.240	49,193°	8,113°	2*	1,6	29	LED/LER
22.08.2012	18:07:33.510	49,194°	8,115°	2*	0,7	13	LED/LER
19.12.2012	10:31:26.920	49,183°	8,117°	4,0	0,9	19	LED/LER

*Herdtiefe manuell gesetzt

dienste beruht auf Beobachtungen der Bodenverschiebung außerhalb des Oberrheingrabens in Entfernungen von 15- 150 km zu Landau. Die Amplitude der Bodenbewegung an der Erdoberfläche wird durch den Bruchprozess (seismisches Moment, Bruchdauer, Bruchausbreitung und Abstrahlcharakteristik) und die Wellenausbreitung (geometrische Amplitudenabnahme, Fokussierungseffekte, anelastische und Streudämpfung, seismische Impedanz inkl. lokalen Standorteffekten) beeinflusst. Ohne genaue Kenntnis des Bruchvorgangs und der Untergrundstruktur ist eine verlässliche Vorhersage oder Interpolation von maximalen Bodenschwingungsgeschwindigkeiten im Bereich Landau nicht möglich.

4 Seismische Messungen im Bereich Landau

Seit Inbetriebnahme des Geothermie-Kraftwerks in Landau im Jahr 2007 wird vom Betreiber ein seismologisches Netzwerk mit bis zu acht Messstellen zur kontinuierlichen mikroseismischen Überwachung betrieben (blaue Kreise in

Bild 5). Seit Juli 2009 wurde zudem in Insheim und seit Ende Oktober 2009 in Landau durch die DMT mit der Einrichtung eines Immissions-Überwachungsnetzes nach DIN 4150-3 [3] mit bis zu 16 Messstellen (Quadrate in Bild 5) begonnen. Dieses Netzwerk dient der kontinuierlichen Beweissicherung der aufgetretenen Bodenschwingungsgeschwindigkeiten. Es werden dabei jedoch nur Erschütterungen ab einem ortsabhängigen Schwellwert von 0,02–0,1 mm/s dauerhaft aufgezeichnet. Messdaten des DMT-Netzwerkes sind für die Region Landau in der Regel für Ereignisse mit M_L > 0,6 verfügbar. Weiterhin wurden im Untersuchungszeitraum August 2009 bis Dezember 2012 bis zu zwölf seismologische Messstationen des Geophysikalischen Instituts des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT-GPI) (Dreiecke in Bild 5) sowie bis zu zwei Messstationen der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) (Rauten in Bild 5) mit kontinuierlicher Aufzeichnung für wissenschaftliche Untersuchungen im Bereich um Landau betrieben. Insgesamt registrierten seit Ende 2009 durchgehend mindestens 20 Messstationen zeitgleich im Bereich Landau. Im Rahmen des MAGS Projekts [24] wurden die bestehenden seismischen Datensätze für die detaillierte wissenschaftliche Untersuchung der Ereignisse mit M_L > 0,5 zu einem gemeinsamen und außergewöhnlich guten Wellenform-Datensatz mit einer sehr hohen Dichte an Messstationen im Epizentralgebiet zusammengeführt.

Bei den für die mikroseismische Überwachung eingesetzten Messgeräten handelt es sich um in der Seismologie übliche präzise Seismometer, welche die Bodenschwingungsgeschwindigkeit in drei orthogonalen Raumrichtungen (vertikal und zwei horizontal) aufzeichnen. Diese Geräte genügen den Empfehlungen des Forschungskollegiums Physik des Erdkörpers zur seismischen Überwachung induzierter Seismizität [25]. Erfahrungsgemäß weisen die Geräte in ihren Arbeitsfrequenzbereichen eine Abweichung vom erwarteten Amplitudenfrequenzgang von weniger als 10% auf. Bei den Messgeräten der DMT handelt es sich um kalibrierte 3-Komponenten-Messsysteme mit einer Eigenfrequenz von 4,5 Hz, deren Frequenzgang zur Beurteilung der Messwerte nach DIN 4150 ([1] bis [3]) gemäß DIN 45669-1 [26] korrigiert wird. Die Amplitudenfrequenzgangabweichung beträgt bei diesen Geräten höchstens 10%.

5 Datenbearbeitung

Eine einheitliche Auswertung der zusammengeführten seismologischen Datensätze im relevanten Frequenzbereich von 145 Hz (siehe Abschnitt 6) kann nach einer sorgfältigen Datenaufbereitung durchgeführt werden. Die Datenbearbeitung umfasst die Aufarbeitung der digitalen Registrierungen zu Zeitreihen der Bodenschwingungsgeschwindigkeit in mm/s in den Raumrichtungen Vertikal (Z), Nord-Süd (N) und Ost-West (E). Durch die Zusammenführung der seismologischen Messdaten von vier Netzwerkbetreibern ist der Datensatz in Bezug auf Gerätetypen, Abtastintervalle, Ausrichtungen der Horizontal-Komponenten und Datenformaten sehr heterogen. Die Arbeitsbereiche der verwendeten Seismometer-Typen liegen im Frequenzbereich von 8 mHz

