

# **Das seismische Ereignis bei Landau**

**vom 15. August 2009**

## **Abschlussbericht**

**der Expertengruppe**

**„Seismisches Risiko bei hydrothermalen Geothermie“**

Hannover, 29.10.2010

# Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis.....</b>	<b>1</b>
<b>Zusammenfassung.....</b>	<b>3</b>
<b>1 Einleitung.....</b>	<b>5</b>
<b>2 Auswirkungen des seismischen Ereignisses vom 15. August 2009.....</b>	<b>8</b>
2.1 Beobachtungen.....	8
2.2 Schadensmeldungen.....	9
2.3 Makroseismische Analyse.....	10
2.4 Instrumentelle Abschätzung der Erschütterungsstärke.....	14
2.5 Bewertung der Ergebnisse.....	15
<b>3 Instrumentelle Seismologie.....</b>	<b>17</b>
3.1 Stand der Erkenntnisse beim Einrichten der Expertengruppe.....	17
3.2 Lokalisierung durch das KIT.....	20
3.3 Lokalisierung durch die BGR.....	24
3.4 Synthese zur Hypozentrumsbestimmung.....	29
<b>4 Kraftwerksbetrieb.....</b>	<b>30</b>
<b>5 Maßnahmen des Landesamtes für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz.....</b>	<b>31</b>
<b>6 Seismologische Bewertung und mögliche Ursachen des Ereignisses.....</b>	<b>32</b>
6.1 Wurde das Erdbeben vom 15.08.2009 durch geothermische Energiegewinnung verursacht?.....	32
6.2 Standardmodell zur Ursache fluid-induzierter Erdbeben.....	34
6.3 Besondere Verhältnisse der tiefen Geothermie in Landau.....	37
<b>7 Empfehlungen der Expertengruppe .....</b>	<b>39</b>
7.1 Mikroseismische Beobachtungsnetze.....	39

7.2	Seismische Gefährdungsanalyse für den Standort Landau.....	40
7.3	Numerische Modellierung.....	42
7.4	Reaktionsschema und Beweissicherung bei unerwarteter Seismizität.....	43
<b>8</b>	<b>Ausblick und Forschungsbedarf.....</b>	<b>44</b>
	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>46</b>
	<b>Glossar.....</b>	<b>47</b>
	<b>Abkürzungen.....</b>	<b>50</b>
	<b>Anlagen.....</b>	<b>51</b>

## **Zusammenfassung**

Das Erdbeben vom 15. August 2009 trat in einer Entfernung von weniger als 2 km von den Bohrloch-Landepunkten des Geothermiekraftwerks Landau unter dem Stadtzentrum von Landau auf. Die Tiefenlage des Erdbebens liegt bei  $2,8 \text{ km} \pm 0,5 \text{ km}$  und damit im gleichen Tiefenbereich wie das geothermisch genutzte Reservoir. Des Weiteren hat seit der Inbetriebnahme der Geothermieanlage auch die Anzahl der nicht spürbaren Mikroerdbeben zugenommen. Die Expertengruppe ist daher der Meinung, dass ein kausaler Zusammenhang zwischen der Seismizität seit November 2007 im Bereich um Landau, die auch das Erdbeben vom 15. August 2009 beinhaltet, und der geothermischen Energiegewinnung in Landau sehr wahrscheinlich ist.

Die Auswirkungen des seismischen Ereignisses vom 15. August 2009 wurden an Hand von Erdbebenfragebögen, Schadensmeldungen und einer Messung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit an einem südlich des Stadtzentrums installierten Seismometer bewertet. Die Stärke des Erdbebens liegt in einem Bereich, in dem leichte nichtstrukturelle Schäden an empfindlichen Gebäuden nicht mehr vollkommen ausgeschlossen werden können. Leichte strukturelle (Schäden an der Tragstruktur) oder moderate nichtstrukturelle Schäden aber sehr unwahrscheinlich sind (EMS-98).

Das instrumentell bestimmte Hypozentrum, die Ergebnisse der Makroseismik sowie die gemeldeten Schäden ergeben in der Synthese ein stimmiges Bild, das den engen Zusammenhang zwischen den seismischen Ereignissen und dem geothermisch genutzten Reservoir unterstreicht.

Die nach derzeitigem Kenntnisstand wahrscheinlichste Ursache des Erdbebens ist eine Erhöhung des Porenwasserdrucks, die durch die Injektion von Wasser in tiefe Gesteinsschichten hervorgerufen wurde. Dies setzte die Scherfestigkeit des Untergrundes herab, so dass im Untergrund vorhandene tektonische Spannungen durch einen Scherbruch, dem Erdbeben, abgebaut wurden. Die vom Porenwasserdruck im Untergrundgestein abhängige Seismizität kann somit durch Reduktion der Fluidfließrate und des Fluiddruckes im Bohrloch reduziert werden. Die hydraulische Druckausbreitung erfolgt im Porenwasserraum und entlang von Klüften im Gestein des Untergrundes. Dieser langsame Ausbreitungsvorgang führt zu einer zeitlichen Verzögerung zwischen der Änderung des hydraulischen Drucks am Bohrloch einer Geothermieanlage und der daraus folgenden Änderung des hydraulischen Drucks im weiter entfernten Gestein, der für die Erdbeben­tätigkeit verantwortlich ist. Tritt eine unerwünscht hohe Erdbeben­tätigkeit auf, kann der Prozess somit nicht sofort sondern nur zeitlich verzögert gestoppt werden.

Die Expertengruppe hat eine Reihe von Empfehlungen erarbeitet:

- Zur Begrenzung der Erdbeben­­tätigkeit sollte die nicht spürbare Mikro­­seismizität im Umfeld der Geothermieanlage mit Hilfe von Seismometern genau beobachtet werden. Im Falle einer unerwünschten Zunahme der Seismizität kann dann frühzeitig die Fließrate in der Geothermieanlage reduziert werden. Die vorhandenen Beobachtungsnetze (seismologisches Netz und Immissionsnetz) sollten durch zwei unabhängige weitere moderne hochempfindliche Bohrlochmessstationen im näheren Umfeld des Kraftwerkes erweitert werden. Langfristig sollten alle Betreiber von Geothermiekraftwerken angehalten werden, kontinuierliche seismologische Wellenformdaten in Echtzeit in ein gemeinsames Datenzentrum einfließen zu lassen sowie vereinheitlichte und abgestimmte seismologische Datenformate zu verwenden. Um eine qualifizierte und unabhängige Kontrolle der seismologischen Auswertungen zu gewährleisten, sollte der Landes­­erdbebendienst Rheinland-Pfalz eingebunden werden.
- Durchführung einer seismischen Gefährdungsanalyse: Anhand der bereits aufgetretenen Seismizität sollten die Überschreitenswahrscheinlichkeiten verschiedener maximaler Bodenschwinggeschwindigkeiten als Maß für die seismische Gefährdung berechnet werden (probabilistische seismische Gefährdungsanalyse). Um das Problem der möglichen Zeitabhängigkeit der seismischen Gefährdung zu lösen, müssen zusätzlich numerische Reservoirmodellierungen durchgeführt werden. Hierbei sollte die durch das Geothermiereservoir verursachte hydraulische Druckausbreitung, die thermische Kontraktion und die daraus resultierenden Spannungsänderungen im Untergrund abgeschätzt werden.
- Erstellung eines Reaktionsschemas, das bereits im Voraus die Vorgehensweise bei unerwünscht hoher Seismizität festlegt. Das Reaktionsschema sollte hier immer eine Schadensvermeidung zum Ziel haben und die verzögerte Reaktion des Untergrundes auf Grund der langsamen Fluidausbreitung mit berücksichtigen.
- Aufbau eines Messnetzes zur Bestimmung der Bodenschwinggeschwindigkeit nach DIN 4150, wie an den Standorten Landau und Insheim mittlerweile erfolgt. Dieses Messnetz dient im Schadensfall der Beweissicherung und soll eine schnelle Regulierung garantieren, falls entgegen des Konzepts doch Schäden aufgetreten sind.
- Enge Zusammenarbeit zwischen Industrie und Forschung, um die noch offenen Fragen zur fluid-induzierten Seismizität bei tiefer Geothermie in Deutschland wissenschaftlich fundiert zu klären und anschließend die neuen Erkenntnisse schnell in die Praxis umzusetzen.

# 1 Einleitung

Die Studie "Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland" (Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag, 2003) zeigt das große Potenzial der Geothermie und misst ihr wegen der Grundlastfähigkeit eine besondere Bedeutung zu. Die geothermische Strom- und Wärmeerzeugung kann zukünftig einen wesentlichen Beitrag zu den Klimaschutzzielen der Bundesregierung und einer nachhaltigen Energieversorgung leisten. Im Mix einer zunehmend auf erneuerbaren Energien basierten Energieversorgung spielt die bedarfsgerecht regelbare Geothermie sowohl in der Strom- als auch in der Wärmeerzeugung langfristig eine wichtige Rolle (Bericht der Bundesregierung über ein Konzept zur Förderung, Entwicklung und Markteinführung von geothermischer Stromerzeugung und Wärmenutzung, 2009). Nach dem Leitszenario der Leitstudie 2008 des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit sollen bis 2020 etwa 280 Megawatt Leistung installiert und 1,8 Milliarden Kilowattstunden Strom aus tiefer Geothermie pro Jahr erzeugt werden. Entsprechend wird erwartet, dass 2020 insgesamt 8,2 Milliarden Kilowattstunden Wärme aus Anlagen der tiefen Geothermie erzeugt werden können.

Ebenso wie bei der Gewinnung der konventionellen fossilen Energieträger Erdöl und Erdgas kann unter besonderen Umständen auch die Nutzung der Geothermie mit Seismizität verbunden sein, so wie es die seismischen Ereignisse in Landau gezeigt haben. Anlässlich des Erdbebens im Umfeld des Geothermiekraftwerks Landau vom 15. August 2009 gründete sich auf Veranlassung des Ministeriums für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz des Landes Rheinland-Pfalz eine Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermaler Geothermie“. Sie hatte den Auftrag, das Ereignis zu beschreiben, zu analysieren und zu bewerten, eine Einschätzung möglicher Ursachen abzugeben sowie Empfehlungen im Hinblick auf den zukünftigen Betrieb zu erarbeiten und legt das Ergebnis ihrer Tätigkeit in dem vorliegenden Bericht vor. Die Empfehlungen für den Umgang mit möglicher Seismizität weisen über den Standort Landau hinaus. Durch diese soll zum einen eine schnelle und eindeutige Zuordnung von möglichen Schäden gewährleistet werden, zum anderen weisen sie den Weg für Maßnahmen zur Begrenzung der Seismizität, um die Geothermie als wichtigen Baustein unserer Energieversorgung zukunftsfähig zu halten.

## **Mitglieder der Expertengruppe**

### **Organisation:**

- LMR Prof. Dr. Karl Keilen (organisatorische Leitung), Gruppenleiter Energie, Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz, Mainz
- MR Werner Robrecht, zuständiger Referatsleiter Geothermie, Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz, Mainz
- MR Thomas Bode, zuständiger Referatsleiter für Geologie und Bergbau Ministerium für Wirtschaft, Verkehr, Landwirtschaft und Weinbau; Mainz

### **Berichterstatter:**

- Dr. Christian Bönemann (fachliche Leitung), Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Leiter des Fachbereichs „Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp“, Hannover
- Diplom-Geologe Bernd Schmidt, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Referat Ingenieurgeologie – Landeserdbebenregistrierung, Mainz
- PD Dr. Joachim Ritter, Karlsruher Institut für Technologie, Geophysikalisches Institut, Karlsruhe
- Diplom-Geophysiker Nicolai Gestermann, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Fachbereich „Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp“, Hannover
- Dr. Thomas Plenefisch, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Fachbereich „Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp-“, Hannover
- Dr. Ulrich Wegler, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Fachbereich „Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp-“, Hannover

### **Weitere Wissenschaftler:**

- Prof. Dr. Rüdiger Schulz, Direktor, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Geozentrum Hannover
- Dr. Oliver Heidbach, GeoForschungsZentrum Potsdam, Sektion Reservoir-Technologien, Potsdam
- Dr. Kermal Erbas, Deutsches GeoForschungsZentrum Postdam, Sektion 4.1: Reservoirtechnologien, International Center for Geothermal Research, Potsdam
- Dr. Stefan Baisch, Geschäftsführer Q-con GmbH (Geothermal reservoir engineering), Bad Bergzabern
- Dr. Elmar Rothert, Q-con GmbH (Geothermal reservoir engineering), Bad Bergzabern

**Für die Betreiber des Geothermiekraftwerks Landau/Pfalz:**

- Dr. Branka Rogulic, Geschäftsführerin geo x GmbH, Landau
- Dipl.-Ing. Peter Hauffe, Geschäftsführer geo x GmbH, Landau
- Dr. Jörg Baumgärtner, BESTEC GmbH, Landau
- Thomas Hettkamp, BESTEC GmbH, Landau
- Dimitra Teza, BESTEC GmbH, Landau

**Weitere Wissenschaftler im Auftrag des Betreibers:**

- Dr. Ralf Fritschen, Leiter der Fachstelle für Erschütterungsmessung bei der DMT GmbH/TÜV Nord, Essen
- Dr. Roy Baria, MilTec UK
- Dr. Will Pettitt, Applied Seismology Consultants (ASC), Shrewsbury
- Dr. Jennifer Andrews, Applied Seismology Consultants (ASC), Shrewsbury



## 2. Auswirkungen des seismischen Ereignisses vom 15. August 2009

### 2.1 Beobachtungen

Am 15. August 2009 um 14:10:51,9 Uhr (MESZ) ereignete sich ein Erdbeben mit einer Lokal-Magnitude ( $M_L$ ) von 2,7, welches im ganzen Stadtgebiet von Landau und teilweise im Umkreis deutlich spürbar war. Das Erdbeben wurde auch akustisch als lauter Knall wahrgenommen. Zwischen dem 13. und 15. September 2009 folgten weitere 6 spürbare Erdbeben, von denen das Erdbeben vom 14. September (20:38:17,1 MESZ) eine Magnitude ( $M_L$ ) von 2,4 aufwies (s. Tabelle 1).

Bei den beiden Erdbebendiensten von Rheinland-Pfalz (LER) und Baden-Württemberg (LED) gingen nach den verspürten Erdbeben zahlreiche Meldungen ein, überwiegend per E-Mail. Auf der Internet-Präsenz des *Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz* (LGB-RLP) wird seit einigen Jahren ein Erdbeben-Fragebogen bereitgestellt, der das Melden von beobachteten Erschütterungen durch Erdbeben in einem standardisierten Format ermöglicht ([http://www.lgb-rlp.de/erdbeben\\_befragung.html](http://www.lgb-rlp.de/erdbeben_befragung.html)).

Die Auswertung dieser Fragebögen liefert neben der instrumentellen Registrierung von Erschütterungen hilfreiche Informationen zur Abschätzung der Auswirkungen. Mittels

Datum	Herdzeit (MESZ)	Magnitude $M_L$	Breite (WGS84)	Länge (WGS84)	Tiefe (NN)
13. Sep. 2009	19:47:20,70	1,7	49,190 °N ±1,0 km	8,110 °E ±1,0 km	5 km (gesetzt)
14. Sep. 2009	20:38:17,13 ±0,09 sec	2,4	49,188 °N ±0,5 km	8,131 °E ±0,5 km	2,8 km ±0,6 km
14. Sep. 2009	20:46:47,80	1,5	49,190 °N ±1,0 km	8,140 °E ±1,0 km	5 km (gesetzt)
14. Sep. 2009	22:23:00,40	1,6	49,190 °N ±1,0 km	8,120 °E ±2,0 km	5 km (gesetzt)
15. Sep. 2009	9:01:42,20	1,7	49,190 °N ±2,0 km	8,150 °E ±4,0 km	5 km (gesetzt)
15. Sep. 2009	20:20:19,20	1,7	49,190 °N ±2,0 km	8,130 °E ±3,0 km	5 km (gesetzt)

**Tabelle 1:** Liste der Erdbeben zwischen dem 13. und 15. September 2009, die von Teilen der Bevölkerung in Landau verspürt wurden. Die Herdtiefe konnte teilweise nicht eindeutig bestimmt werden und wurde gesetzt.

der Fragebögen werden die Beobachtungen und eventuellen Schäden abgefragt und die Begleitumstände möglichst detailliert erfasst. In der Zeitung Rhein-Pfalz wurde auf Anregung des LGB-RLP ein Hinweis auf diesen im Internet verfügbaren Erdbeben-Befragungsbogen abgedruckt. Durch diesen „Aufruf“ erhöhte sich die Anzahl der eingehenden Fragebögen merklich. Insgesamt gingen beim LGB-RLP 217 Fragebögen zu dem Ereignis vom 15.8.2009 ein.