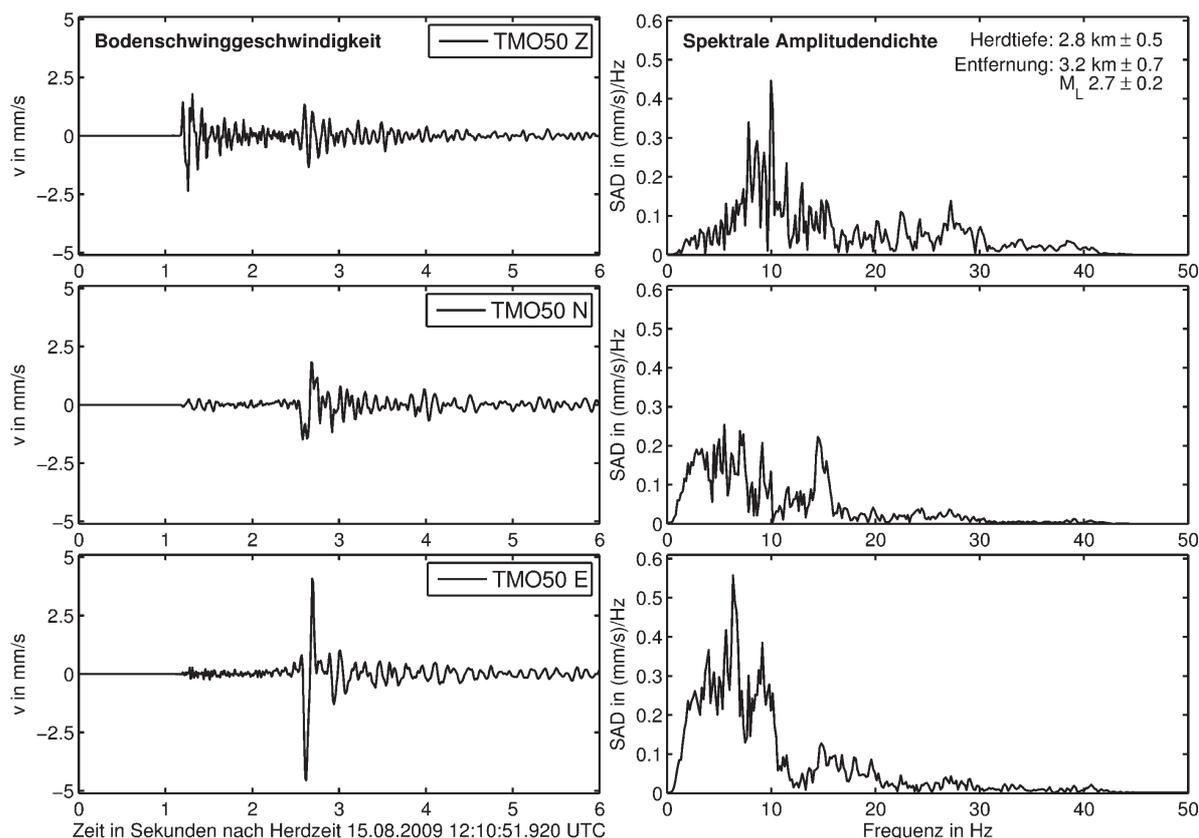


Bild 4. Zeitreihen der Bodenschwinggeschwindigkeit in mm/s (links) und ihre Amplitudenspektren (rechts) an Messstelle TMO50 nahe dem Ereignis vom 15. August 2009 ($M_L = 2,7$) in einer Tiefe von $\sim 2,8$ km. Gezeigt sind die Raumrichtungen Vertikal (Z, oben), Nord-Süd (N, Mitte) und Ost-West (E, unten). Die Hypozentralentfernung betrug $\sim 3,2$ km.

Fig. 4. Time series of the ground motion velocity in mm/s (left) and the corresponding amplitude spectra (right) at station TMO50 close to the epicenter of the strongest event (2009-08-15; $M_L = 2,7$; depth $\sim 2,8$ km). Shown are the vertical (top), north-south (middle) and east-west (bottom) components of the ground motion. The hypocentral distance was $\sim 3,2$ km.

bis 315 Hz. Die Abtastraten liegen in Abhängigkeit von Messstelle und Zeitpunkt zwischen 100 Hz und 500 Hz. Die Messstationen für die mikroseismische Überwachung sind, wie in der Seismologie üblich, so ausgerichtet, dass die Horizontal-Komponenten den Raumrichtungen Nord-Süd und Ost-West entsprechen. Die Horizontal-Komponenten der DMT-Messstellen sind entsprechend DIN 45669-2 [27] parallel zu den Gebäudehauptachsen ausgerichtet und werden bei der Datenbearbeitung in die Raumrichtungen Nord-Süd und Ost-West umgerechnet.

Von allen digitalen Zeitreihen wird zuerst der Mittelwert sowie ein eventuell vorhandener linearer Trend (Gerätedrift) entfernt. Daraufhin werden die Auswirkungen der bekannten Instrumentenantworten entfernt (Restitution), um unabhängig vom Gerätetyp in Amplitude und Phase vergleichbare Zeitreihen der Bodenschwinggeschwindigkeit zu erhalten. Abschließend erfolgt die Filterung aller restituierten Zeitreihen mit einem phasenfreien Bandpass-Filter 1–45 Hz, vierter Ordnung. Diese Filterung entfernt zuverlässig etwaige Zeitreihen-Artefakte außerhalb des gemeinsamen nutzbaren Frequenzbereiches (1–45 Hz). Für die Bestimmung der bewerteten Schwingstärke KB_F erfolgt weiterhin die Frequenzbewertung und Berechnung des gleitenden Effektivwertes nach DIN 45669-1 [26] (siehe Abschnitt 7).

6 Eigenschaften der Erschütterungen durch induzierte Erdbeben

In **Bild 4** sind für die drei Raumrichtungen Vertikal (Z), Nord-Süd (N) und Ost-West (E) die Zeitreihen der Bodenschwinggeschwindigkeit in mm/s (links) und deren Spektren (rechts) in einer Entfernung von etwa 1,5 km zum Epizentrum des Ereignisses vom 15. August 2009 ($M_L = 2,7$) mit einer Herdtiefe von etwa 2,8 km gezeigt. Nach $\sim 1,1$ Sekunden erreicht zuerst die Kompressionswelle (P-Welle) die Messstation, gefolgt von der langsameren aber stärkeren Scherwelle (S-Welle) nach $\sim 2,6$ Sekunden. Die P-Wellen erreichen die Erdoberfläche in einem Umkreis von 10 km innerhalb von 5 Sekunden. Bei sehr weichen Sedimentschichten mit geringen S-Wellen-Ausbreitungsgeschwindigkeiten (im Bereich Landau teilweise < 300 m/s) nahe der Erdoberfläche kann es zu lokalen Amplitudenverstärkungen kommen. Die Bandbreite der Erschütterungen um Landau liegt im Bereich von etwa 1 Hz bis über 30 Hz, wobei die höchste spektrale Leistungsdichte im Frequenzbereich von 1–20 Hz erreicht wird (**Bild 4**, rechte Seite).

Die aufgrund der flachen, schwachen Erdbeben auftretenden Erschütterungen sind in Charakter, Dauer und Frequenzgehalt mit Erschütterungen durch Sprengungen (z. B. in Steinbrüchen) vergleichbar (A1 in [1]). Ob hierdurch Schäden an Gebäuden verursacht werden können, ist nach DIN 4150 ([1] bis [5]) beurteilbar.