## **2.2 Schadensmeldungen**

Dem Betreiber der Geothermieanlage geo x wurden insgesamt 63 Schäden gemeldet. Gemeldet wurden in erster Linie Risse unterschiedlicher Größe in Putz und Tapeten. Je nach Gebäudekategorie sind dies Rissbildungen in Oberflächenstrukturen wie Abrieb, Putz etc. oder Ablösungen bei Materialwechsel z. B. zwischen Verputz und Holz. Ausnahmen waren ein gesprungenes Aquarium und ein gesprungener Lampenschirm. In zwei Fällen liegen die Schadensmeldungen signifikant über den übrigen Schäden. Für den ersten Fall wird in dem Baugutachten von Zorn (24.2.2010) konstatiert, „dass beim Bauvorhaben konstruktive Mängel vorliegen, die bereits im Vorfeld der Erdbebenereignisse vom 15. August bzw. vom 14. September 2009 zu Rißbildungen am Bauvorhaben geführt haben müssen“. Im Gutachten der Firma PLANALYZE (10.12.2009) werden für das gleiche Objekt ebenfalls konstruktive Mängel aufgezeigt und Windlasten als eine mögliche Ursache der Schäden aufgeführt. Im zweiten Fall wurden Risse in einem Anbau gemeldet, auf dem der Landeplatz eines Hubschraubers liegt. Laut Gutachten der Firma PLANALYZE (9.12.2009) könne ein Zusammenhang mit äußeren Einwirkungen derzeit nicht festgestellt werden, da die Rissbildungen konstruktive Ursachen vermuten ließen. Dazu wird angemerkt, dass die bei den Hubschrauberlandungen entstehenden Krafteinwirkungen auf das Gebäude zum Schadensbild beigetragen haben könnten. Entsprechend finden diese beiden Fälle keinen Eingang in die makroseismische Analyse.

Für die Begutachtung der Schäden, die unmittelbar nach dem 15.8.2009 gemeldet wurden (insgesamt 5) wurde zunächst ein Gutachter von der geo x für die Begutachtung der Schäden beauftragt. Für alle weiteren Schäden, die nach dem 14.9.2009 (insgesamt 58) gemeldet wurden, wurde der Gutachter durch die Versicherung der geo x beauftragt. Bei 46 Schäden handelt es sich nach Aussagen des Gutachters um eindeutige Bauschäden. Ein Zusammenhang mit dem Erdbeben vom 15.8.2009 ist somit ausgeschlossen. Bei 12 der begutachteten Schäden konnte laut Gutachter keine eindeutige Ursache festgestellt werden. Ein Zusammenhang mit dem Erdbeben vom 15.8.2009 kann somit nicht ausgeschlossen werden. Die Schadenshöhe lag zwischen 200 EUR und 1.200 EUR.

Von den 63 Meldungen über Schäden konnten nur 21 für die makroseismische Auswertung verwendet werden. Ein Teil der Meldungen ging innerhalb der ersten beiden Wochen nach dem Erdbeben über den Fragebogen des LGB-RLP ein. 15 Meldungen wurden vom Betreiber der Geothermieanlage geo x weitergegeben. Die übrigen Schadensmel-

dungen konnten nicht berücksichtigt werden, da keine ausreichenden Angaben über Ort und Details vorlagen.

### **2.3 Makroseismische Analyse**

Bei der makroseismischen Analyse werden die Auswirkungen eines Erdbebens auf Gebäude, Gegenstände oder Personen anhand von Beobachtungen erfasst und ausgewertet. Mittels einer zwölfteiligen Intensitäts-Skala wird jedem Beobachtungsgebiet eine Intensität zugeordnet. Als Grundlage dienen die Angaben aus den Fragebögen. Die Auswertung der Fragebögen des LGB-RLP zur Bestimmung der Intensitäten des Ereignisses vom 15.8.2009 erfolgte unter Zugrundelegung der European Macroseismic Scale EMS-1998 (Grünthal und andere, 1998). Die Kurzversion dieser zwölfteiligen Intensitätsskala ist im Anhang A dargestellt.

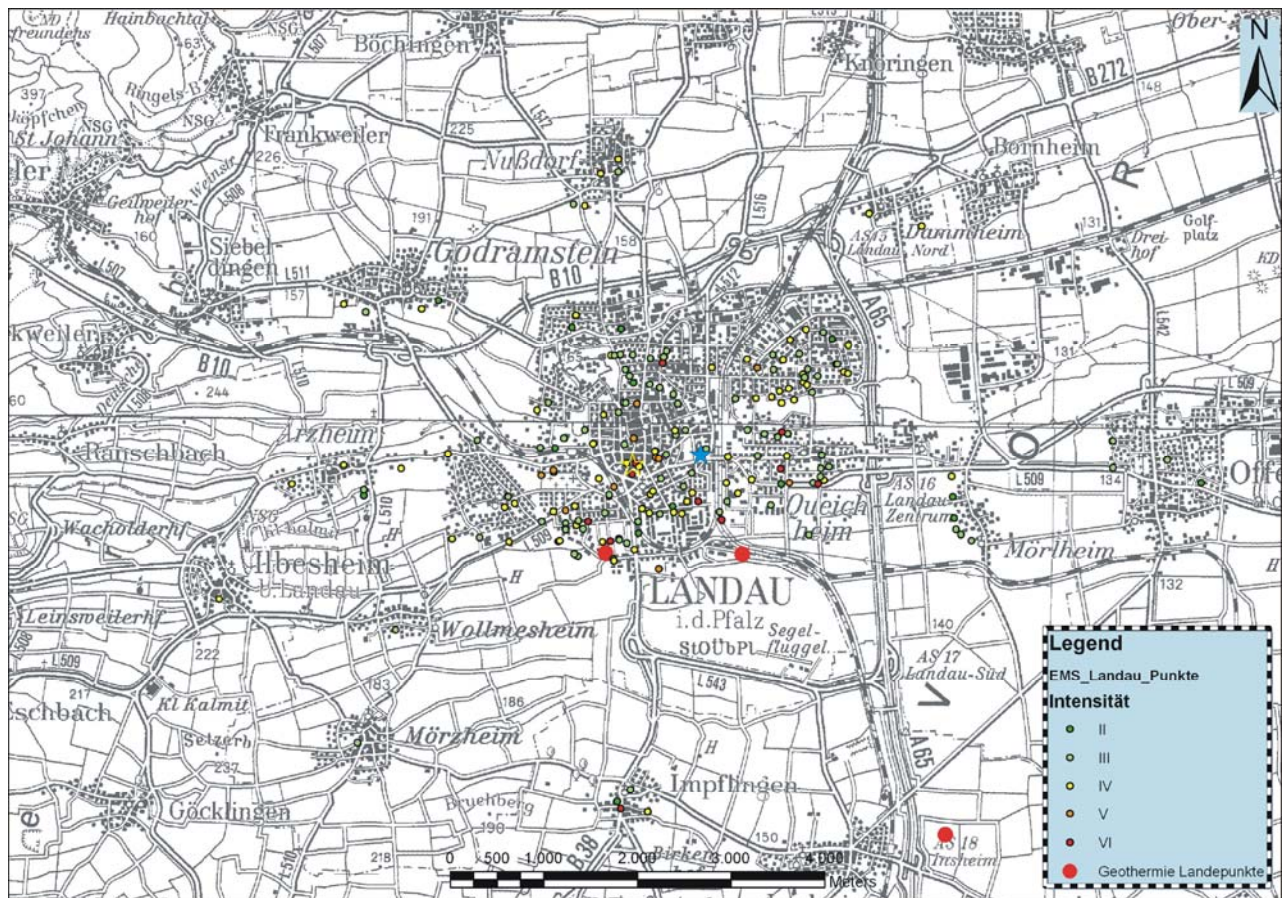
Die dem LGB-RLP zugesandten Erdbebenfragebögen (217 Meldungen per Datum Ende August 2009) wurden in einem ersten Schritt geografisch erfasst. Doppelmeldungen oder mehrere Meldungen, die einer Liegenschaft zugeordnet werden konnten, wurden zu einem Datenpunkt zusammengefasst. Aus den 217 Meldungen wurden somit rund 200 Datenpunkte festgelegt. Die Schadensmeldungen, die der Betreiberfirma geo x gemeldet wurden, lagen zum Zeitpunkt der Auswertung nur zu einem Teil in der Form (Ortsangaben, Details) vor, die für eine makroseismische Auswertung notwendig ist.

Jedem Datenwert wurde mittels der beschriebenen Beobachtungen ein vorläufiger Intensitätswert zugeordnet. Eine Karte mit den erfassten Datenwerten ist in Abbildung 1 zu sehen. Der vergrößerte Ausschnitt mit dem Stadtgebiet von Landau ist in Abbildung 2 dargestellt. Die überwiegende Anzahl der Meldungen kamen direkt aus dem Stadtgebiet von Landau. Außerhalb von Landau sind die Datenwerte auf wenige Ortschaften begrenzt und somit nicht ausreichend belegt. Dies gilt auch für das Gebiet südlich der Landepunkte der Bohrung, wo es wegen fehlender Bebauung keine Beobachtungen gibt. Insgesamt umfassen die Meldungen ein Gebiet mit einem Radius von ca. 5 km. Die Verteilung der Beobachtung ist in diesem Gebiet recht heterogen.

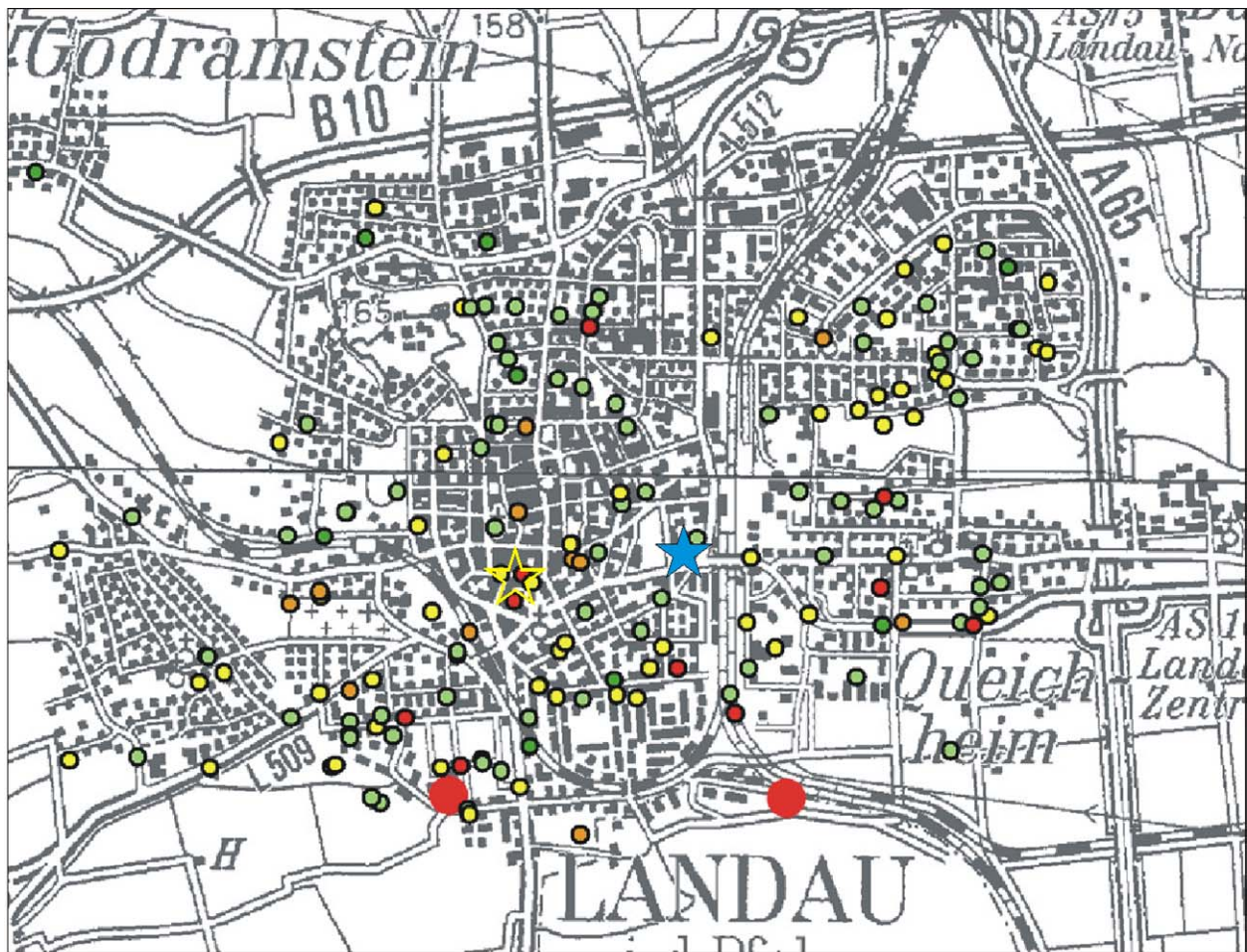
Auffällig ist die Tatsache, dass sehr unterschiedliche Beobachtungen unmittelbar nebeneinander gemeldet wurden. Dies betrifft nicht nur das Stadtgebiet von Landau, sondern auch die umliegenden Ortschaften. In Impflingen wurden z. B. in unmittelbarer Nachbarschaft Beobachtungen gemeldet, die der Intensität VI (leichte Schäden an Gebäuden) bzw. der Intensität II (nur sehr leicht im Liegen wahrgenommen) entsprechen können.

Die Intensität fasst die Beobachtungen in einem Gebiet zusammen. Da die Anzahl der Meldungen insgesamt recht gering ist, und wie beschrieben sehr unterschiedlich zu wertende Meldungen unmittelbar nebeneinander existieren, war die Auswertung vielfach nicht eindeutig. Bei den vorliegenden Schadensmeldungen handelt es sich in erster Linie

um leichte Gebäudeschäden („Putzrisse“). Um ein Gebiet mit einer Intensität VI nach der EMS-98 einzustufen, müssen laut Festlegung zwischen 20 und 50% der Gebäude der Vulnerabilitätsklassen A und B Schäden vom Grad 1 (leichte Schäden wie Risse im Verputz) aufweisen. Für ein Gebiet, welches mit der Intensität V bewertet wird, weisen wenige (bis ca. 10%) der Gebäude der Vulnerabilitätsklassen A und B Schäden vom Grad 1 auf (Grünthal und andere, 1998). Da die Gebäude nicht nach Vulnerabilitätsklassen eingeteilt wurden, werden diese Gebäude hier vereinfacht als erhöht empfindliche Gebäude bezeichnet. Auf Grund dieser Festlegung und der zum Teil unklaren Ursachen für die gemeldeten Schäden, wurden keine Gebiete mit der Intensität VI vergeben. Als Epizentralintensität wurde die Intensität  $I_0 = V$  (EMS-98) bestimmt.



**Abbildung 1:** Karte der Region um Landau, in der die Orte, für die Beobachtungen vorliegen, mit Punkten markiert sind. Entsprechend den Angaben wurde jeder Beobachtung eine Intensität zugeordnet (Quelle: LGB-RLP). Die jeweilige Intensität ist entsprechend der Skala (rechts unten) farblich kodiert. Das instrumentell bestimmte Epizentrum (blauer Stern) und das makroseismische Epizentrum (gelber Stern) sind ebenfalls eingezeichnet.