7 Bewertung von Erschütterungen nach DIN 4150

Die DIN 4150 „Erschütterungen im Bauwesen“ ist in drei Teile gegliedert. Teil 1 „Vormittlung von Schwingungsgrößen“ fasst die Grundsätze der Anregung und Ausbreitung von Erschütterungen zusammen [1]. Dabei werden Erschütterungen aus Einzelereignissen (z.B. Sprengungen), aus dem Straßen- und Schienenverkehr, aus dem Baubetrieb sowie aus dem Maschinenbetrieb unterschieden. Grundlage für die Beurteilung von Erschütterungen nach DIN 4150 ist das der Schwingschnelle (Bodenschwinggeschwindigkeit) proportionale Erschütterungssignal in mm/s im Arbeitsfrequenzbereich von 1-80 Hz nach DIN 45669-1 [26]. Die Schwinggeschwindigkeit wird verwendet, da für periodische und transiente mechanische Schwingungen sowohl bei der Beanspruchung von Bauteilen als auch bei der momentanen subjektiven Wahrnehmung des Menschen näherungsweise lineare Zusammenhänge nachgewiesen wurden [26]. Die DIN 4150 genießt international einen hervorragenden Ruf und wird auch im Ausland für die Beurteilung von Erschütterungen herangezogen (siehe z. B. [8]).

Teil 2 „Einwirkungen auf Menschen in Gebäuden“ enthält „Angaben für die Beurteilung von Erschütterungen im Frequenzbereich 1 Hz bis 80 Hz, die in Gebäuden auf Menschen einwirken“ [2]. Es können sowohl periodische (z.B. Maschinenbetrieb) als auch nicht-periodische (z.B. Sprengungen, Baubetrieb) Erschütterungen dahingehend beurteilt werden, ob sie als „belästigend“ oder als „erheblich belästigend“ einzustufen sind. Grundlage für die Beurteilung ist das zeit- und frequenzbewertete Erschütterungssignal, die dimensionslose bewertete Schwingstärke KB_F . Die bewertete Schwingstärke KB_F ergibt sich als gleitender Effektivwert nach einer Frequenzbewertung (Filterung) und Normierung (mit 1 mm/s) des Erschütterungssignals in mm/s ([2], [26]). Die Filterung entspricht einer Hochpassfilterung mit einer Eckfrequenz von 5,6 Hz und schwächt die für die menschliche Wahrnehmung weniger relevanten Erschütterungsanteile ab. Für die Bewertung einer Erschütterung hinsichtlich ihrer Wirkung auf den Menschen wird der Maximalwert der bewerteten Schwingstärke KB_{Fmax} herangezogen. Erfahrungsgemäß treten bei der Bestimmung von KB_{Fmax} aufgrund der Messunsicherheiten der Einzelkomponenten des Messsystems Unsicherheiten bis etwa 15 % auf [2]. Für die Feststellung, ob eine erhebliche Belästigung aufgrund von (wiederkehrenden) Erschütterungen vorliegt, stellt [2] umfangreiche Anhaltswert-Tabellen in Abhängigkeit von Uhrzeit (Tag/Nacht), Umgebung (Industriegebiet, Wohngebiet, ...) und Häufigkeit zur Verfügung. Im Folgenden soll jedoch nur die Spürbarkeit der Erschütterungen beurteilt werden. Grundsätzlich wird in [2] angenommen, dass jede spürbare Erschütterung möglicherweise auch belästigend ist. In der Umgebungssituation „Wohnung“ liegt die Fühlschwelle bei

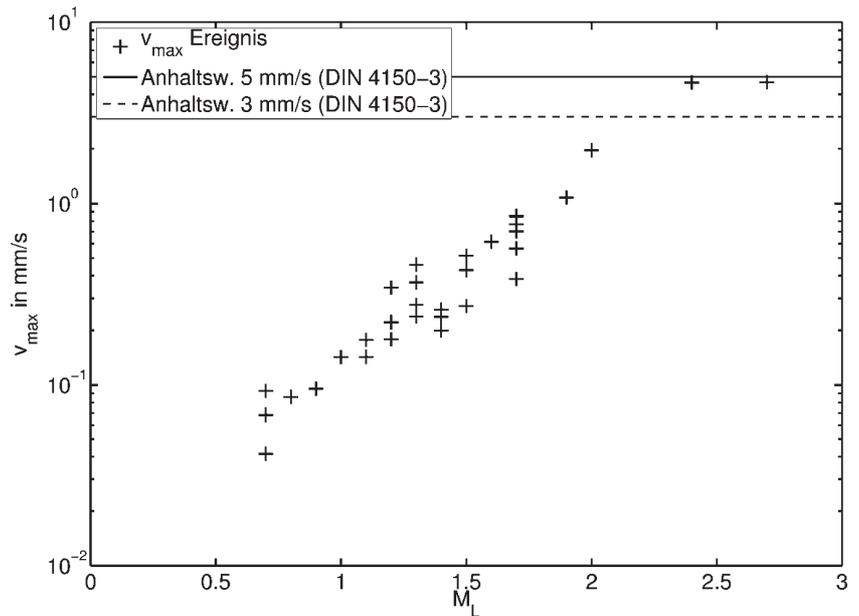


Bild 5. Maximale beobachtete Bodenschwinggeschwindigkeit v_{max} (alle Messstellen, alle Raumrichtungen) für die untersuchten 35 Ereignisse über deren Lokalmagnitude M_L . Dargestellt sind ebenfalls die Anhaltswerte bei deren Unterschreitung Schäden an Wohngebäuden (5 mm/s; durchgezogene Linie) bzw. empfindlichen Gebäuden (3 mm/s; gestrichelte Linie) nach DIN 4150-3 [3] nicht zu erwarten sind.

Fig. 5. Largest observed ground motion velocities v_{max} (all stations, all components) of the 35 analyzed earthquakes plotted over their local magnitude M_L . Also shown are the indicative values of DIN 4150-3 [3] regarding the potential occurrence of minor damages at very sensitive buildings (3 mm/s; dashed line) as well as typical residential buildings (5 mm/s; solid line).

den meisten Menschen zwischen $KB_{Fmax} = 0,1$ bis $0,2$ (Anhang D von [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 [2].

In Teil 3 „Einwirkungen auf bauliche Anlagen“ werden Anhaltswerte für die Schwinggeschwindigkeit in mm/s genannt, „bei deren Einhaltung Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes von Bauwerken nicht eintreten“ [3]. 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 [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 (Bild 4, rechte Seite). 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 [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.