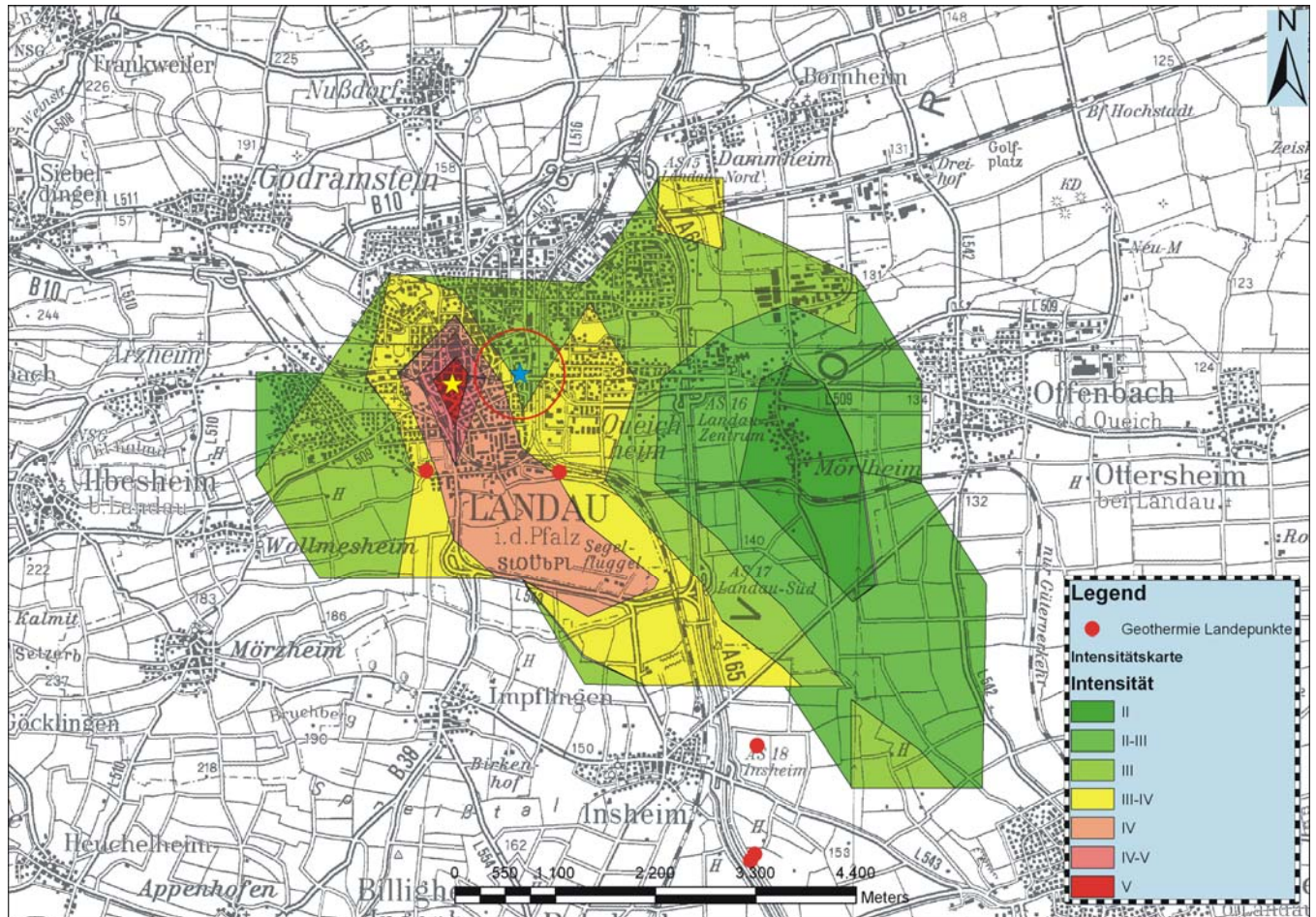


*Abbildung 2: Ausschnitt der Karte von Abbildung 1 mit dem Stadtgebiet von Landau (Quelle: LGB-RLP) Nähere Erläuterungen sind Abbildung 1 zu entnehmen.*

Mittels eines numerischen Verfahrens wurde für die Datenwerte eine Isolinienkarte mit Intensitätswerten erstellt (Abbildung 3). Im Schwerpunkt der Isoleiste V wurde das makroseismische Epizentrum mit den Koordinaten 8,114°E und 49,195°N bestimmt. Die Genauigkeit des Epizentrums wurde mit einem Radius von ca. 1,5 km abgeschätzt. Der Abstand zum instrumentell ermittelten Epizentrum (s. Tabelle 5) beträgt ca. 0,75 km. Berücksichtigt man die Ungenauigkeiten, dann ist dieses Ergebnis eine sehr gute Bestätigung des mit seismischen Registrierungen berechneten Epizentrums.

Auf Grund der sehr heterogenen Meldungen im Stadtgebiet von Landau hat die Auswertung der Daten zu keinen eindeutigen Flächen gleicher Intensität geführt. Die im Allgemeinen zu beobachtende klare Abnahme der Intensität mit der Entfernung zum Epizentrum konnte hier nicht beobachtet werden. Ebenso war die Festlegung der Isolinien nicht eindeutig und zu stark abhängig von den Berechnungsparametern und einzelnen Daten-

werten. Die Intensitätsabnahme mit der Entfernung vom Epizentrum hängt wesentlich von der Herdtiefe ab. So kann aus den Isoseistenradien mittels Inversion der Gleichung für die makroseismische Intensitätsabnahme von Kövesligethy (Sponheuer 1960) die Herdtiefe abgeschätzt werden. Da es eine zu große Unklarheit über einen Großteil der Schadensmeldungen gibt und eine zu große Heterogenität der Meldungen zu verzeichnen ist, wurde auf eine weitergehende Auswertung der makroseismischen Daten verzichtet. Auf Grund dieser Umstände wäre es nicht möglich gewesen, mittels der makroseismisch erfassten Daten eine zuverlässige Herdtiefe zu bestimmen.



**Abbildung 3:** Ergebnisse der makroseismischen Untersuchung. Dargestellt sind die Gebiete gleicher Intensität. Die jeweilige Intensität ist entsprechend der Skala farblich kodiert. Mit roten Punkten sind die Landepunkte der Geothermie-Bohrungen in Landau und Insheim gekennzeichnet. Das mit instrumentellen Methoden berechnete Epizentrum ist mit einem blauen Stern gekennzeichnet. Der rote Kreis gibt die Unsicherheit dieser Berechnung ( $\pm 0.5$  km in N-S und O-W Richtung) wieder. Der gelbe Stern markiert den Schwerpunkt der Isoseiste V.

## 2.4 Instrumentelle Abschätzung der Erschütterungsstärke

Erschütterungsmessstationen zur Beweissicherung nach der DIN 4150 wurden in Landau erst im September und Oktober 2009, also nach dem 15. August 2009, installiert. Aus diesem Grund gibt es für das Stadtgebiet von Landau keine Messdaten, die Aussagen über die Verteilung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten für das Erdbeben vom 15. August 2009 ermöglichen würden. Diese Daten hätten beim Nachweis helfen können, welche der beobachteten Schäden durch die Erschütterung als Folge der Erdstöße entstanden sind.

An der seismologischen Station TMO50 südlich des Stadtgebiets von Landau in ca. 1,5 km Entfernung zum instrumentell bestimmten Epizentrum (siehe Abbildung 9) wurden die Bodenbewegungen, angeregt durch das Erdbeben vom 15. August 2009, aufgezeichnet. Die Station ist Teil des seismischen Registriersystems des KIT (Karlsruher Institut für Technologie; Geophysikalisches Institut, seit 1. Oktober 2009 Nachfolgeinstitution des Geophysikalische Institut der Universität Karlsruhe (TH)) im Umkreis von Landau. Die Messung an dieser Station ergab eine maximale Bodenschwinggeschwindigkeit von **4,7 mm/s**. Die Auswertung der Geschwindigkeitsspektren des Bebens vom 15.8. und 14.9. an den seismischen Stationen hat ergeben, dass die Spitzenwerte in der Regel im Frequenzbereich zwischen **5** und **10 Hz** liegen und damit in einem Frequenzbereich, der durch den Breitbandsensor der Station TMO50 komplett erfasst wird. Es ist daher in diesem Fall möglich, aus den Breitbandregistrierungen der Station TMO50 die maximalen Schwinggeschwindigkeiten abzuschätzen, die auch ein nach DIN 45669 kalibriertes Messgerät ermittelt hätte. Es ist wahrscheinlich, dass die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit von **4,7 mm/s** am Epizentrum diesen Wert durchaus überschritten hat, da die Bodenschwinggeschwindigkeit im Allgemeinen mit der Entfernung zum Hypozentrum abnimmt. Die an der Oberfläche mittels Seismometern gemessenen Bodenschwinggeschwindigkeiten und Frequenzen können sehr stark vom unmittelbaren Untergrund und den allgemeinen geologischen Verhältnissen abhängen sowie von der Abstrahlcharakteristik des seismischen Ereignisses. Beides kann zu einer lokal stark begrenzten Erhöhung oder Erniedrigung der Bodenschwinggeschwindigkeiten führen. Informationen über die geologischen Verhältnisse der Region Landau liegen zwar in Form der geologischen Übersichtskarte von RLP (GÜK 300) vor, eine Relation zwischen dem lokalen Untergrund und den daraus resultierenden Verstärkungseffekten erfordert jedoch eine sogenannte spektrale seismische Mikrozonierung. Hier werden Zonen definiert, welche die geologischen Verstärkungen spezifisch betrachten. Dabei werden die verschiedensten Einflüsse wie Art, elastisches Verhalten und Mächtigkeit der Lockersedimente und des Felsuntergrunds an jedem Standort festgelegt.

Es kann also nicht ausgeschlossen werden, dass auf Grund von Verstärkungseffekten an einzelnen Standorten deutlich höhere Bodenschwinggeschwindigkeiten auftraten. Ebenso

sind diese Verstärkungseffekte am Standort der Station TMO50 (4,7 mm/s) nicht auszuschließen.

## 2.5 Bewertung der Ergebnisse

Die makroseismische Intensitätsskala basiert auf der Beschreibung von verschiedenen Auswirkungen, die ein Erdbeben auslösen kann und reicht von nicht fühlbar bis zur völligen Zerstörung aller Bauwerke (siehe Tabelle 1 im Anhang A). Für eine Reihe von Anwendungen wie schnell erstellte Erschütterungskarten nach einem Erdbeben ist es sinnvoll, die Auswirkungen eines Erdbebens mittels der seismischen Registrierungen abzuschätzen. Hierfür wird der Zusammenhang zwischen der ortsabhängigen Intensität eines Erdbebens und der seismisch gemessenen Bodenschwinggeschwindigkeit abgeschätzt. Da es für das Erdbeben von Landau am 15. August 2009 Unklarheit über mögliche Auswirkungen und die Ursache von Schäden gibt, wurde versucht, diese Abschätzungen für eine Bewertung mit einzubeziehen.

Intensität	Untere Grenze [mm/s]	Beste An- passung [mm/s]	Obere Grenze [mm/s]
III	0,8	1,7	1,8
IV	1,8	1,84	3,8
V	3,8	7,0	24
VI	24	47	60

***Tabelle 2:** Zusammenhang zwischen Intensität und Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV, Peak Ground Velocity) nach Kästli & Fäh (2006). Die Werte wurden für einen Datensatz mit insgesamt 20 Erdbeben aus der Schweiz, Frankreich und Italien berechnet.*

Nach der Arbeit von Kästli & Fäh (2006) über den Zusammenhang zwischen Intensität und Bodenschwinggeschwindigkeit, würde man in einem Gebiet, welches mit einer Intensität V bewertet wird, mit Geschwindigkeiten zwischen **3,8 mm/s** und **24 mm/s** rechnen, wobei die beste Anpassung an den benutzten Datensatz bei **7 mm/s** lag (s. Tabelle 2). Die Untersuchung wurde mit Daten aus der Schweiz, Frankreich und Italien durchgeführt. Der Zusammenhang zwischen der gemessenen maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit von **4,7 mm/s** an der seismischen Station TMO50 (s. Abschnitt 2.4) und der im Epizentralbereich bestimmten Intensität von V in Landau stimmt mit dem von



Kästli & Fäh (2006) an anderen Standorten festgestellten Zusammenhang zwischen maximaler Bodengeschwindigkeit und Intensität überein.

DIN 4150 befasst sich allgemein mit Erschütterungen im Bauwesen. Der dritte Teil dieser DIN-Norm (Einwirkungen auf bauliche Anlagen) legt ein Verfahren für die Ermittlung und Beurteilung der durch Erschütterungen verursachten Einwirkungen auf bauliche Anlagen, die für überwiegend ruhende Beanspruchung bemessen sind, fest und nennt Anhaltswerte, bei deren Einhaltung keine Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes von Bauwerken eintreten. Drei verschiedene Gebäudearten finden hier Berücksichtigung (siehe Tabelle 1, DIN 4150-3) mit jeweils unterschiedlicher Empfindlichkeit gegenüber einwirkenden Schwingungen.

Die Bausubstanz in Landau ist sehr heterogen und beinhaltet auch denkmalgeschützte Objekte besonderer Anfälligkeit. In DIN 4150-3 sind Anhaltswerte für die Bodengeschwindigkeit gegeben, unterhalb derer selbst „kleinere Schäden kaum wahrscheinlich sind“. Für die empfindlichste Gebäudeklasse nach DIN 4150 ist dieser Anhaltswert mit **3 mm/s** für Fundamentfrequenzen im Bereich zwischen 1 Hz und 10 Hz angegeben (s. Tabelle 1, DIN 4150-3). Für die übrigen Gebäudeklassen ist dieser auf **5 mm/s** festgelegt. Diese eher konservativen und vorsichtigen Anhaltswerte haben sich in Deutschland als Grenzwerte etabliert. Falls diese nicht überschritten werden, ist davon auszugehen, dass beobachtete Schäden nicht durch Erschütterungen verursacht wurden. Werden diese Anhaltswerte nach Tabelle 1 der DIN eingehalten, „so treten Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes, deren Ursachen auf die Erschütterungen zurückzuführen wären, nach den bisherigen Erfahrungen nicht auf“ (Zitat DIN 4150-3, Seite 3).

Als Ergebnis der makroseismischen Untersuchung und der seismischen Registrierungen sind für das Epizentralgebiet im Stadtgebiet von Landau Bodenschwingungsgeschwindigkeitswerte über dem gemessenen Wert von **4,7 mm/s** möglich. Angesichts dieser Werte ist nicht auszuschließen, dass es als Folge des Erdbebens vom 15. August 2009 in Landau zu vereinzelt Schäden an Gebäuden gekommen ist.

Ein Erdbebenschaden (ab Schadensgrad 2 der EMS-98, siehe Grünthal und andere, 1998) im klassischen Ingenieurverständnis bedeutet, dass die Tragstruktur beeinträchtigt ist oder einzelne Bauteile allein durch das Erdbeben derart geschädigt sind, dass sie für die Nutzer oder die Umgebung eine Gefahr darstellen. Die Erschütterungen, die durch die Erdbeben seit August 2009 verursacht wurden, bewegen sich in einer Größenordnung, die keine derartigen Schäden auslösen können, wenn es sich um Baukonstruktionen handelt, die im Sinne der Bautechnik ordnungsgemäß erstellt und unterhalten sind.

### 3 Instrumentelle Seismologie

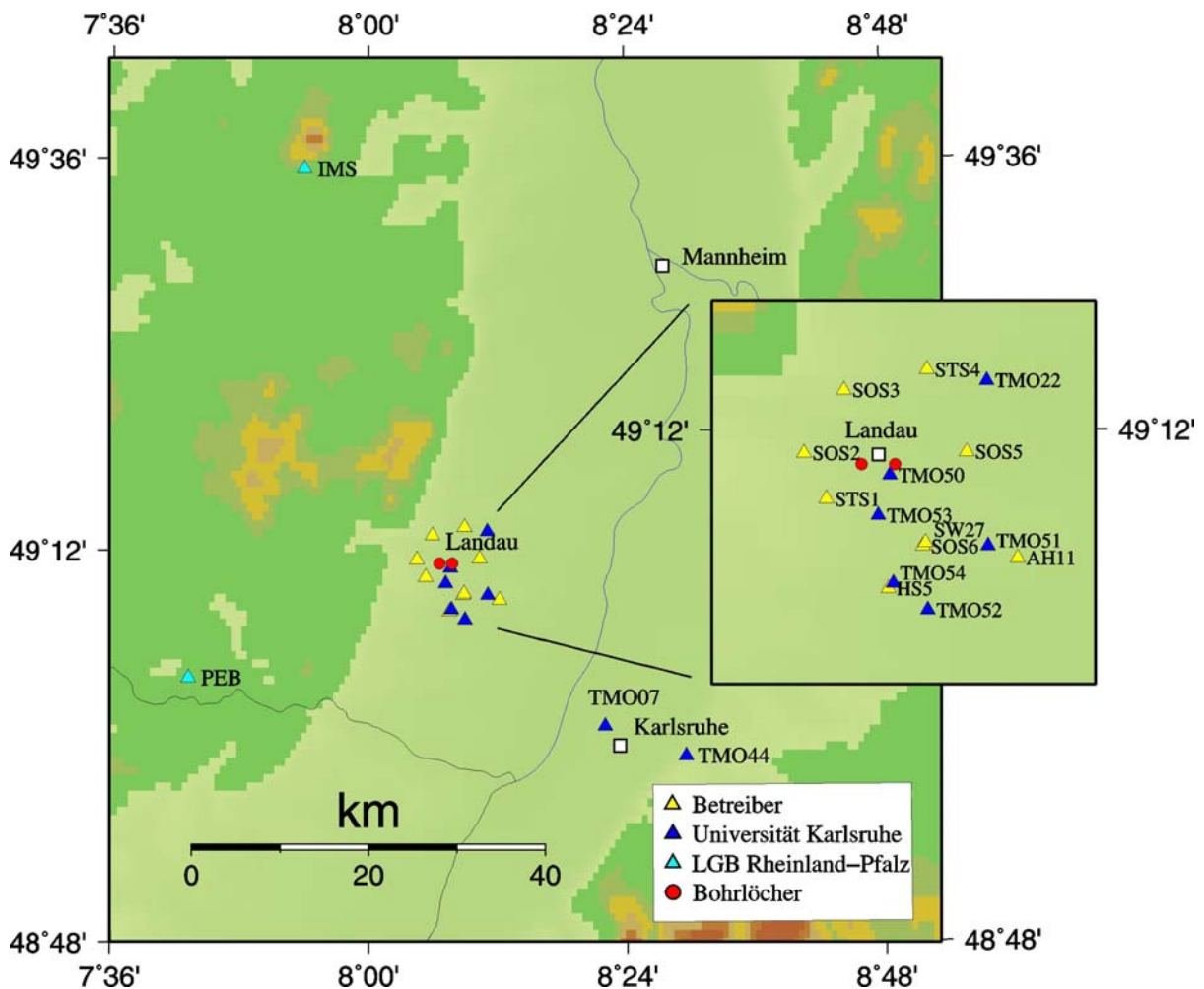
Am 15. August 2009, 14:10 Uhr (MESZ, Lokalzeit) und am 14. September 2009 18:38 Uhr wurden im Stadtgebiet von Landau zwei Erdstöße von großen Teilen der Bevölkerung verspürt. Diese Erdstöße wurden auch instrumentell von verschiedenen seismischen Messnetzen registriert. Diese sind unter anderen: Landeserdbebenregistrierung Rheinland-Pfalz, Landeserdbebendienst Baden-Württemberg, Deutsches Seismologisches Regionalnetz, Netzwerke des Betreibers geo x und ein Netzwerk der Universität Karlsruhe (Abbildung 4). Zwei Beispiele mit seismischen Registrierungen sind in den Abbildungen 5 und 6 wiedergegeben. Im Folgenden wird über die Auswertung dieser Daten berichtet und einführend ein kurzer Exkurs in die Vorgehensweise zur Lokalisierung eines Erdbebens gegeben.

Anmerkungen zur Lokalisierung eines Erdbebens: Die Lage eines Erdbebenherdes wird Hypozentrum (Geographische Lage und Tiefe) genannt. Zur Bestimmung der vier Hypozentralparameter (Herdzeit  $t_0$ , geographische Breite, geographische Länge und Herdtiefe  $h$ ) werden die Ankunftszeiten  $t_p$  und  $t_s$  von Erdbebenphasen (Kompressionswellen (P), Scherwellen (S)) verwendet. Die Laufzeiten dieser Wellenphasen vom Erdbebenherd zu den Messstationen werden unter Zugrundelegung eines Modells der seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeit (Kompressionswellen-geschwindigkeit  $v_p$ , Scherwellengeschwindigkeit  $v_s$ ) berechnet. Ein grundsätzliches Problem ist hierbei, dass die elastischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untergrund nur ungenügend bekannt sind; dies führt zu modellbedingten Unsicherheiten bei der Bestimmung des Hypozentrums. Allgemein sind die elastischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten dreidimensionale Eigenschaften des Gesteinskörpers und unter Umständen richtungsabhängig (anisotrop). Man behilft sich in den meisten Fällen mit einem mittleren eindimensionalen isotropen (richtungsunabhängigen) Geschwindigkeitsmodell ( $v(z)$ ), die Geschwindigkeit ändert sich nur mit der Tiefe  $z$ ), d.h. laterale Variationen und Anisotropie werden vernachlässigt. Dies führt zusammen mit den restlichen Unsicherheiten der Messung (Zeitfehler  $dt$ ) zu Ungenauigkeiten der berechneten Hypozentralparameter und nicht erklärbaren gemessenen Laufzeitanteilen (im Folgenden meist als mittlerer quadratischer Fehler RMS (Root Mean Square) angegeben). Diese Ungenauigkeiten werden im Folgenden als Fehler angegeben.

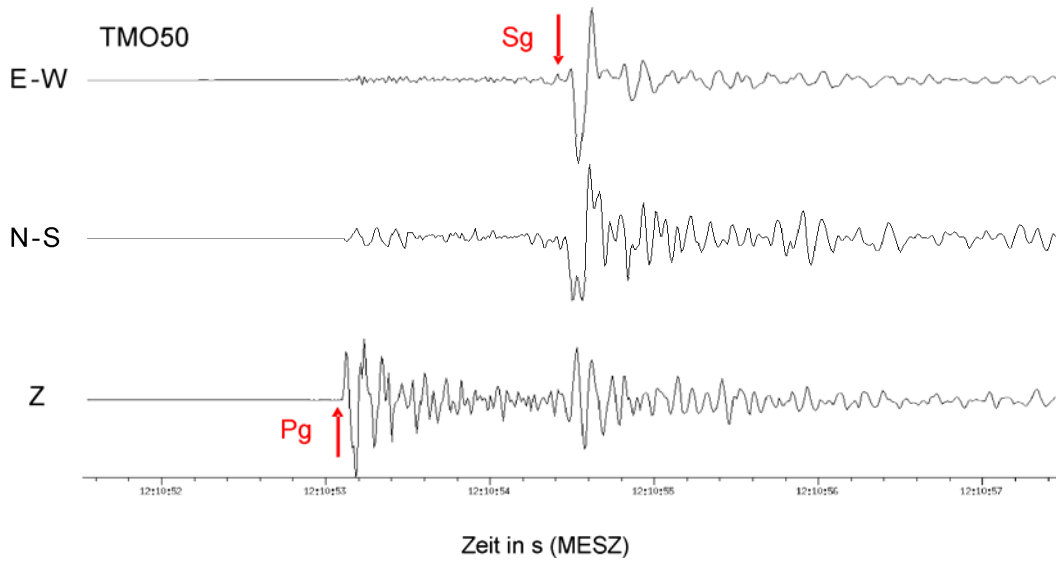
#### 3.1 Stand der Erkenntnisse beim Einrichten der Expertengruppe

Die ersten Hypozentrumsbestimmungen des Erdbebens vom 15. August 2009, 14:10 Uhr MESZ bei Landau ergaben unterschiedliche Werte. Der Landeserdbebendienst Baden-Württemberg (LED) bestimmte  $2,5 \pm 1,5$  km Herdtiefe, die Firmen geo x GmbH und BESTEC präsentierten Werte von 10,304 km und 9,312 km für zwei unterschiedliche

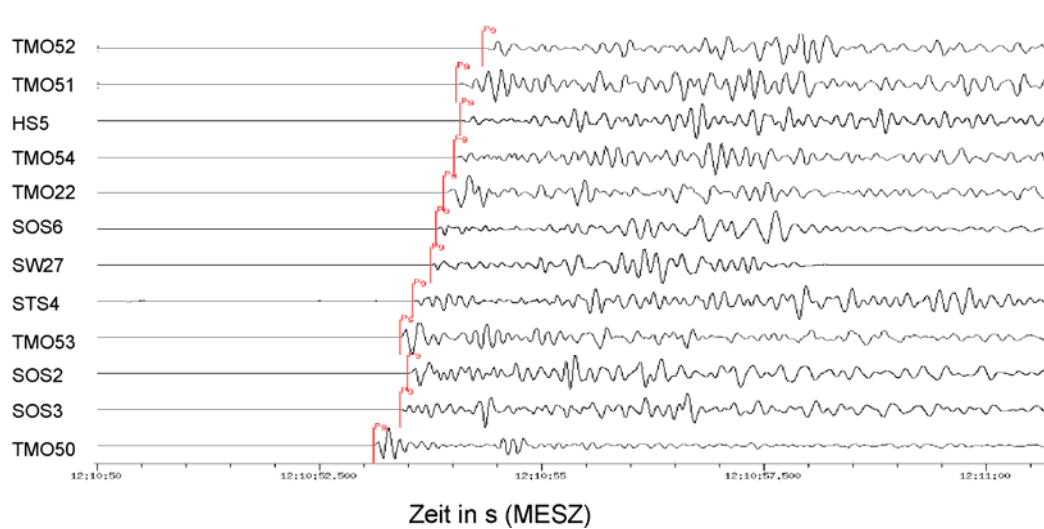
Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle (Modell A-I und Modell A-II, siehe Anhang B). Die Epizentren der beiden Lokalisierungen differierten ebenfalls: Das Epizentrum nach geo x /BESTEC befindet sich 2-3 km westlich von Landau; das Epizentrum des LED befindet sich innerhalb des Stadtgebietes von Landau, nahe dem makroseismischen Maximum des Landesamts für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz. Diese Unterschiede beruhen auf der Anwendung verschiedener Messdaten, verschiedener Auswertemethoden und Geschwindigkeitsmodelle. In der Expertengruppe wurde am 4. September 2009 vereinbart, die Daten der verschiedenen Betreiber seismischer Netzwerke zusammenzufassen und eine neue Bestimmung der Hypozentralparameter unter Verwendung aller relevanten Daten durchzuführen.



**Abbildung 4:** Topographische Karte des Oberrheingrabens um Landau mit der Verteilung der im Bericht verwendeten seismischen Stationen (Dreiecke) und den Lokationen der zum Geothermiekraftwerk in Landau gehörenden Bohrlöcher.



**Abbildung 5:** 3-Komponentenregistrierung der herdnächsten Station TMO50 für das seismische Ereignis vom 15. August 2009. Eingezeichnet sind die Einsätze der P- und der S-Welle (Pg bzw. Sg).



**Abbildung 6:** Vertikalkomponenten-Registrierungen einiger Stationen für das seismische Ereignis vom 15. August 2009 (Filterung: Bandpass 1 – 8 Hz). Eingezeichnet ist jeweils der Einsatz der P-Welle (Pg).

In der Beurteilung der Ursachen des seismischen Ereignisses vom 15. August 2009 kommt der Lage des Epizentrums und insbesondere auch der Herdtiefe große Bedeutung zu. Die genaue Festlegung des Ortes und der Tiefe des Erdbebens ist grundlegend wichtig, um einen möglichen Zusammenhang zwischen dem seismischen Ereignis und der tiefen Geothermie zu untersuchen. Liegt das Hypozentrum nahe bei der Bohrung und dem geothermischen Trägerhorizont, ist ein Zusammenhang eher wahrscheinlich, als wenn das Hypozentrum entfernt von dem geothermischen Aquifer nahe einer bekannten Verwerfung lokalisiert wird (im Zusammenhang mit dem Erdbeben von Landau wäre dies die westliche Haupttrandverwerfung des Rheingrabens bzw. die tektonischen Schollen im Graben) und damit eher auf einen tektonischen Ursprung hindeutet. Eine Herdtiefe um 10 km würde ebenso für ein tektonisches Beben sprechen, wohingegen eine Herdtiefe zwischen 1 km und 5 km eher einem induzierten Beben zuzuordnen ist. Dennoch ist bei flachen Ereignissen Vorsicht angebracht, da einige wenige tektonische Beben auch in diesen flachen Tiefen auftreten. Bei einer genauen Festlegung des Hypozentrums lassen sich auch Zusammenhänge zu tektonischen Störungszonen und zu den Trägerhorizonten der Geothermie herstellen. So kann auch analysiert werden, wie sich die eingebrachten Fluide ausgebreitet haben können. Nicht zuletzt ist die genaue Kenntnis des Hypozentrums wichtig zum besseren Verständnis und zur Beurteilung der geographischen Verteilung der Schadenswirkungen an der Erdoberfläche

Da die Genauigkeit der Lokalisierung des Hypozentrums maßgeblich von der Güte des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells abhängt, wurden vom Betreiber aktive seismische Experimente (Vertical Seismic Profiling) zur Ermittlung eines detaillierten Geschwindigkeits-Tiefen-Modells in Auftrag gegeben. Nach Meinung der Expertengruppe lässt das verbesserte Modell eine Hypozentrumsbestimmung im Bereich Landau mit einer Genauigkeit von 1-2 km zu.

Aus den oben genannten Gründen war die Festlegung des Hypozentrums mehrfach Gegenstand der Sitzungen der Expertengruppe. Die Untersuchungen und Erkenntnisse zum Hypozentrum werden deshalb im vorliegenden Bericht sehr ausführlich dargestellt. Nicht zuletzt auch deshalb, weil es zunächst erhebliche Diskrepanzen hinsichtlich des Hypozentrums zwischen den Betreibern einerseits und den Erdbebendiensten und dem KIT andererseits gab. Auch werden die Untersuchungen, die am KIT (Kap. 3.2) und in der BGR (Kap. 3.3) unabhängig voneinander durchgeführt wurden, im vorliegenden Bericht bewusst getrennt aufgeführt und in Kapitel 3.4 zu einer Synthese zusammengeführt.

### **3.2 Lokalisierung durch das KIT**

Zur Verifikation und eventuellen Verbesserung der zuerst bestimmten Hypozentralparameter vom LED bzw. von den Betreibern wurde vom KIT folgendermaßen vorgegangen:

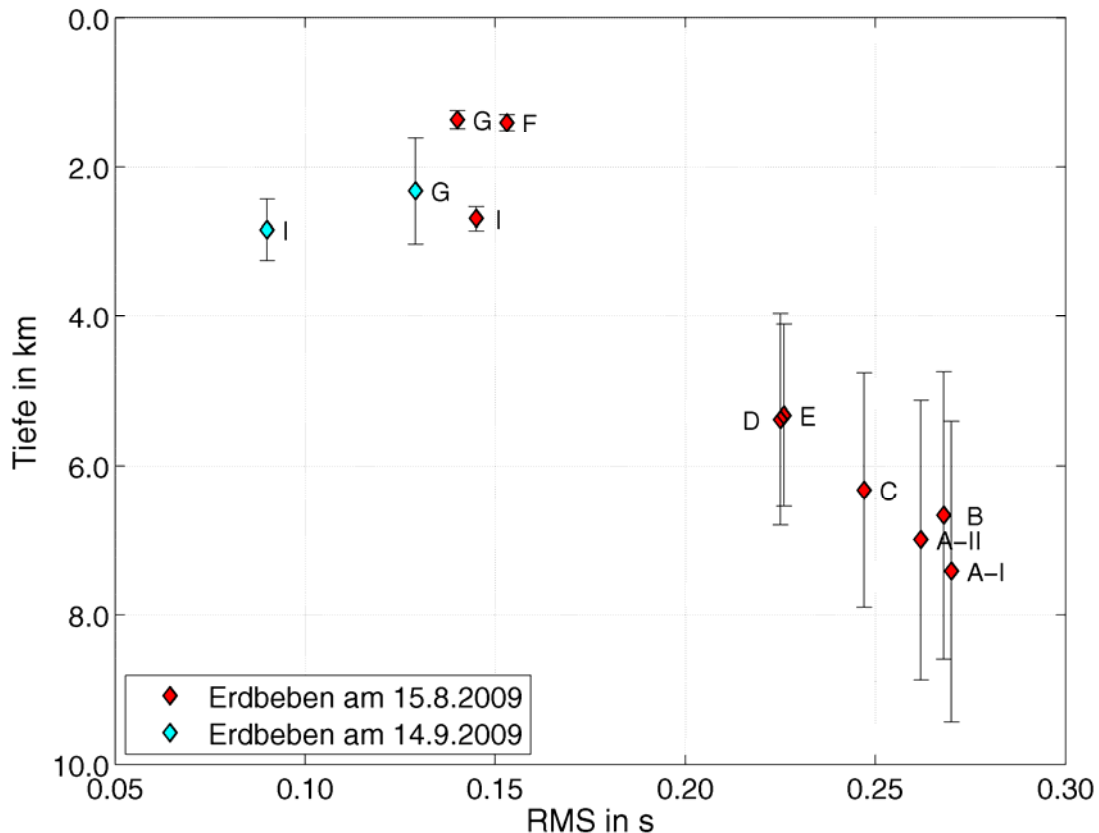
- 1) In den Seismogrammen wurden die Ankunftszeiten  $tp$  und  $ts$  sowie deren Differenz  $ts-tp$  neu bestimmt.
- 2) Alle Stationen im Umfeld von Landau innerhalb des Oberrheingrabens wurden einbezogen.
- 3) Verschiedene Geschwindigkeitsmodelle, welche einem möglichst realistischen Mittelwert für die Region des Oberrheingrabens um Landau entsprechen, kamen zur Anwendung.
- 4) Unsicherheiten der Hypozentralparameter, welche sich durch die Zeitablesungen, verwendeten Stationen und Unsicherheiten der seismischen Geschwindigkeiten ergeben, wurden abgeschätzt.

Daten von sieben seismischen Stationen der Firma geo x (AH11, HS5, SOS2, SOS3, SOS6, STS4 und SW27) und sieben Stationen des Geophysikalischen Instituts der Universität Karlsruhe (inzwischen KIT) wurden einbezogen. Alle Stationen befinden sich *innerhalb* des Oberrheingrabens. Auf Daten der Landeserdbebendienste wurde verzichtet, um auf Grund deren größerer Epizentraldistanz dreidimensionale Ausbreitungseffekte der Wellen zu vermeiden, insbesondere die großen lateralen Unterschiede zwischen Grabeninnerem und Grabenschulter in der Oberkruste. An den insgesamt 14 Stationen konnten jeweils die Einsatzzeiten  $tp$  und  $ts$  sowie deren Differenz  $ts-tp$  präzise bestimmt werden, da die Messdaten ein sehr gutes Signal/Stör-Verhältnis aufwiesen. Somit wurden insgesamt 42 Datenwerte für die Lokalisierung gewonnen. Den bestimmten Einsatzzeiten  $tp$  und  $ts$  wurde ein Ablesefehler zugeordnet, welcher bei der Bestimmung der Unsicherheit der Lokalisierung berücksichtigt wird. Die gefundenen Einsatzzeiten sind nahezu identisch mit den Angaben in der Meldung des LED (Internetseite des LED: [http://www.lgrb.uni-freiburg.de/led\\_pool/led\\_pool/090815gj.txt](http://www.lgrb.uni-freiburg.de/led_pool/led_pool/090815gj.txt)). Sie wurden aus diesem Grund als vertrauenswürdig betrachtet. Die Ableseunsicherheiten sind kleiner als die Residuen der Laufzeiten für das Hypozentralmodell, wenn man kleine Änderungen der seismischen Geschwindigkeiten vornimmt.