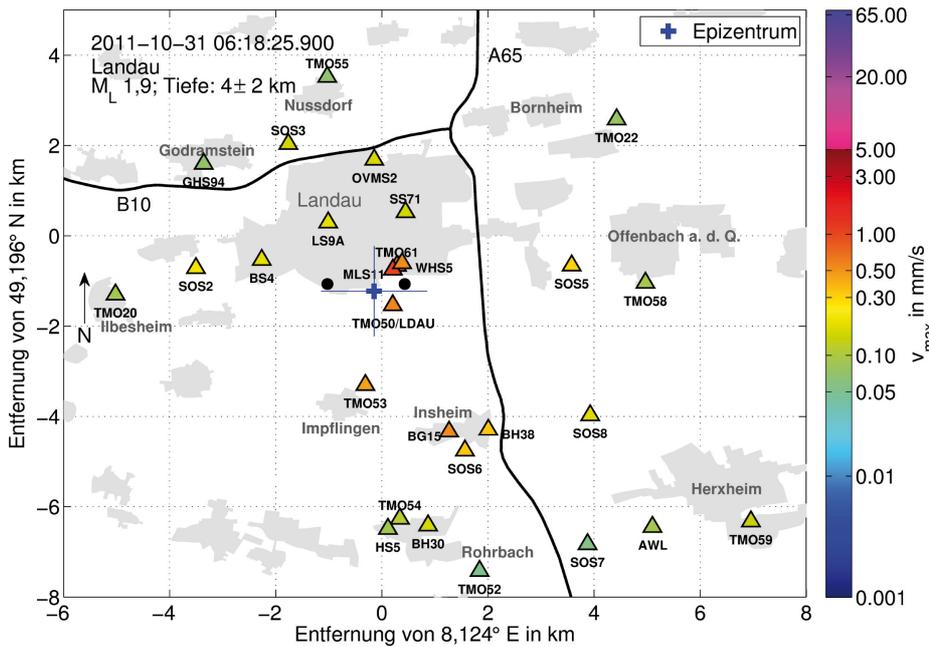


Bild 6. An den Messstellen beobachtete maximale Bodenschwinggeschwindigkeiten für das Ereignis vom 31. Oktober 2011 um 06:18:25 UTC ($M_L = 1,9$).
 Fig. 6. Peak ground velocities observed for the earthquake 2011-10-31 06:18:25 UTC with a local magnitude of 1.9.

8 Beobachtete maximale Bodenschwinggeschwindigkeiten

In Bild 5 sind für die 35 untersuchten Ereignisse die beobachteten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten v_{max} (absolutes Maximum aller Messstellen und Raumrichtungen für das jeweilige Ereignis) logarithmisch über deren Lokalmagnitude M_L aufgetragen. Die an den vorhandenen Messstellen beobachtete v_{max} stellt dabei lediglich eine untere Grenze des tatsächlich im Bereich des Epizentrums aufgetretenen Maximalwertes dar. Der 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 v_{max} an der Erdoberfläche. Dies wird durch den näherungsweise linearen Zusammenhang zwischen dem Logarithmus der beobachteten v_{max} und der logarithmischen Größe M_L bestätigt (Bild 5). Eine Überschreitung des für sehr empfindliche Gebäude relevanten Anhaltswertes von 3 mm/s wurde im Untersuchungszeitraum insgesamt dreimal beobachtet: An den Messstellen TMO50 und SOS6 (Bild 3) während des stärksten Ereignisses am 15. August 2009 ($M_L = 2,7$) sowie an Messstelle TMO50 während des Ereignisses am 14. September 2009 ($M_L = 2,4$). Dabei wurde der für Wohngebäude relevante Anhaltswert von 5 mm/s an Messstelle TMO50 in einer Epizentralentfernung von ~ 1,5 km (15.08.) bzw. ~ 1 km (14.09.) nahezu erreicht. Bei dem Ereignis vom 15. August 2009 ist davon auszugehen, dass die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit den Wert von 5 mm/s in einem geringeren Abstand zum Epizentrum 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 [3] nicht überschritten. Selbst geringfügige Schäden sind aufgrund dieser Ereignisse deshalb nicht zu erwarten. In Bild 6 ist die räumliche Verteilung der an den Messstellen beobachteten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten

v_{max} für das Ereignis vom 31. Oktober 2011 um 06:18:25 UTC ($M_L = 1,9$) farblich dargestellt. Die beobachteten v_{max} betragen für dieses Ereignis zwischen 0,025 mm/s in ~ 11 km Entfernung und bis zu 1,1 mm/s nahe dem Epizentrum. Erwartungsgemäß wurden die größten v_{max} ($v > 0,5$ mm/s) im unmittelbaren Epizentralgebiet (Unsicherheit der Lokalisierung ~ 1000 m) beobachtet. Grundsätzlich nimmt die Bodenschwinggeschwindigkeit mit dem Abstand ab. Die räumliche Amplitudenverteilung ist dabei jedoch nicht alleine von der Entfernung sondern im besonderen Maße auch von den lokalen geologischen Verhältnissen (Standorteffekte), der räumlichen Orientierung des Scherbruchs (Abstrahlcharakteristik) und von der Bruchausbreitung abhängig. Daher ist eine zuverlässige Interpolation der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit zwischen den Messstellen oder in Abhängigkeit der Entfernung nicht möglich.

Bei allen untersuchten seismischen Ereignissen unter Landau weisen die südlich des Epizentralgebietes gelegenen Messstellen, insbesondere die Messstellen im Bereich Impflingen und Insheim, im Vergleich zu den nördlich des Epizentralgebietes gelegenen Messstellen mit vergleichbarer oder sogar geringerer Epizentralentfernung größere Bodenschwinggeschwindigkeiten auf (Bild 6). Ein Wellenformvergleich der Ereignisse zeigt, dass es sich nicht um Wiederholungen nur eines bestimmten, lokalisierten Bruchvorganges im Untergrund handelt. Die vergleichsweise hohen Bodenschwinggeschwindigkeiten im Bereich Insheim dürften daher am wahrscheinlichsten durch Verstärkungseffekte des lokalen Untergrundes (oberste hundert Meter) verursacht werden. Zwischen Landau und Insheim nimmt die Gesamtmächtigkeit der Sedimente von West nach Ost sprunghaft um etwa 300 m zu [18]. Außerdem sind südlich des Stadtgebietes von Landau oberflächennah eher lösbreie Sedimente mit vergleichsweise geringen Scherwellenausbreitungsgeschwindigkeiten anzutreffen, die eine Amplitudenverstärkung verursachen könnten [18]. Im Innenstadtdgebiet von Landau herrschen dahingegen eher kompetentere Sedimente (Kies und Schotter) eines Schwemmfächers vor. Für eine detaillierte Untersuchung der vermeintlichen lokalen Verstärkungseffekte im Bereich Insheim sind jedoch präzisere Lokalisierungen sowie Herdflächenlösungen der Ereignisse für die Bestimmung von Amplituden-Abnahme-Relationen erforderlich. Diese werden gegenwärtig im Rahmen des MAGS-Projektes erarbeitet.