Die Bestimmung der Hypozentralparameter erfolgte mit dem Programm HYPOSAT von Schweitzer (2001). Die ersten Modellierungen der Hypozentralparameter und die unterschiedlichen Tiefenmodelle von LED und geo x / BESTEC zeigten, dass die Wahl des Geschwindigkeitsmodells ( $vp(z)$  und  $vs(z)$ ) der entscheidende Punkt bei der Tiefenbestimmung des Bebens ist, da die Güte der Einsatzzeiten als sehr gut betrachtet werden kann (s.o.). Daher wurde versucht, durch die Variation der seismischen Geschwindigkeiten ein möglichst realistisches 1D-Geschwindigkeitsmodell zu finden. Diese Vorgehensweise ist heuristisch und erfahrungsbasiert. Eine entsprechende Messung von  $vp(z)$  und  $vs(z)$  mit Kalibrierquellen in den Bohrungen oder sonstige Bohrlochmessungen standen für den Bereich Landau bis Dezember 2009 nicht zur Verfügung. Als Qualitätskriterium für das Geschwindigkeitsmodell dient die Minimierung der Laufzeitresiduen (gemessene

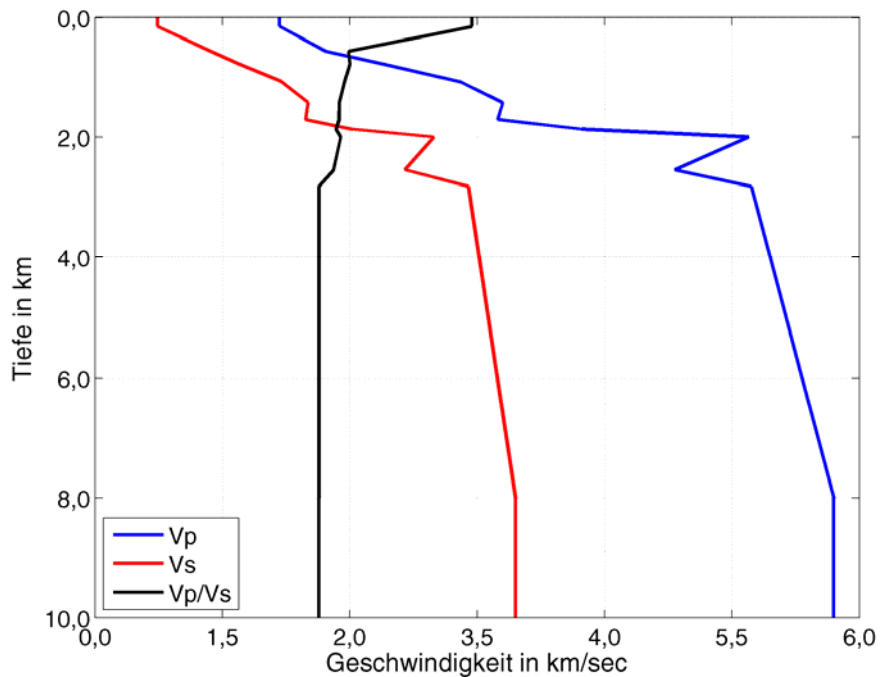
Laufzeit minus Laufzeit im Modell), d.h. die Anpassung an die hochwertigen Einsatzzeiten steuert die Modellfindung.

Die Modellierung der Hypozentralparameter ergab mit dem Geschwindigkeitsmodell der Firma geo x / BESTEC eine schlechte Datenanpassung (Abb. 7; Modell A-I und A-II, siehe Anhang B). Daher wurde versucht, mit der Versuch-und-Irrtum-Methode ein Geschwindigkeitsmodell zu finden, welches die gemessenen Einsatzzeiten besser erklärt. Besonders die Verringerung der Scherwellengeschwindigkeit erlaubte eine bessere Anpassung, d.h. eine signifikante Verringerung des RMS-Wertes. Dies ist in Abb. 5 gezeigt, wobei zunächst die Lösung mit Geschwindigkeitsmodell G anhand der Erdbeben-Einsatzzeiten ohne weitere detaillierte Geschwindigkeitsinformationen als bevorzugt bewertet wurde. Ende Sept. 2009 wurde die Expertengruppe über diese Ergebnisse informiert; im November 2009 wurde dieser Lösungsvorschlag der Expertengruppe in Mainz vorgestellt.



**Abbildung 7:** Zusammenhang zwischen Hypozentraltiefe und Güte der Datenanpassung (mittlerer quadratischer Fehler RMS) für verschiedene seismische Geschwindigkeitsmodelle (A bis I). Modelle A-I und A-II: Geschwindigkeitsmodelle von geo x und BESTEC vom Sept. 2009, Modelle B-G: Testmodelle zur Minimierung des RMS-Wertes. Modell I: DMT Modell vom Dezember 2009 (weitere Details zu den Modellen siehe Anhang B). Der Fehlerbalken gibt jeweils die Ungenauigkeit der Hypozentraltiefe an.

Im Dezember 2009 wurde von geo x / BESTEC ein neues Geschwindigkeitsmodell der Firma DMT zur Verfügung gestellt. In der Expertengruppe war beschlossen worden, dieses gemessene Geschwindigkeitsmodell für alle weiteren Lokalisierungsarbeiten zu verwenden. Mit diesem Modell I (Abb. 8) wurde eine Herdtiefe von  $2,7 \pm 0,4$  km abgeleitet. Das Epizentrum liegt nahe am makroseismischen Zentrum innerhalb der Stadt Landau. Die Abhängigkeit der Anpassungsgüte RMS von der Herdtiefe in Abb. 7 legt eine Herdtiefe von weniger als 4 km nahe.



**Abbildung 8:** Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das von der DMT im Auftrag von geo x und BESTEC für die Umgebung des Geothermiekraftwerks in Landau abgeleitet und für die Lokalisierungen verwendet wurde (für nähere Informationen siehe Text).

Datum	Herzzeit (MESZ)	Breite	Länge	Tiefe (NN)
15. Aug. 2009	14:10:51.92 ±0,05 s	49,194 °N ±0,5 km	8,122 °E ±0,5km	2,7 km ±0,4 km
14. Sept. 2009	20:38:17.13 ±0,09 s	49,188 °N ±0,5 km	8,131 °E ±0,5km	2,8 km ±0,6 km

**Tabelle 3:** Durch KIT berechnete Hypozentralparameter (Ereignisse 15.8. und 14.9.2009) für Geschwindigkeitsmodell I.



### 3.3 Lokalisierung durch die BGR

Für die Lokalisierung des seismischen Ereignisses vom 15. August 2009 bei Landau wurden von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) alle zur Verfügung stehenden seismischen Aufzeichnungen herangezogen. Dies waren im einzelnen Seismogramme der Stationsnetze der Betreiber, der Stationen des Landesamtes für Geologie und Bergbau in Rheinland-Pfalz (LGB), der Stationen des von der Universität Karlsruhe (TH) / KIT temporär installierten Netzes um Landau sowie die Aufzeichnungen der Stationen der DMT GmbH & Co. KG (Deutsche Montan Technologie für Rohstoff, Energie und Umwelt). Insgesamt lagen damit Aufzeichnungen von 16 Stationen vor. Die geographische Verteilung der Stationen ist in Abbildung 4 wiedergegeben.

Die Seismogramme wurden an der BGR manuell gesichtet und ausgewertet, indem die Einsatzzeiten der erstankommenden Kompressionswelle P sowie der erstankommenden Scherwelle S ermittelt wurden. Die Qualität der Aufzeichnungen war bei nahezu allen Stationen sehr gut. Bedingt auch durch die hohe Abtastrate bei den Aufzeichnungen konnten die Einsatzzeiten mit Genauigkeiten für die P- und die S-Welle im Hunderstelsekundenbereich bestimmt werden. Der so von der BGR aufgestellte Eingabedatensatz zur Berechnung des Hypozentrums besteht aus 16 P-Einsätzen und 14 S-Einsätzen. Die für die einzelnen Stationen ermittelten Einsatzzeiten sind in Anhang C angegeben.

Zur Beurteilung der Güte der abgelesenen Einsatzzeiten wurden diese mit den an der Universität Karlsruhe (TH) / KIT ermittelten Einsatzzeiten verglichen. Der Vergleich ergab einen mittleren Unterschied in den Pg-Einsatzzeiten von lediglich 0,01 s, was einen Unterschied von 1 Abtastpunkt entspricht sowie von 0,045 s für die S-Einsatzzeiten, die von Natur aus durch das höhere Signal- Rausch-Verhältnis und durch Überlagerung von konvertierten Phasen nicht so genau wie P bestimmt werden können. Als Fazit des Vergleichs lässt sich festhalten, dass die Wellenformen eine derartige Güte besitzen, dass die Ablesungen verschiedener Autoren nahezu identisch sind. Unterschiede in den Hypozentralparametern, die sich bei den Auswertungen unterschiedlicher Gruppen, Institutionen bzw. Firmen ergeben haben, haben ihren Ursprung daher nicht in der Ablesung der Einsatzzeiten.

Für die Berechnung des Hypozentrums durch die BGR wurde ebenfalls wie vom KIT das Lokalisierungsprogramm HYPOSAT (Schweitzer, 2001) eingesetzt. Dieses Programm wird schon seit Jahren weltweit in der Seismologie verwendet. Es besitzt einen offen liegenden Quelltext, wurde in einer wissenschaftlich anerkannten Zeitschrift veröffentlicht und vergleichende Tests zu anderen Lokalisierungsprogrammen liegen vor. Als Eingabedaten werden die absoluten Einsatzzeiten der P- und S-Wellen sowie auch die Laufzeitdifferenzen von P- zu S-Wellen verwendet.

Entscheidend für die Bestimmung der Hypozentralparameter ist in diesem Fall, wie bereits in Kapitel 3.2 beschrieben, das verwendete Geschwindigkeits-Tiefen-Modell. In den

Inversionsrechnungen der BGR wurde das vom Landesamt für Geologie und Bergbau in Rheinland-Pfalz zur Verfügung gestellte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell verwendet, das auf den von der DMT zur Verfügung gestellten Intervallgeschwindigkeiten beruht (Abb. 8). Diese wurden über ein sogenanntes „Vertical Seismic Profiling“ für die Region Landau bestimmt (Hänssler, 2009) und beziehen sich auf 10 verschiedene Schichten bis zu einer Tiefe von 2,8 km. Darunter wurde eine Granitschicht mit Geschwindigkeiten von  $v_p=5,8$  km/s und  $v_s=3,3$  km/s angenommen.

Im Folgenden werden die Lokalisierungsergebnisse der BGR beschrieben. Sie beruhen auf der Grundlage der oben beschriebenen Einsatzzeiten, auf dem Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der DMT und auf den Berechnungen mit dem Programm HYPOSAT. Zwei verschiedene Variationen des Grunddatensatzes wurden invertiert: a) Einsatzzeiten aller Stationen im eigentlichen Graben ohne Station TM07, da diese im Gegensatz zu den übrigen Stationen weiter entfernt von der bei Landau ermittelten Geschwindigkeitsstruktur liegt, und b) Stationen im Graben um Landau sowie die beiden Stationen PEB und IMS (Abbildung 4) des LGB, die auf der westlichen Grabenschulter liegen und für die ein gesondertes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell verwendet wurde. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4 wiedergegeben. Die Hypozentralparameter für die leicht unterschiedlichen Eingabedatensätze a) und b) unterscheiden sich nur unwesentlich. Die Epizentren liegen ungefähr 1,5 km nördlich des Landepunktes der Bohrung GT La 2. Die Herdtiefen liegen bei 2,7 km bzw. 2,9 km (Tabelle 4). Die Fehlerbereiche, die sich formal aus den Inversionsrechnungen ergeben, betragen  $\pm 0,2$  km in der Breite,  $\pm 0,5$  km in der Länge und  $\pm 0,3$  km in der Tiefe. Die ermittelten Residuen (zeitliche Unterschiede zwischen berechneten und tatsächlich beobachteten Einsatzzeiten) liegen im Mittel unter 0,16 s. Die mittleren Residuen sind damit vergleichsweise niedrig, was das Vertrauen in die ermittelten Hypozentralparameter stärkt.

Datensatz	Herdzeit (MESZ)	Breite	Länge	Tiefe (NN)
<b>Modell BGR a:</b> alle Stationen im Rheingraben	14:10:51.92 $\pm 0,05$ s	49,200 °N $\pm 0,2$ km	8,123 °E $\pm 0,4$ km	2,9 km $\pm 0,3$ km
<b>Modell BGR b:</b> Alle Stationen im Graben + PEB, IMS	14:10:51.97 $\pm 0,09$ s	49,199 °N $\pm 0,2$ km	8,122 °E $\pm 0,5$ km	2,7 km $\pm 0,3$ km

**Tabelle 4:** Von der BGR bestimmte Hypozentralparameter für a) alle Stationen im Rheingraben und b) für den gleichen Datensatz ergänzt durch die Einsatzzeiten der Stationen PEB und IMS des LGB.

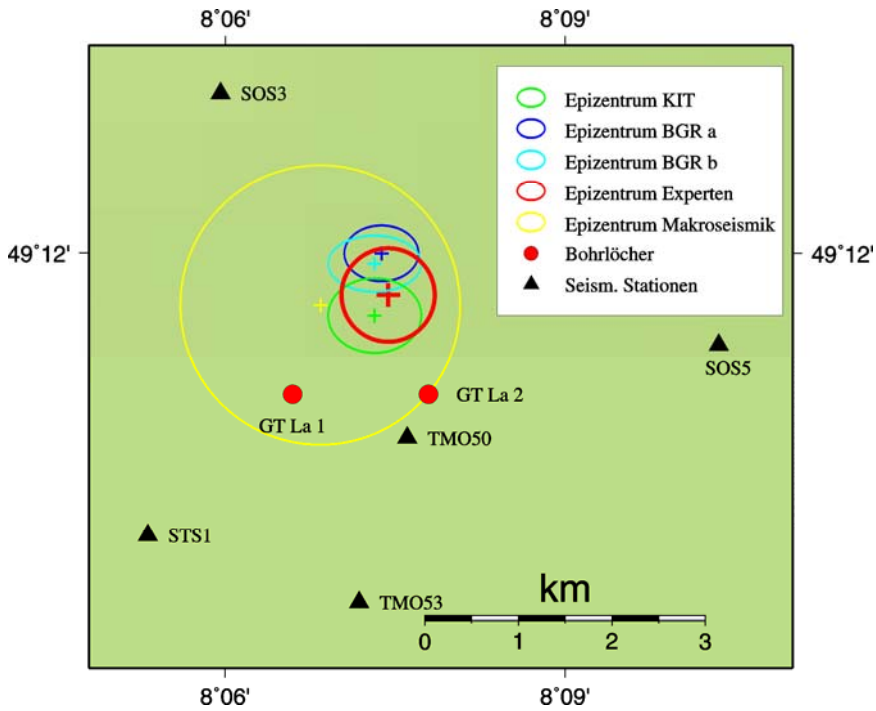
Die Lokalisierungen der BGR wurden mit denen vom KIT verglichen. In der geographischen Länge und Breite sowie in der Herdtiefe weichen die bevorzugten Lokalisierungen nur ca. 0.6 km bzw. in der Herdtiefe nur 0.1 km voneinander ab. Auf einem Treffen der Seismologie-Experten der Expertengruppe am 4. Februar 2010 an der BGR in Hannover wurden die Ergebnisse der einzelnen Autoren noch einmal diskutiert und zu einer abschließenden Lokalisierung zusammengeführt. Das Ergebnis ist in Tabelle 5 angegeben.

Datum	Herdzeit (MESZ)	Breite	Länge	Tiefe (NN)
15. Aug. 2009	14:10:51.92 ±0,05 s	49,196 °N ±0,5 km	8,124 °E ±0,5 km	2,8 km ±0,5 km

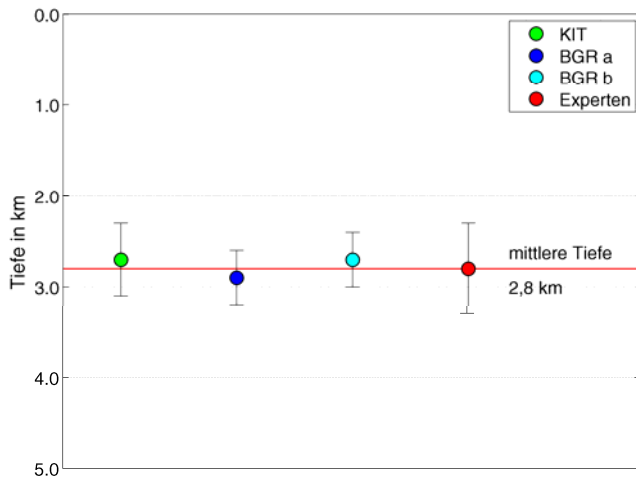
**Tabelle 5:** Abschließend von der Expertengruppe festgelegte Hypozentralparameter für das Erdbeben vom 15. August 2009.