9 Beobachtete maximale Schwingstärken KB_{Fmax}

Die beobachteten maximalen Schwingstärken KB_{Fmax} sind in Bild 7 logarithmisch über die Lokalmagnitude M_L aufgetragen. Erneut ergibt sich näherungsweise ein linearer Zusammenhang. Die Fühlbarkeitsschwelle ($KB_{Fmax} = 0,1$; gestrichelte Linie) wurde bei allen Ereignissen mit $M_L > 1,4$ überschritten und bei allen Ereignissen mit $M_L < 1,2$ unterschrit-

ten (Bild 7). 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 hier gezeigten maximalen Schwingstärken KB_{Fmax} der Ereignisse wurden jeweils anhand von Messungen am Fundament von Gebäuden oder im Freifeld bestimmt. Innerhalb von Gebäuden werden Schwingungen jedoch erfahrungsgemäß durch Gebäude- und Bauteilresonanzen verstärkt [3]. In oberen Stockwerken können insbesondere in der Raummitte in der Regel mehrfach überhöhte maximale Schwinggeschwindigkeiten im Vergleich zum Gebäudefundament und entsprechend höhere Schwingstärken beobachtet werden. In Landau wurde ein Gebäude von der DMT dahingehend untersucht und eine mittlere Überhöhung der durch die Erdbeben angeregten Erschütterungen vom Fundament zum Obergeschoss um den Faktor 2,5 festgestellt [28]. Die Beurteilung der beobachteten maximalen Schwingstärken hinsichtlich der Spürbarkeit der Ereignisse ist somit konservativ. Unter Berücksichtigung der typischerweise auftretenden Verstärkungen innerhalb von Gebäuden erscheint es plausibel, dass Erdbeben bereits ab einer Magnitude von $M_L = 1$ vereinzelt wahrgenommen werden könnten, insbesondere, falls diese in den ruhigeren Abend- oder Morgenstunden stattfinden. Der Anhaltswert für gut spürbare Erschütterungen ($KB_{Fmax} = 0,5$) 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.

Der Zusammenhang zwischen den beobachteten maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten und den maximalen Schwingstärken ist in Bild 8 für die untersuchten Ereignisse doppelt logarithmisch aufgetragen. Für die mikroseismischen Ereignisse unter Landau entspricht die maximale Schwingstärke KB_{Fmax} dem 0,5- bis 0,5-fachen der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit. Auch ohne die aufwändigere Berechnung von KB_F und der Bestimmung von KB_{Fmax} kann die Spürbarkeit eines mikroseismischen Ereignisses anhand der schneller zu bestimmenden maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit im Epizentralgebiet automatisiert rasch abgeschätzt werden.

Die räumliche Verteilung der Spürbarkeit ist für das Ereignis vom 31. Oktober 2011 (vgl. Bild 6) nach dem Prinzip einer Ampel in Bild 9 gezeigt. Dazu werden die Erschütterungen an den Messstellen anhand der Anhaltswerte in [2] farblich bewertet dargestellt. Diese leicht verständliche und technisch einfach zu im-

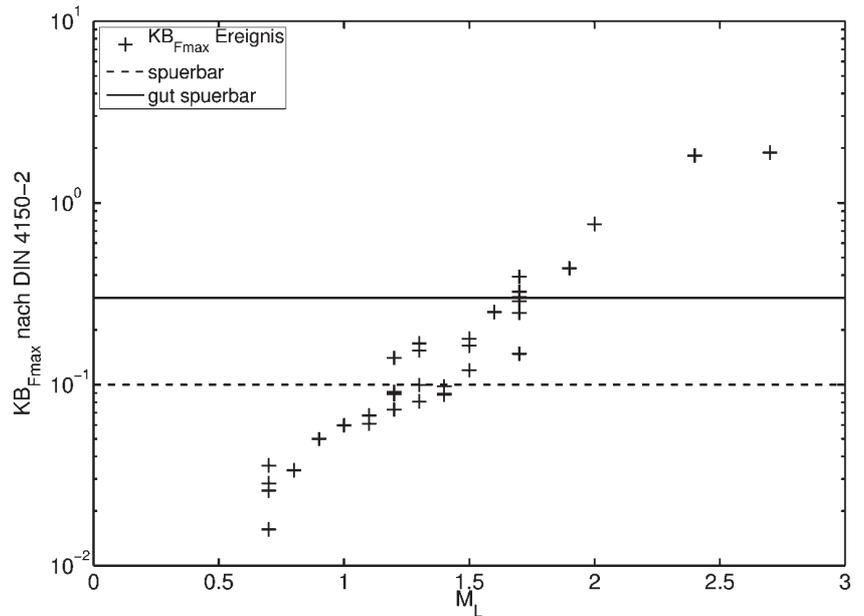


Bild 7. Maximale beobachtete bewertete Schwingstärken KB_{Fmax} (alle Messstellen, alle Raumrichtungen) für die untersuchten 35 Ereignisse über deren Lokalmagnitude M_L . Ebenfalls dargestellt sind die Anhaltswerte für spürbare ($KB_{Fmax} = 0,1$; gestrichelte Linie) und gut spürbare ($KB_{Fmax} = 0,3$; durchgezogene Linie) Erschütterungen nach DIN 4150-2 [2].
Fig. 7. Maximum observed ground motion intensities KB_{Fmax} (all stations, all components) of the 35 analyzed earthquakes plotted over their local magnitude M_L . Also shown are the indicative values of DIN 4150-2 [2] regarding the perceptibility limit for vibrations (dashed line) as well as typically perceptible vibrations (solid line).

plementierende Form der Darstellung von Erschütterungen ist insbesondere für die zeitnahe, automatisierte Information der breiten Öffentlichkeit geeignet.