Das so festgelegte Endergebnis der Hypozentralparameter sowie auch die Einzelergebnisse stehen in Diskrepanz zu den Ergebnissen, die von der Firma ASC (Applied Seismology Consultants) im Auftrag der Firmen geo x und BESTEC berechnet wurden. Zunächst wurde das Epizentrum von ASC 2-3 km westlich von Landau in einer Tiefe von 10 km festgelegt. In einer überarbeiteten Hypozentrumsbestimmung kommt das Epizentrum von ASC näher an den Bohrpunkt bei Landau zu liegen und steht damit mit dem der Expertengruppe in Einklang. Die von ASC ermittelte Herdtiefe zeigte jedoch mit einer Tiefe von 4,7 km noch eine Abweichung zu der von der Expertengruppe angegebenen Tiefe von  $2,8 \pm 0,5$  km.

In Abbildung 9 bzw. Abbildung 10 sind die Epizentren und die Herdtiefen dargestellt, die von der BGR und vom KIT ermittelt wurden, zusammen mit den jeweiligen Vertrauensbereichen, wie sie formal aus dem Lokalisierungsprogramm folgen. Es wird deutlich, dass die Epizentren in Länge und Breite weniger als 800 m voneinander differieren (max. 1,2 km unter Berücksichtigung der Vertrauensbereiche). Das Epizentrum liegt damit 1-2 km nördlich der beiden Bohrungen. Die Herdtiefen differieren um 0,3 km (0,9 km unter Berücksichtigung der Vertrauensbereiche) und liegen zwischen 2,7 und 3,0 km Tiefe. Abbildung 11 gibt den RMS-Wert der Residuen in Abhängigkeit der Herdtiefe wieder. Es zeigt sich, dass der RMS-Wert zwischen 2,0 km und 3,3 km am niedrigsten ist und damit diesen Tiefenbereich für das Ereignis festlegt. Weiterhin wird deutlich, dass bei der Inversion das absolute Minimum und nicht fälschlicherweise ein lokales Minimum gefunden wurde.

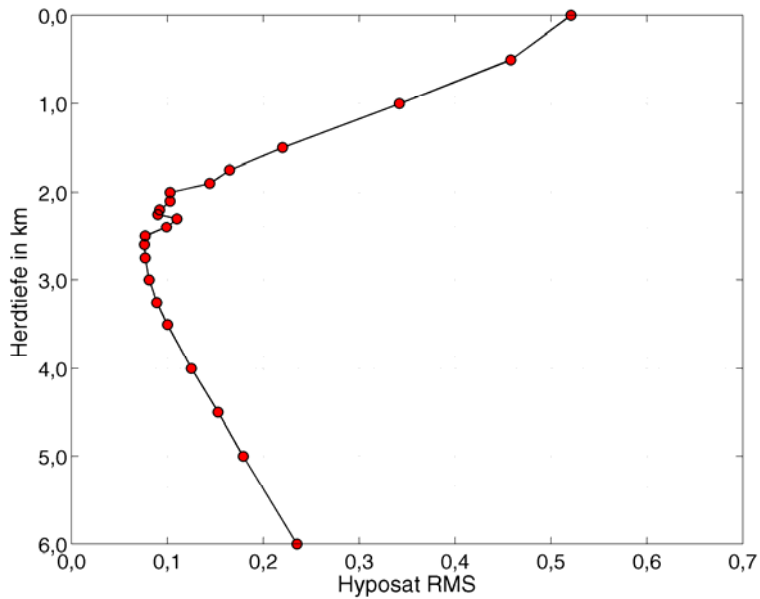


**Abbildung 9:** Geographische Lage der Epizentren, die von KIT und BGR (Eingabedatensätze a und b) berechnet wurden, sowie des Epizentrums, das von der Expertengruppe festgelegt wurde. Ebenfalls angegeben sind die Landepunkte der Bohrungen (rote Kreise) und der nächstgelegenen Stationen (schwarze Dreiecke).

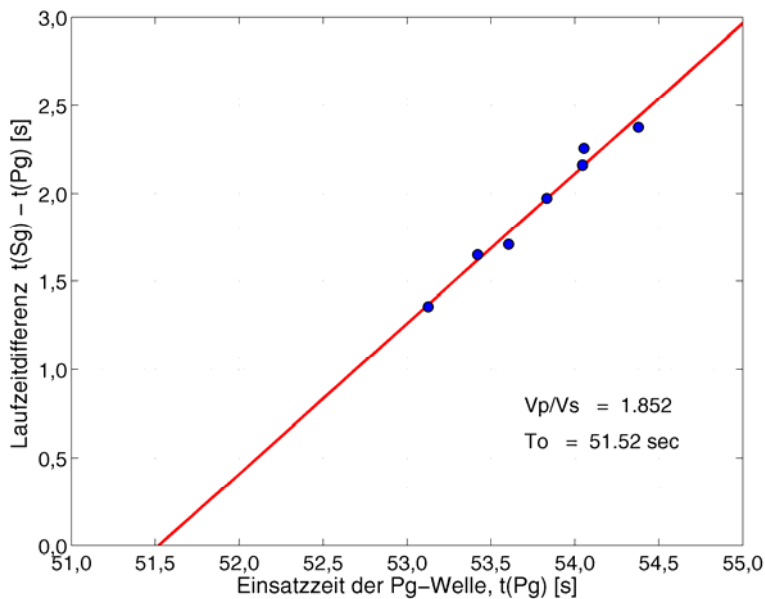


**Abbildung 10:** Herdtiefen berechnet vom KIT (grün) und der BGR (hell- und dunkelblau) sowie die von der Expertengruppe festgelegte Herdtiefe (rot) jeweils mit Vertrauensbereichen.

Außerdem konnte von der BGR aus den ermittelten Laufzeiten der P- und S-Wellen ein sogenanntes Wadati-Diagramm erstellt werden, aus dessen Steigung sich ein  $v_p/v_s$ -Verhältnis von 1.85 ergibt (Abbildung 12). Dieses Verhältnis stimmt gut mit dem gemittelten  $v_p/v_s$ -Verhältnis aus dem von der DMT zur Verfügung gestellten Geschwindigkeits-Tiefen-Modell überein und bestätigt damit die Verwendung desselben.



**Abbildung 11:** Die mit dem Lokalisierungsprogramm HYPOSAT berechneten RMS-Werte in Abhängigkeit der vorgegebenen Herdtiefen (rote Punkte).



**Abbildung 12:** Wadati-Diagramm zur Bestimmung des  $v_p/v_s$  Verhältnisses in der Epizentralregion. Die gemessenen Einsatzzeiten der Pg-Welle (blaue Punkte) an den zum Epizentrum nächstgelegenen Stationen sind in Sekunden nach 14:10 (MESZ) angegeben.

### 3.4 Synthese zur Hypozentrumsbestimmung

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass die Hypozentrums-Untersuchungen der BGR und des KIT zum seismischen Ereignis am 15. August 2009 bei Landau zu folgenden Erkenntnissen und Ergebnissen geführt haben:

- a) Die Datenqualität der seismischen Registrierungen der Stationen um Landau ist für das Ereignis vom 15. August 2009 sehr gut. Die P- und S-Einsatzzeiten können mit großer Genauigkeit bestimmt werden. Eventuelle Abweichungen in den Lokalisierungen unterschiedlicher Autoren können deshalb nicht auf die Ablesegenauigkeit der Einsatzzeiten zurückgeführt werden.
- b) Die Epizentren (unabhängig bestimmt vom KIT und von der BGR) liegen in der Länge und in der Breite weniger als  $\pm 600$  m voneinander entfernt, und zwar ungefähr 1,5 km NNW des Endpunkts der Bohrung GT La2 unter dem Stadtgebiet von Landau.
- c) Die Herdtiefen (unabhängig bestimmt vom KIT und von der BGR) liegen zwischen 2,3 km und 3,3 km Tiefe..
- d) Das Hypozentrum und die Herdzeit werden von der Expertengruppe wie folgt festgelegt:  
Länge:  $8,124^\circ \pm 0,5$  km    Breite:  $49,196^\circ \pm 0,5$  km    Tiefe:  $2,8 \text{ km} \pm 0,5$  km,  
Herdzeit: 14:10:51.92 (MESZ)
- e) Das aus den gemessenen Einsatzzeiten über ein Wadati-Diagramm bestimmte  $v_p/v_s$ -Verhältnis von 1,85 ist ähnlich dem gemittelten  $v_p/v_s$ -Verhältnis des benutzten  $v(z)$ -Modells und bestätigt dieses insofern.

**Zusammenfassung: Das Erdbeben vom 15.08.2009 bei Landau befindet sich den Ergebnissen der Expertengruppe zur Folge in unmittelbarer Nähe der Bohrloch-Landepunkte ( $\leq 2$  km entfernt) und im gleichen Tiefbereich wie das geothermisch genutzte Reservoir.**

## 4 Kraftwerksbetrieb

Vom 5. August 2005 bis 7. Oktober 2005 wurde die erste Bohrung (Förderbohrung) bis in eine Tiefe von 3300 m abgeteuft, die Bohrung wurde dabei bis 33 Grad abgelenkt. Bis zum 22.11.2005 wurden Bohrlochmessungen und hydraulische Test durchgeführt. Die zweite Bohrung GT La2 (Reinjektionsbohrung) wurde vom 22. Januar 2006 bis 15. März 2006 bis in eine Tiefe von 3340 m abgeteuft. Die maximale Ablenkung gegenüber der Vertikalen betrug dabei 25 Grad. Die entsprechenden Bohrloch- und Hydrauliktests wurden am 29. April 2006 abgeschlossen. Der Abstand der beiden Fuß- bzw. Landepunkte beträgt dabei 1462 m. Anschließend erfolgte die Kraftwerksplanung mit folgenden Rahmendaten: Fördermenge 50 -70 l/s bei einer Thermalwassertemperatur von 155-160 °C. Die thermische Gesamtleistung beträgt dabei 33 MW, die elektrische Leistung Pmax 4 MW und die erzeugte Wärme maximal 6 MW bei einem finanziellen Gesamtaufwand von 22 Mill. € Der Auftrag zum Kraftwerksbau wurde am 13. Juli 2006 an die Firma ORMAT vergeben, der Baubeginn startete am 29. Mai 2007. Der Start des Probebetriebs begann am 21. November 2007 um 11:12 Uhr MEZ. In den ersten anderthalb Jahren fanden insgesamt 52 Abschaltungen statt.

Am 15. August 2009 um 12:12 Uhr MESZ täuschte ein defekter Ölfühler einen Ölmenge in der OCR-Anlage vor. Die Folge war ein selbständiges Abschalten des Kraftwerkes verbunden mit einer Alarmierung des Bereitschaftsdienstes. Der Injektionsdruck an der Bohrung GT La2 sank von 51 bar um 12:12 auf 25 bar um 12:30 Uhr MESZ und auf ca. 8 bar um 14 Uhr MESZ. Der Produktionsdruck sank von 23 bar um 12:12 Uhr MESZ auf ebenfalls 8 bar ab. Um 14:11 Uhr MESZ kam es dann zu dem Erdbeben der Magnitude 2,7. Die Produktion wurde um 16:07 Uhr MESZ wieder vollständig aufgenommen, die Injektion 10 Minuten später. Das Kraftwerk selbst ging um 16:22 Uhr MESZ wieder ans Netz. Der Injektionsdruck betrug um 18 Uhr MESZ 48 bar. Der beobachtete Druckaufbau nach einem kurzen Einschluss benötigt über einen Tag, um sein altes Druckniveau zu erreichen. Die Produktions- und Injektionsfließraten dagegen betrugen vor und nach dem Stillstand weiterhin ca. 70 l/s.

## **5 Maßnahmen des Landesamtes für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz**

Durch den Betreiber wurde zu Überwachungszwecken ein seismisches Beobachtungsnetz im Umfeld der Bohrungen installiert. Seit Juli 2009 wurde von der Universität Karlsruhe auf Initiative des LGB Rheinland-Pfalz zusätzlich ein seismisches Messnetz betrieben. Dieses System wurde zwar im Zusammenhang mit den geplanten Stimulationsmaßnahmen am Standort Insheim installiert, um dem Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz eine präzisere Lokalisation der zu erwartenden Erschütterungen bei Insheim zu ermöglichen, konnte aber durch die Inbetriebnahme vor dem Erdbeben vom 15. August 2009 auch für die Bestimmung der Hypozentralparameter des Erdbebens bei Landau herangezogen werden. Die Registrierungen der beiden Netzwerke wurden zusammengeführt und einheitlich ausgewertet. Zusätzlich wurde aus den von den Experten vorgeschlagenen VSP-Messungen ein abgestimmtes Geschwindigkeitsmodell des Untergrundes abgeleitet. Hierdurch konnten die Erdbeben genau lokalisiert werden und eindeutig in der Nähe der Bohrungen lokalisiert werden..

Nach dem ersten spürbaren Erdstoss am 15. August 2009 hat das Umweltministerium Rheinland-Pfalz eine Expertengruppe zur Untersuchung der Ereignisse vom 15. August 2009 ins Leben gerufen. Am 15. September 2009 wurde dann das Kraftwerk vom Netz genommen. In der Folge verlangte die Zulassungsbehörde von der geo x GmbH die Erfüllung mehrerer zusätzlicher Auflagen für die Verlängerung der Ende September 2009 auslaufenden Genehmigung des Probebetriebes.

Nach Erfüllung der Auflagen (1. Begrenzung des Reinjektionsdrucks, 2. Installation eines Immissionsmessnetzes, 3. Erhöhung der Sicherheitsleistung) durch die geo x GmbH erteilte die zuständige Behörde (Abt. Bergbau im LGB) die Genehmigung zum Wiederaufstart des Kraftwerksbetriebes im Rahmen einer Verlängerung des Probebetriebes (Dezember 2009).

Die Beobachtungsnetze (seismologisches Netz und Immissionsnetz) wurden inzwischen erweitert und die Ausfallzeiten einzelner Stationen reduziert. Allerdings sollten zwei weitere moderne Bohrlochmessstationen im näheren Umfeld des Kraftwerkes installiert werden. Dann könnten auch die schwächeren Beben lückenlos aufgezeichnet werden, um so statistisch gesicherte Erkenntnisse über die Auftretenswahrscheinlichkeit von spürbaren Beben zu gewinnen und unstrittige Lokalisierungen durchführen zu können.



## 6 Seismologische Bewertung und mögliche Ursachen des Ereignisses

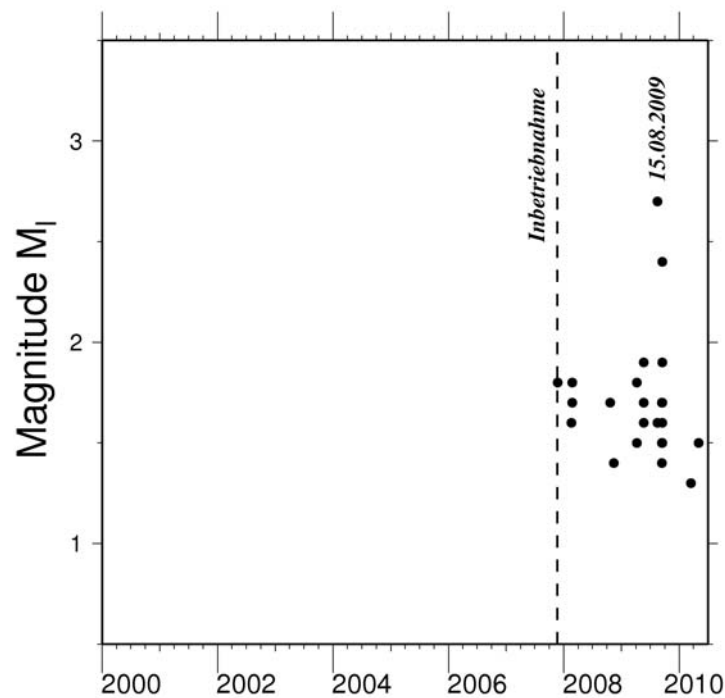
### 6.1 Wurde das Erdbeben vom 15.08.2009 durch geothermische Energiegewinnung verursacht?

Das Erdbeben vom 15.08.2009 fällt räumlich in die Nähe des Geothermiekraftwerks Landau, wobei sich das Hypozentrum (der Ort des Erdbebenherdes) weniger als 2 km von den Landepunkten der Bohrungen entfernt befindet. Des Weiteren liegt die Herdtiefe im Rahmen der seismologischen Lokalisierungsgenauigkeit in derselben Tiefe wie das geothermische Reservoir, aus welchem das heiße Fluid gefördert wird bzw. in welches reinjiziert wird. Dies kann nicht ohne weiteres als sicherer Beweis gewertet werden, dass das Erdbeben durch die geothermische Energiegewinnung verursacht wurde. Da im Oberrheingraben natürliche Erdbeben auftreten und auch flache natürliche Erdbeben bekannt sind, könnte das Erdbeben vom 15.08.2009 auch zufällig in der Nähe des Geothermiekraftwerks liegen und ein natürlich verursachtes Erdbeben sein. Des Weiteren wurde und wird in der Umgebung von Landau oberhalb von 2.000 m Tiefe Erdöl gefördert, was ebenfalls induzierte Erdbeben verursachen könnte. Zur Beantwortung der Frage, ob das Erdbeben vom 15.08.2009 durch die geothermische Anlage in Landau verursacht wurde, müssen daher statistische Methoden verwendet werden, die die Seismizität in ihrer Gesamtheit analysieren.

Abbildung 13 zeigt die in einem Bereich um Landau aufgetretene Seismizität im Zeitintervall 01.01.2000 – 30.06.2010. Hierbei wurden die herkömmlichen, routinemäßig durchgeführten Erdbebenauswertungen der staatlichen seismologischen Observatorien (LED-BW, LER-RP, BGR) betrachtet, wobei der ausgeschnittene Bereich um Landau die geografischen Breiten von  $49.17^\circ$  bis  $49.22^\circ$  und die geografischen Längen von  $8.05^\circ$  bis  $8.17^\circ$  umfasst. Der Bereich um Insheim und die dort durch hydraulische Stimulationen verursachten Erdbeben wurden hierbei also nicht eingeschlossen. Man erkennt, dass im betrachteten Untergrundvolumen um Landau zwischen dem 01.01.2000 und der Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks Landau am 21.11.2007 von den staatlichen Observatorien weder natürliche Seismizität noch durch Erdölförderung induzierte Seismizität beobachtet wurde. Zwischen dem 21.11.2007 und dem 30.06.2010 wurden von den Observatorien insgesamt 25 Erdbeben mit Lokalmagnituden  $M_L$  zwischen 1,3 und 2,7 um Landau gemeldet. Die meisten dieser Erdbeben lagen unterhalb der menschlichen Wahrnehmungsgrenze und konnten nur mit empfindlichen Messinstrumenten nachgewiesen werden. Das verwendete Stationsnetz der staatlichen seismologischen Observatorien hat sich im gezeigten Zeitraum im weiteren Bereich um Landau nicht wesentlich verändert. Als Reaktion auf die Erdbebentätigkeit bei Landau wurde von der BGR in Zusammenarbeit mit dem Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz ein Echtzeitstation in Landau installiert, die ab 25.09.2009 die Detektionsschwelle für die Ereignisse in Landau leicht ernied-

rigt hat. Die statistische Betrachtung der gesamten Seismizität ergibt eine extrem geringe Wahrscheinlichkeit, dass diese 25 Erdbeben alle tektonischen Ursprungs sind, sich dabei zufällig in der Nähe des Geothermiekraftwerks ereigneten und zufällig nach Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks auftraten.

**Zusammenfassung:** Die Expertengruppe ist der Meinung, dass ein kausaler Zusammenhang zwischen der Seismizität seit November 2007 im Bereich um Landau, die auch das Erdbeben vom 15.08.2009 beinhaltet, und der geothermischen Energiegewinnung in Landau sehr wahrscheinlich ist, da sowohl ein enger räumlicher als auch ein zeitlicher Zusammenhang gegeben ist.



**Abbildung 13:** Von den staatlichen Erdbebenobservatorien in Deutschland beobachtete Seismizität im Bereich um Landau für den Zeitraum 01.01.2000 – 30.06.2010. Für jedes Erdbeben markiert die Lage eines schwarzen Punkts den Zeitpunkt des Auftretens und die dazugehörige Lokalmagnitude  $M_L$  als Maß für die Stärke. Der Zeitpunkt der Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks Landau am 21.11.2007 ist als gestrichelte Linie markiert. Das stärkste der dargestellten Erdbeben trat am 15.08.2009 auf.

## 6.2 Standardmodell zur Ursache fluid-induzierter Erdbeben

Bereits seit den 1960er Jahren ist bekannt, dass Änderungen im Druck des Porenwassers Erdbeben auslösen können (z.B. Healy und andere, 1968). Man spricht in diesem Fall von „fluid-induzierten“ Erdbeben. Hierbei bedeutet die Vorsilbe „fluid“, dass Flüssigkeiten eine Rolle spielen, während induziert bedeutet, dass die Erdbeben durch menschliche Aktivitäten hervorgerufen wurden. Neben Änderungen im Porendruck (fluid-induziert) können Erdbeben auch durch Auflaständerungen (z.B. durch Bergbau) hervorgerufen werden. Fluid-induzierte Erdbeben sind insbesondere bei der Verpressung flüssiger Abfälle im tiefen Untergrund bekannt. Das größte Erdbeben, das nach derzeitigem Wissensstand auf diese Art menschlich verursacht wurde, fand am 9.8.1967 in der Nähe von Denver (USA) statt und hatte eine Magnitude von ca.  $M=5,5$ . Hierbei wurden insgesamt 620 Millionen Liter Flüssigkeit verpresst, wobei die mittlere Verpressungsrate 8 l/s und der maximale Bohrlochkopfdruck 72 bar betragen (z.B. Nicholson und Wesson, 1990). Im Gegensatz zur tiefen Geothermie wird bei der Verpressung flüssiger Abfälle keine Flüssigkeit aus dem Untergrund entnommen sondern ausschließlich injiziert. Ein weiteres Feld, bei dem Porendruckänderungen induzierte Seismizität verursachen können, ist das Befüllen von Wasserreservoirien hinter großen Staudämmen. Das größte allgemein anerkannte, durch Staudämme induzierte Erdbeben trat am 10.12.1967 in der Nähe des Koyana-Reservoir in Indien auf (z.B. Gupta und andere, 1969). Bei Staudämmen treten zusätzlich zur Porendruckänderung auch Änderung der Spannung durch Auflast auf.

Die tiefe Geothermie schließlich ist ein weiteres Beispiel, bei dem bekannt ist, dass Erdbeben durch Porendruckänderungen verursacht werden können. Hierbei ist zwischen den sogenannten hydraulischen Stimulationen und dem Dauerbetrieb des geothermischen Kraftwerks zu unterscheiden. Wenn die Durchlässigkeit des Untergrundes nicht ausreicht, um ein geothermisches Kraftwerk zu betreiben, wird mit hohem Druck Wasser in das Bohrloch verpresst. Dieser Vorgang wird als hydraulische Stimulation oder als Wasser-Frac-Verfahren bezeichnet. Hierdurch werden neue Risse im Untergrund erzeugt oder bestehende aufgeweitet. Diese Rissbildungen, die in vielen Fällen erforderlich sind um ein geothermisches Reservoir zu erzeugen, entsprechen aus geophysikalischer Sicht kleinen Erdbeben. Im Dauerbetrieb des Kraftwerks wird im Allgemeinen aus einem Bohrloch heißes Wasser entnommen. Nach der Nutzung zur Energiegewinnung oder zum Heizen wird das abgekühlte Wasser in einem zweiten Bohrloch anschließend wieder in den Untergrund verbracht. Auch im Dauerbetrieb können Erdbeben verursacht werden. Die Erdbeben-tätigkeit bei Fluidinjektionen in tiefe Gesteinsschichten oder bei tiefer Geothermie hängt im Detail von verschiedenen Parametern wie z.B. der tektonischen Situation, dem Spannungsfeld, dem Druck und den Fließraten ab. Die beobachteten Erdbeben-tätigkeiten in den oben genannten Beispielen können deshalb nicht ohne weiteres auf das Geothermiekraftwerk Landau übertragen werden. Die prinzipielle Ursache der fluid-induzierten

Seismizität ist jedoch in allen Fällen vergleichbar und lässt sich durch das folgende Standardmodell erklären:

Das Gestein der Erdkruste ist nach derzeitigem Wissensstand überall auf der Welt gespannt. Diese Spannungen werden durch tektonische Kräfte verursacht. Übersteigt die Scherspannung im Untergrund einen kritischen Wert  $\tau_{crit}$  kommt es zu einem Scherbruch, der unabhängig von der Größe der Bruchfläche als „Erdbeben“ bezeichnet wird. Diese kritische Scherspannung wird auch als Scherfestigkeit bezeichnet. Hierbei treten Brüche insbesondere an bereits vorhandenen Schwächezonen der Erdkruste auf. Nach dem Mohr-Coulomb-Bruchkriterium kann die kritische Scherspannung  $\tau_{crit}$ , bei der es zu Erdbeben kommt, durch die folgende Gleichung abgeschätzt werden:

$$\tau_{crit} = \mu(\sigma_n - P_f) + \tau_{crit}^0.$$

Hierbei sind  $\mu$  der Reibungskoeffizient,  $\sigma_n$  die Normalspannung, die senkrecht auf der potenziellen Bruchfläche liegt,  $P_f$  der Druck des Porenwassers und  $\tau_{crit}^0$  die kritische Scherspannung bei einer Normalspannung von 0, die auch als Kohäsion bezeichnet wird. Das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium besagt, dass eine Spannung, die senkrecht auf der möglichen Bruchfläche liegt, dem möglichen Bruchprozess durch verstärkte Reibung entgegenwirkt. Je höher die Normalspannung  $\sigma_n$  ist desto höher muss die kritische Scherspannung  $\tau_{crit}$  sein, damit es zum Scherbruch entlang einer Schwächezone kommt. Der Porenwasserdruck  $P_f$  wirkt dieser Normalspannung  $\sigma_n$  entgegen. Durch eine Erhöhung des Porendrucks wird die Reibung herabgesetzt und die kritische Scherspannung  $\tau_{crit}$  sinkt.

**Zusammenfassung: Die nach derzeitigem Stand der Wissenschaft anerkannte Theorie zur Ursache fluid-induzierter Erdbeben besagt, dass durch die Injektion von Wasser in tiefe Gesteinsschichten der Porenwasserdruck erhöht werden kann. Hierdurch wird die Scherfestigkeit auf präexistenten Scher-/Bruchflächen herabgesetzt. Wenn die Spannung im Gestein nun schon vorher nahe der Scherfestigkeit lag, kann dieses Herabsetzen dazu führen, dass die Scherspannung im Untergrund die Scherfestigkeit überschreitet und somit ein Erdbeben ausgelöst wird. Bei diesem Vorgang werden bereits im Untergrund vorhandene tektonische Spannungen abgebaut.**

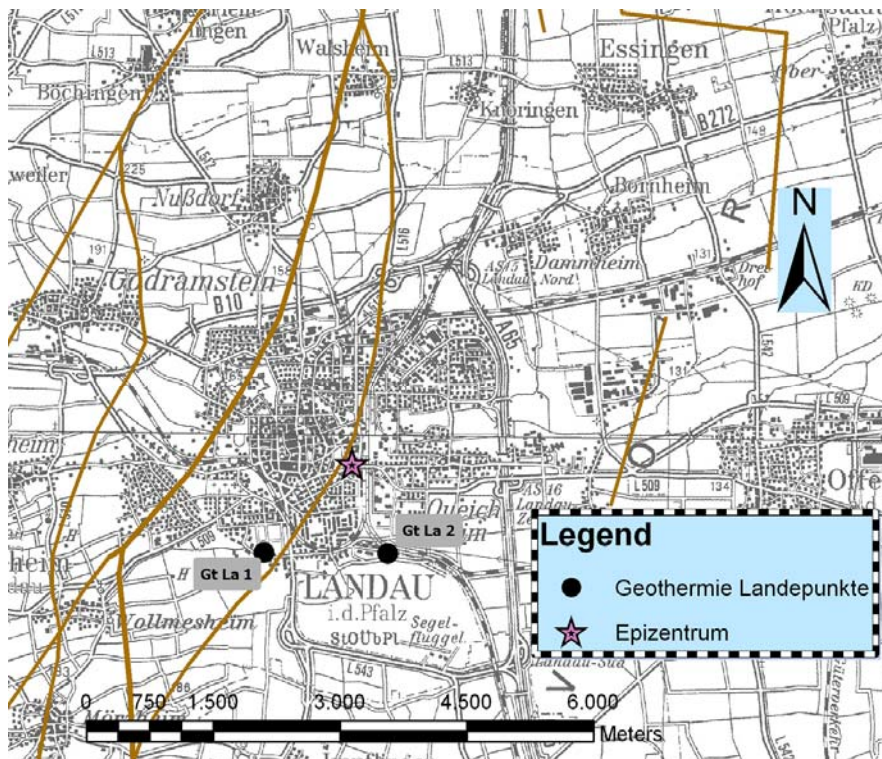
Die Erdbeben­tätigkeit hängt somit entscheidend auch von den hydraulischen Parametern im Gesteinskörper ab, die durch den Kraftwerksbetrieb beeinflusst werden. Weltweite Studien zur geothermischen Energiegewinnung, zur Verpressung flüssiger Abfälle im Untergrund sowie zur hydraulischen Stimulation von Kohlenwasserstoffreservoirien haben gezeigt, dass bei reduziertem Flüssigkeitsdruck und bei reduzierter Fließrate auch

eine geringe Seismizität zu erwarten ist. Aus diesem Grund empfiehlt die Expertengruppe eine fortlaufende seismologische Beobachtung. Bei zu starker Seismizität sollten der Fluiddruck und die Fließrate reduziert werden. Nach derzeitigem Wissensstand breitet sich injiziertes Wasser durch einen Diffusionsprozess entlang von existierenden Porenräumen und Klüftzonen im Untergrund aus. Nach einer Änderung der hydraulischen Betriebsparameter stellen sich die neuen Spannungsverhältnisse im Untergrund erst langsam ein, so dass eine Änderung der Seismizität deshalb erst deutlich später zu erwarten ist. Die Fluidverpressung in Denver wurde z.B. im Februar 1966 wegen der Erdbebentätigkeit gestoppt, aber im Jahr 1967 traten immer noch drei Erdbeben mit einer Magnitude über 5 auf. Hiervon fand ein Erdbeben im April 1967, eins im August 1967 und eins im November 1967 statt. Erst danach nahm die Seismizität ab (Nicholson & Wesson, 1990). Die Beobachtung, dass größere Ereignisse auch in der Shut-in Periode auftreten können, wurde in der Geothermie erstmals in Soultz-sous-Forêt deutlich. Spürbare Ereignisse traten dort bei den hydraulischen Stimulationen der Bohrung GPK2 (einen Tag nach einer abschließenden Testinjektion) und der Bohrung GPK3 wenige Tage nach der Einschlussphase auf (z.B. Dorbarth und andere, 2009). In Basel wurde eine hydraulische Stimulation am 8. Dezember 2006 wegen zu hoher Erdbebentätigkeit gestoppt. Dennoch traten am 6. Januar 2007, am 16. Januar 2007 und am 2. Februar 2007 jeweils noch ein Erdbeben mit einer Magnitude größer als 3 auf (Baisch und andere, 2009). Diese zeitliche Verzögerung zwischen der Beendigung der Fluidverpressung und dem Ende der Erdbebentätigkeit steht im Gegensatz zu den Erfahrungen im Kohlebergbau, wo die (nicht durch Fluide) induzierte Seismizität bei einem Förderstopp noch am selben Tag zurückgeht. Die Verzögerungszeit hängt unter anderem von der Permeabilität des Untergrundes ab und kann nach den bisherigen Erfahrungen von einigen Tagen bis zu Monaten, im Extrembeispiel Denver sogar fast zwei Jahre, dauern.

**Zusammenfassung: Unerwünscht hohe Seismizität lässt sich nach derzeitigem Wissensstand durch Reduktion der Fluidfließrate und des Fluiddruckes verringern. Die langsame Fluidausbreitung im Untergrund führt jedoch zu einer zeitlichen Verzögerung zwischen der Änderung der hydraulischen Parameter einer Geothermieanlage und der daraus folgenden Änderung der Erdbebentätigkeit. Tritt nun eine unerwünscht hohe Erdbebentätigkeit auf, kann der Prozess nicht sofort sondern nur zeitlich verzögert verringert werden.**

### 6.3 Besondere Verhältnisse der tiefen Geothermie in Landau

Die geothermischen Bohrungen GtLa1 und GtLa2 des Geothermiekraftwerkes Landau zielen auf tektonische Störungszone, die einerseits eine gewünschte hohe Permeabilität für das heiße Wasser erwarten lassen, andererseits aber auch ein Potential für eine bruchhafte Bewegung beinhalten können (Abbildung 14). Es handelt sich in Landau um ein natürliches (offenes) hydrothermales System, bei dem die genauen Fließwege des genutzten Wassers im Untergrund unbekannt sind. Die Förderbohrung und die Reinjektionsbohrung liegen in einem Gebiet mit Hauptverwerfungszone, die entlang des Rheingrabens hauptsächlich in nordsüdlicher Richtung verlaufen (Abbildung 14). Hieraus könnte man vermuten, dass ein Großteil des injizierten Wassers von der Reinjektionsbohrung GtLa2 in Klüften entlang einer Störungszone Richtung Norden und Süden fließt und schwer zur Förderbohrung GtLa1 gelangt.