Es werden vier Fälle unterschieden:

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

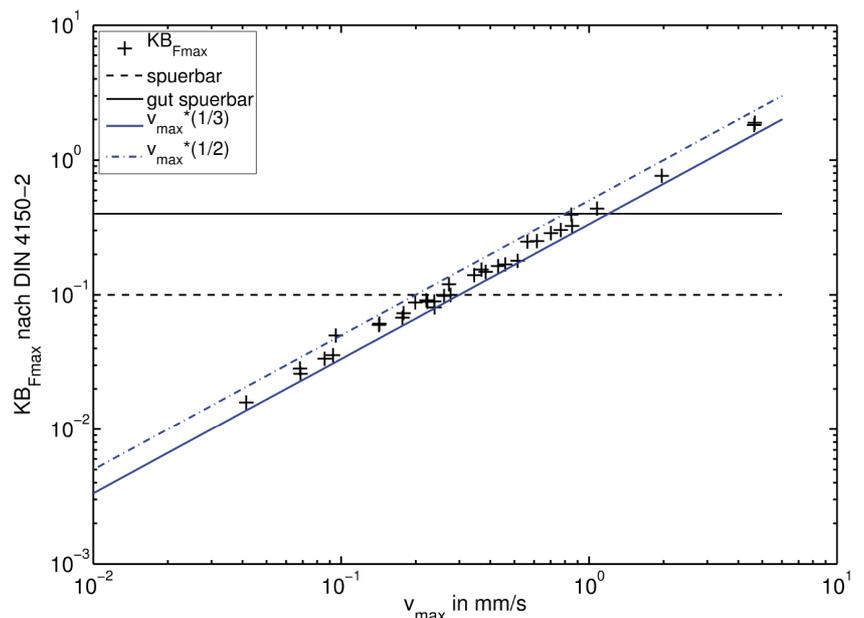


Bild 8. Maximale beobachtete bewertete Schwingstärken KB_{Fmax} (alle Messstellen, alle Raumrichtungen) über die entsprechenden maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten v_{max} für alle untersuchten 35 Ereignisse.
Fig. 8. Maximum observed ground motion intensities KB_{Fmax} (all stations, all components) plotted over the corresponding peak ground velocities of the 35 analyzed earthquakes.

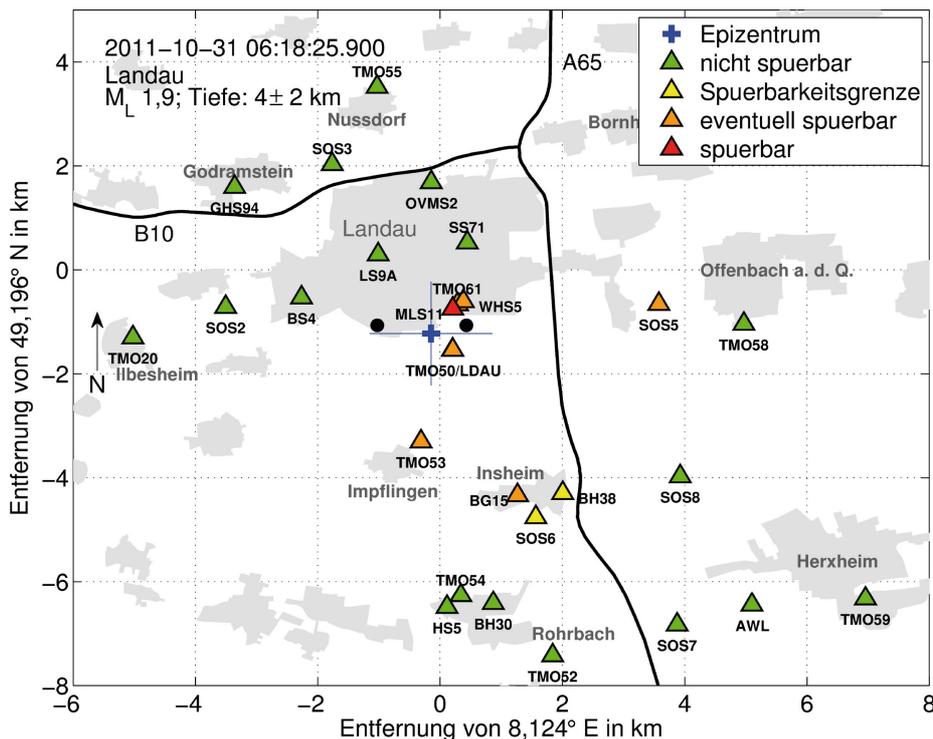


Bild 9. Räumliche Verteilung der Spürbarkeit des Ereignisses vom 31. Oktober 2011 nach dem Prinzip einer Verkehrs-Ampel. Grün: Nicht spürbar ($KB_{Fmax} < 0,082$); Gelb: Spürbarkeitsgrenze ($0,082 \leq KB_{Fmax} \leq 0,118$); Orange: Situationsbedingt spürbar ($0,118 < KB_{Fmax} \leq 0,3$); Rot: Spürbar ($KB_{Fmax} > 0,3$).
 Fig. 9. The spatial distribution of the perceptibility of the earthquake 31st Oct. 2011 presented in the style of a traffic light. green: not perceptible; yellow: perceptibility limit; orange: situational perceptible; red: perceptible.

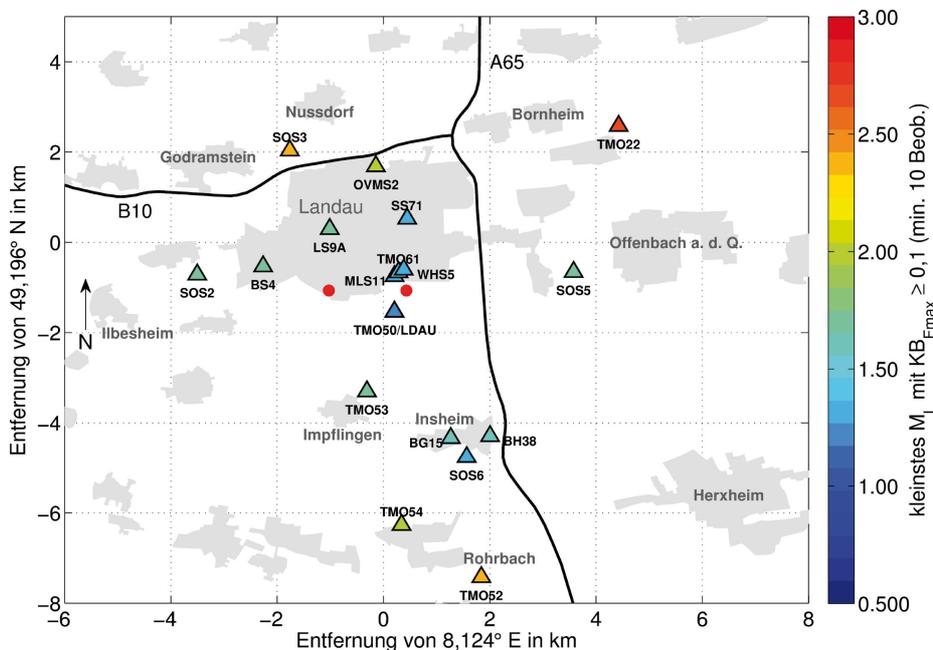


Bild 10. Räumliche Verteilung der Spürbarkeitsgrenze in Einheiten der Lokalmagnitude M_L für die Erdbeben in etwa 3 km Tiefe im Bereich des geothermischen Reservoirs unter Landau. Die Spürbarkeitsgrenze wurde an Messstellen mit mindestens 10 beobachteten Erdbebenschütterungen anhand des jeweils schwächsten Ereignisses mit einer Schwingstärke von $KB_{Fmax} \geq 0,1$ bestimmt. Die niedrigste Spürbarkeitsgrenze wurde an Messstelle TMO50/LDAU ($M_L = 1,2$) beobachtet.
 Fig. 10. Spatial distribution of the perceptibility limit by means of the local magnitude for the earthquakes in the Landau geothermal reservoir (depth about 3 km). The perceptibility limit magnitude was determined on the basis of the weakest earthquake with perceptible vibrations at the given station site. Only station sites with at least 10 earthquake observations were used. The lowest perceptibility limit magnitude of 1.2 was observed at station TMO50/LDAU.

Anhand der beobachteten Schwingstärken kann davon ausgegangen werden, dass die Erschütterungen des Ereignisses vom 31. Oktober 2011 ($M_L = 1,9$) im unmittelbaren Epizentralgebiet wahrnehmbar waren, zumal das Ereignis in den frühen Morgenstunden stattfand. An einer Messstelle wurde der Anhaltswert von $KB_{Fmax} = 0,3$ überschritten, an den übrigen der Anhaltswert von $KB_{Fmax} = 0,1$ für die Fühlbarkeitsschwelle. Die Stationen südlich des Epizentrums weisen ebenfalls maximale Schwingstärken im Bereich um 0,1 (gelb) und darüber (orange) auf. An den Messstellen nördlich des Epizentrums wurden in geringerem Abstand lediglich Schwingstärken unter der Fühlbarkeitsschwelle beobachtet. Die Beobachtung deckt sich gut mit der Verteilung der maximalen Bodenschwingungsgeschwindigkeiten (Bild 6).

An allen Messstellen mit mehr als 10 Erdbebenbeobachtungen wurde das schwächste Erdbeben ermittelt, bei dem es zu Erschütterungen mit einer Schwingstärke $KB_{Fmax} \geq 0,1$ gekommen ist. Hierfür ergibt sich die in Bild 10 gezeigte räumliche Verteilung der Spürbarkeitsgrenze in Einheiten der Lokalmagnitude M_L . Insbesondere unmittelbar im Epizentralgebiet 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 $M_L = 2$.

Eine gezielte, repräsentative Befragung der Bevölkerung hinsichtlich der Spürbarkeit der seismischen Ereignisse unter Landau findet derzeit nicht statt. Bei den Landeserdbendienst von Rheinland-Pfalz und Baden-Württemberg gehen für diese Erdbeben in der Regel ab einer Magnitude von $M_L = 1,5$ vereinzelte Wahrnehmungsmeldungen (Webformular, Telefon) aus der Bevölkerung ein.

Die Einbindung repräsentativer Befragungen von Anwohnern in zukünftige Kommunikationskonzepte wäre wünschenswert und würde es erlauben, die Anwendung der DIN 4150 bezüglich der Spürbarkeit induzierter seismischer Ereignisse umfassender zu validieren. Das durch das Bundes-

umweltministerium geförderte Projekt TIGER – Tiefe Geothermie – Akzeptanz und Kommunikation einer innovativen Technologie [29] erarbeitet gegenwärtig solche Konzepte.

10 Zusammenfassung

Durch die Entnahme und die Reinjektion von Fluiden in Tiefen von 1–5 km kann es zu induzierten Erdbeben kommen. Diese induzierten Ereignisse weisen selten eine Lokalmagnitudo $M_L > 3$ auf, sie können aufgrund der geringen Tiefe jedoch spürbar sein. Strukturelle Schäden an Gebäuden sind durch seismische Ereignisse mit $M_L < 3$, die in mehr als 1 km Tiefe stattfinden, nicht zu erwarten. 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 ([1] bis [3]).

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. Insbesondere die zweite Frage, die Beurteilung, ob Erschütterungen aufgrund von Schwachbeben mit $M_L \leq 3$ zu geringfügigen Schäden an Gebäuden geführt haben können, stellt eine Herausforderung für die bauingenieurtechnische Begutachtung dar. Diese Fragen stellen sich gegenwärtig hauptsächlich im Zusammenhang mit der tiefen Geothermie, betreffen jedoch auch andere diskutierte Nutzungsformen des tiefen Untergrundes wie z. B. die CO_2 -Verpressung oder die unkonventionelle Gasförderung. Mit zunehmender Nutzung des tiefen Untergrundes und einhergehender Mikroseismizität ist in besiedelten Gebieten mit einem zunehmenden Bedarf an Begutachtungen festgestellter Gebäudeschäden zu rechnen. 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. Kon-

zepte zur Kommunikation dienen der allgemeinverständlichen Information der Bevölkerung sowie der Etablierung eines offenen Dialoges zwischen Kraftwerks-Betreibern und betroffener Bevölkerung bereits vor Projektbeginn (z. B. [30]). 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 (Bild 6) erforderlich. Ein Konzept zur Schadensbeurteilung sollte die Möglichkeit zur Feststellung des Ist-Zustandes von Gebäuden im unmittelbaren Umfeld der Anlagen vor Projektbeginn einschließen. Ebenso empfiehlt sich die Einrichtung einer neutralen Schiedsstelle (z. B. Ombudsmann bei der Gemeinde). Grundsätzlich sollte der lokalen Bevölkerung nach spürbaren Ereignissen anhand eines definierten Verfahrens eine neutrale Beurteilung entdeckter Gebäudeschäden durch Fachleute ermöglicht werden. Diese auf die jeweiligen Standortbedingungen abzustimmenden Konzepte sollten frühzeitig entwickelt und kommuniziert werden, falls das Auftreten von mikroseismischen Ereignissen im Vorfeld nicht auszuschließen ist. Derartige Konzepte erfordern eine für den individuellen Fall geeignete mikroseismische Überwachung [25] und eine qualifizierte gutachterliche Begleitung.

Die hier vorgestellte Bewertung von Erschütterungen aufgrund induzierter Seismizität hinsichtlich ihrer Spürbarkeit anhand der DIN 4150 wird gegenwärtig auf andere Standorte mit induzierter Seismizität übertragen. Die Weiterentwicklung von Konzepten zur Kommunikation und Schadensbeurteilung findet gegenwärtig durch zahlreiche Betreiber sowie im Projekt TIGER [29] statt. Die Entwicklung von Konzepten zur Begrenzung induzierter Seismizität ist ebenfalls Gegenstand laufender und zukünftiger Forschungsprojekte wie dem Projekt MAGS [24]. Übergeordnetes Ziel ist die sichere und breit akzeptierte Nutzung des tiefen Untergrundes in Deutschland.

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 (Stationskürzel SOS) sowie des Netzwerkes zur Überwachung der Erschütterungsimmissionen. Der geo x GmbH danken wir außerdem für die Bereitstellung von Bild 2. Weiterhin danken wir ebenfalls 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.

Literatur

- [1] DIN 4150-1:2001-06, Erschütterungen im Bauwesen – Teil 1: Vorermittlung von Schwingungsgrößen. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (2001).
- [2] DIN 4150-2:1999-06, Erschütterungen im Bauwesen – Teil 2: Einwirkungen auf Menschen in Gebäuden. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (1999).
- [3] DIN 4150-3:1999-03, Erschütterungen im Bauwesen – Teil 3: Einwirkungen auf bauliche Anlagen. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (1999).
- [4] *Gupta, H.K. & Chadha, R.K.* (eds.): *Induced seismicity. Pure and Applied Geophysics*, 145, Birkhäuser, Basel (1995).
- [5] *McGarr, A., Simpson, D. & Seeber, L.*: Case histories of induced and triggered seismicity. In: Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. & Kisslinger, C. (eds.), *International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A*, Academic Press, Amsterdam, 647–661 (2002).
- [6] *Hsieh, P. A. & Bredehoeft, J. D.*: A reservoir analysis of the Denver earthquakes: A case of induced seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86(B2): 903–920 (1981).
- [7] *Dahm, T., Krüger, F., Stammler, K., Klinge, K., Kind, R., Wylegalla, K., Grasso, J.-R.*: The 2004 Mw 4.4 Rotenburg, Northern Germany, earthquake and its possible relationship with gas recovery. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97: 691–704 (2007).
- [8] *de Pater, C. J., Baisch, S.*: Geomechanical Study of Bowland Shale Seismicity: Synthesis report. Im Auftrag der Cuadrilla Resources Ltd., Lichfield, Vereinigtes Königreich, http://www.cuadrillaresources.com/wp-content/uploads/2012/02/Geomechanical-Study-of-Bowland-Shale-Seismicity_02-11-11.pdf (2011).
- [9] *Bischoff, M., Cete, A., Fritschen, R., Meier, T.*: Coal Mining Induced Seismicity in the Ruhr Area, Germany. *Pure Appl. Geophys.*, 167: 63–75 (2010).
- [10] *Talwani, P.*: On the Nature of Reservoir-induced Seismicity. *Pure Appl. Geophys.*, 150: 473–492 (1997).
- [11] *Majer, E., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., Asanuma, H.*: Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*, 36:185–222 (2007).
- [12] *Charl y, J., Cuenot, N., Dorbarth, L., Dorbath, C., Haessler, H., Frogneux, M.*: Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-For ts. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.*, 44: 1091–1105 (2007).
- [13] *Evans, K. F., Moriya, H., Niitsuma, H., Jones, R. H., Phillips, W. S., Genter, A., Sausse, J., Jung, R., Baria, R.*: Microseismicity and permeability enhancement of hydrologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. *Geophys. J. Int.*, 160: 388–412 (2005).
- [14] *Kraft, T., Mai, P.M., Wiemer, S., Deichmann, N., Ripperger, J., K stli, P., Bachmann, d., F h, D., W ssner, J., Giardini, D.*: Enhanced geothermal systems: mitigating risk in urban areas. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 90: 273–274 (2009).
- [15] Erneuerbare Energien in Zahlen: Nationale und internationale Entwicklung, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Berlin, Deutschland (2012).
- [16] Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009: Abschlussbericht der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothormaler Geothermie“, Hannover, Deutschland, <http://www.mwkel.rlp.de/File/Landau-Abschlussbericht-Expertengruppe-pdf/> (2010).
- [17] *Schad, A.*: Das Erd lfeld Landau. *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 4: 81–101 (1962).
- [18] <http://maps.geopotenziale.eu>
- [19] *Ritter, J. R. R.*: Konzeptionelle Ansätze zur Überwachung induzierter Seismizität im Oberrheingrabens in Rheinland Pfalz. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 39: 157–176 (2011).
- [20] *Leydecker, G.*: Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. *Geologisches Jahrbuch*, 59: 1–198, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (2011).
- [21] *F h, D., Gisler, M., K stli, P., Lutz, T., Masciadri, V., Matt, C., Mayer-Rosa, D., Rippmann, D., Schwarz-Zanetti, G., Tauber, J., Wenk, T.*: The 1356 Basel earthquake: an interdisciplinary revision. *Geophys. J. Int.*, 178: 351–374 (2009).
- [22] *Plenkers, K., Ritter, J. R. R., Schindler, M.*: Low signal-to-noise event detection based on waveform stacking and cross-correlation: application to a stimulation experiment. *J. Seismol.*, 17: 27–49 (2013).
- [23] *Stange, S.*: M_L Determination for Local and Regional Events Using a Sparse Network in Southwestern Germany. *Journal of Seismology*, 10: 247–257 (2006).
- [24] <http://www.mags-projekt.de>
- [25] *Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkers, K., Ritter, J., Wassermann, J.*: Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE, Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 3/2012: 17–31 (2012), <http://www.fkpe.org>.
- [26] DIN 45669-1:2010-09, Messung von Schwingungsimmissionen – Teil 1: Schwingungsmesser – Anforderungen und Prüfung. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (2010).
- [27] DIN 45669-2:2005-06, Messung von Schwingungsimmissionen – Teil 2: Messverfahren. Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (2005).
- [28] Stellungnahme: Erschütterungsimmissionen im Bereich der Geothermiekraftwerke Insheim und Landau 2009–2012, DMT GmbH & Co. KG, Essen, Deutschland (2012).
- [29] http://www.tl.rwth-aachen.de/index.php?p=projekt_tiger
- [30] <http://dialoggeo.de/>