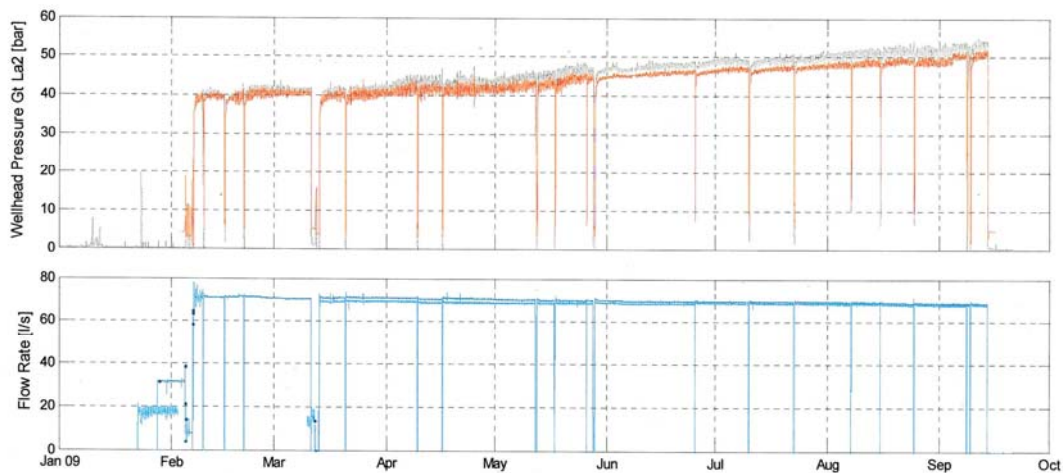
**Abbildung 14:** Hauptverwerfungszone im Bereich Landau, Landepunkte der Förderbohrung GtLa1 und der Reinjektionsbohrung GtLa2 sowie die Lage des Epizentrums des Erdbebens vom 15. August 2009 (Quelle: LGB Rheinland-Pfalz).

Vom Betreiber wurden in Zusammenarbeit mit der Universität Göttingen sogenannte Tracer-Untersuchungen durchgeführt. Es wurden am 01.05.2007 während der Testzirkulation 50 kg 1.5 Naphthalinsulfonat in 650 Liter Frischwasser gelöst und als Markie-

rungssubstanz (Tracer) injiziert. Eine Tracer-Antwort wurde nach 650 Tagen an der Produktionsbohrung nachgewiesen, was beweist, dass die beiden Bohrungen im Untergrund auch tatsächlich verbunden sind. Aus der langen Durchbruchzeit des Tracers ergibt sich jedoch die Frage, ob eine ausreichende Zirkulation im Untergrund stattfindet oder ob ein Druckaufbau im Untergrund hervorgerufen wird. Diese Frage konnte von der Expertenrunde nicht abschließend geklärt werden.

Abbildung 15 zeigt, dass der Reinjektionsdruck vor dem Erdbeben am 15.08.2009 über mehrere Monate hinweg bei einer stabilen Fließrate von ca. 70 l/s um ca. 10 bar von 40 bar auf 50 bar zugenommen hat. Dies könnte dafür sprechen, dass sich der Reservoirdruck erhöht hat. Als weiterer möglicher Grund für die beobachtete Druckzunahme kommen aber auch die festgestellten Schwerspatablagerungen im kalten Bereich der Leitungen des Kraftwerks in Frage, die sich wahrscheinlich auch in den Untergrund fortsetzen. Ähnliche Ablagerungsprobleme wurden auch an anderen Kraftwerken beobachtet.

In der Expertenrunde wurde darüber hinaus auch diskutiert, ob das plötzliche Abschalten des Kraftwerks am 15.08.2009 zum Erdbeben geführt haben könnte. Dagegen spricht, dass zuvor viele andere Abschaltungen (52) zu keinem fühlbaren Erdbeben geführt haben. Grundsätzlich sind Erdbeben auf Grund der langsamen Ausbreitung des Porenfluids auch dann möglich, wenn die Anlage bereits abgeschaltet ist.



**Abbildung 15:** Bohrlochkopfdruck in der Reinjektionsbohrung GtLa2 (oben) und Fließrate (unten) als Funktion der Zeit für den Zeitraum Januar 2009 bis September 2009 (Quelle: geo x).

## **7 Empfehlungen der Expertengruppe**

Nach derzeitigem Kenntnisstand der Wissenschaft ist eine Erdbebenvorhersage nicht möglich. Dies bedeutet, dass keine ausreichenden geophysikalischen Modelle und Daten vorliegen, die es erlauben, exakt vorauszuberechnen, wann an einem bestimmten Ort ein Erdbeben mit einer bestimmten Magnitude auftritt. Diese Aussage trifft sowohl auf die natürlicherweise im Oberrheingraben vorkommenden tektonischen Erdbeben als auch auf die durch tiefe Geothermie verursachten Erdbeben zu. Um die seismische Gefährdung an einem Standort abzuschätzen wird deshalb üblicherweise eine probabilistische (wahrscheinlichkeitstheoretische) seismische Gefährdungsanalyse durchgeführt. Hierbei wird die über einen langen Zeitraum in der Vergangenheit beobachtete Seismizität verwendet, um die Wahrscheinlichkeit zukünftiger Erdbeben einzuschätzen. Auf diese Weise kann die Wahrscheinlichkeit berechnet werden, mit der ein Erdbeben während eines längeren zukünftigen Zeitraums auftritt. Letztendlich ist hier sowohl eine Quantifizierung der seismischen Gefährdung durch induzierte Erdbeben als auch durch natürliche Erdbeben als Vergleichsbasis durchzuführen. Bei der seismischen Gefährdungsanalyse werden gewisse statistische Gesetzmäßigkeiten über die Auftretenswahrscheinlichkeit von Erdbeben ausgenutzt. Das so genannte Gutenberg-Richter-Gesetz verbindet die Auftretenswahrscheinlichkeit nicht spürbarer Mikroerdbeben mit der Auftretenswahrscheinlichkeit stärkerer Erdbeben. Ein Beispiel für eine solche mögliche Beziehung wäre die Folgende (hypothetisches Beispiel, keine Berechnung): „Auf jedes Erdbeben der Magnitude 3 fallen 10 Erdbeben der Magnitude 2, 100 Erdbeben der Magnitude 1, usw.“. Mit Hilfe dieses Gutenberg-Richter-Gesetzes lässt sich also an Hand der bereits beobachteten Mikroerdbeben die Wahrscheinlichkeit für das zukünftige Auftreten stärkerer Erdbeben abschätzen.

In den folgenden Abschnitten ist die von der Expertengruppe empfohlene Vorgehensweise bei der Abschätzung des mit dem Geothermiekraftwerk verbundenen seismischen Risikos am Standort Landau erläutert.

### **7.1 Mikroseismische Beobachtungsnetze**

Die Hypozentrumsbestimmung für das Erdbeben vom 15. Aug. 2009 hat gezeigt, dass die vorhandenen Vorgehensweisen und die vom Betreiber zu diesem Zeitpunkt eingesetzten instrumentellen Messeinrichtungen in Anzahl und Auslegung unzureichend waren, um die Bevölkerung und die politischen Entscheidungsträger schnell und präzise zu informieren. Um unnötige Diskussionen über unzulängliche Bestimmungen der Lage des Erdbebenherdes zu vermeiden, sollte Sorge getragen werden, dass in Zukunft eine entsprechende seismologische Infrastruktur zur Verfügung steht. Darüber hinaus sollten auch die schwächeren Erdbeben lückenlos aufgezeichnet werden, um statistisch gesicherte Er-



kenntnisse über die Auftretenswahrscheinlichkeit spürbarer Beben zu gewinnen (z.B. Gutenberg-Richter).

**Empfehlung: Die Expertengruppe empfiehlt, Beobachtungsnetze (seismologisches Netz und Immissionsnetz) so auszulegen, dass innerhalb des Reservoirs Ereignisse deutlich unterhalb der Spürbarkeitsgrenze vollständig aufgezeichnet werden können. Die Genauigkeit bei der Bestimmung der Hypozentren sollte so hoch liegen, dass im Zweifelsfall ein möglicher Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung hergestellt bzw. ausgeschlossen werden kann.**

Eine qualifizierte seismologische Analyse benötigt mehr Messstellen als ein einzelner Betreiber sinnvoll einrichten kann. Für manche Untersuchungsmethoden (z.B. Herdflächenlösungen) müssen auch Seismogramme ausgewertet werden, die nicht auf dem Konzessionsgelände erhoben werden können, sondern in größerer Entfernung gemessen werden müssen.

**Empfehlung: Die Expertengruppe empfiehlt, dass die Betreiber angehalten werden, die kontinuierlichen seismologischen Wellenformdaten in Echtzeit in ein gemeinsames Datenzentrum einfließen zu lassen sowie vereinheitlichte und abgestimmte seismologische Datenformate zu verwenden.**

Als Vorbild hierzu könnte das Deutsche Seismologische Regionalnetz (GRSN, German Regional Seismic Network) dienen. Alle gewonnenen seismologischen Daten können dann gemeinsam durch verschiedene Betreiber und auch durch die staatlichen Erdbebedienste genutzt werden. Durch eine Echtzeitübertragung ist neben der schnellen Auswertung und Information auch eine ständige Kontrolle der Funktionsfähigkeit der Aufnahmesysteme sowie der Datenqualität gewährleistet. Entsprechende Gespräche hierzu wurden bei einem Treffen auf Einladung des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) am 12.08.2010 in Mainz bereits geführt.

**Empfehlung: Um eine zusätzliche qualifizierte Auswertung der seismologischen Messungen der Betreiber durch einen unabhängigen Dritten zu gewährleisten, sollten dem Landeserdbebedienst Rheinland-Pfalz die Wellenformdaten in Echtzeit zur Verfügung gestellt werden.**

## **7.2 Seismische Gefährdungsanalyse für den Standort Landau**

Neben der Eingangs genannten seismischen Gefährdung auf Grund natürlicher Erdbeben sollte für den Standort Landau die Berechnung der seismischen Gefährdung auf Grund induzierter Erdbeben mit einer probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse durch-

geführt werden. Das typische Ergebnis einer solchen Berechnung könnte folgendermaßen aussehen (hypothetisches Beispiel, keine Berechnung): „Die Überschreitenswahrscheinlichkeit einer maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit von  $PGV = 3 \text{ mm/s}$  innerhalb der nächsten 30 Jahren bei konstanten hydraulischen Parametern der Geothermieanlage beträgt 10%, während die Überschreitenswahrscheinlichkeit einer maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit von  $PGV = 30 \text{ mm/s}$  bei 1% liegt“.

**Empfehlung: Die Expertengruppe empfiehlt, die Berechnung der Überschreitenswahrscheinlichkeit als Funktion der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit (seismische Gefährdungskurve) innerhalb der angenommenen Laufzeit der Geothermieanlage (z.B. 30 Jahre) als Maß für die seismische Gefährdung durchzuführen.**

Notwendige Schritte zur Berechnung sind die Bestimmung einer Abklingrelation der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit ( $PGV$ , peak ground velocity) mit der Entfernung vom Erdbebenherd für induzierte (und somit flache) Erdbeben. Hierbei muss auch die Variabilität (aleatorische Unsicherheit) berücksichtigt werden, die sich aus dem unvollständigen Wissen zu zukünftigen Erdbebenherdmechanismen, lokalen Standorteffekten, größtenteils unbekannter dreidimensionaler Untergrundstruktur und anderen unbekanntem Faktoren ergibt. Das Seismizitätsmodell sollte an Hand der bereits aufgetretenen induzierten Seismizität und mit Hilfe des Gutenberg-Richter-Gesetzes bestimmt werden. Ob bei großen Magnituden Abweichungen vom Gutenberg-Richter-Gesetz zu erwarten sind, ist zur Zeit noch Gegenstand aktueller Forschung. Daher ist die seismische Gefährdung für verschiedene Modellannahmen zur Maximalmagnitude jeweils alternativ zu berechnen. Als konservative Abschätzung ist die Gutenberg-Richter-Relation bei großen Magnituden durch eine Maximalmagnitude zu begrenzen, die dem größtmöglichen Erdbeben im Oberrheingraben entspricht. Als alternative Abschätzung ist die Gutenberg-Richter-Relation bei großen Magnituden durch eine Maximalmagnitude zu begrenzen, die sich aus der Reservoirgröße ergibt. Die Abschätzung der Reservoirgröße ist zu belegen (z.B. Relativlokalisationen der Mikroerdbeben zur Abschätzung der Größe der seismisch aktiven Region). Neben der Gefährdungskurve (Überschreitenswahrscheinlichkeit als Funktion der Bodenschwinggeschwindigkeit) für den am stärksten gefährdeten Standort sollte die zu erwartende Bodenschwinggeschwindigkeit (z.B. bei einer Überschreitenswahrscheinlichkeit von 10% in 30 Jahren) auch auf einer Gefährdungskarte flächenhaft berechnet werden.

Bei hoher seismischer Gefährdung ist zusätzlich eine Abschätzung der Anzahl der gefährdeten Gebäude in der Stadt vorzunehmen, um das Risiko möglicher Schäden zu bestimmen ( $\text{Risiko} = \text{Gefährdung} * \text{Verletzlichkeit}$ ). Des Weiteren empfiehlt die Expertengruppe in diesem Fall auch eine Simulation (Szenario) der Auswirkungen des angenommenen Maximalbebens an der Erdoberfläche innerhalb des deterministischen Ansatzes durchzuführen, wobei die Maximalmagnitude aus der Reservoirgröße zu ermitteln ist.

Nachdem die seismische Gefährdung für die angenommenen hydraulischen Betriebsparameter berechnet wurde, sollte die Änderung der seismischen Gefährdung bei einer Änderung der hydraulischen Betriebsparametern abgeschätzt werden.

### 7.3 Numerische Modellierung

Eine wichtige Annahme bei der Berechnung der seismischen Gefährdung mit bekannten Standardmethoden der Ingenieurseismologie ist, dass die verursachenden Kräfte zeitlich konstant sind. Die über einen langen Zeitraum in der Vergangenheit beobachtete Seismizität wird verwendet, um die Wahrscheinlichkeit zukünftiger Erdbeben einzuschätzen. Im Fall induzierter Erdbeben ist jedoch die verursachende Kraft die menschliche Aktivität, die eine Zeitabhängigkeit ins Spiel bringen kann. Spannungsänderungen im Untergrund sind insbesondere zu Beginn des Kraftwerkbetriebs zu erwarten. Wenn die Reinjektionsbohrung und die Förderbohrung im Untergrund ausreichend verbunden sind, sollte sich nach einer gewissen Zeit ein neuer Gleichgewichtszustand einstellen, in dem keine weiteren Spannungsänderungen mehr auftreten.

**Empfehlung: Um das Problem der möglichen Zeitabhängigkeit der seismischen Gefährdung zu lösen, empfiehlt die Expertengruppe, numerische Reservoirmodellierungen durchzuführen. Hierbei sollte die durch das Geothermiereservoir verursachte hydraulische Druckausbreitung, die thermische Kontraktion und die daraus resultierenden Spannungsänderungen im Untergrund abgeschätzt werden.**

Voraussetzung hierzu ist die Erstellung eines detaillierten geologischen Modells des geothermischen Reservoirs und seiner Umgebung inklusive der Störungzonen. Es sollte abgeschätzt werden, nach welchem Zeitraum ein Gleichgewichtszustand erreicht wird, in dem keine weitere Druckausbreitung/Reservoirausdehnung mehr auftritt. Die Auswirkungen von Spannungsänderungen an den maßgeblichen Störungen im näheren Umfeld des geothermischen Reservoirs nach langjährigem Zirkulationsbetrieb und damit verbundene mögliche getriggerte Erdbeben sind zu untersuchen. Hierbei sind sowohl die Störungen im Bereich der Förderbohrung als auch im Bereich der Reinjektionsbohrung hinsichtlich induzierter und getriggelter Seismizität zu untersuchen. Wenn die Reservoirmodellierung ergibt, dass die Förderbohrung und die Reinjektionsbohrung in Landau hydraulisch nicht ausreichend verbunden sind, so dass über einen längeren Zeitraum eine weitere Spannungszunahme im Untergrund zu erwarten ist, sollten Entlastungsbohrungen in Betracht gezogen werden.

## 7.4 Reaktionsschema und Beweissicherung bei unerwarteter Seismizität

Das oben vorgeschlagene Konzept basiert auf einer kontinuierlichen Überwachung der Seismizität, einer quantitativen Berechnung der seismischen Gefährdung sowie einer Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der seismischen Gefährdung. Hierdurch soll gewährleistet werden, dass unerwünschte starke Erdbeben sehr unwahrscheinlich sind.

**Empfehlung: Die Expertengruppe empfiehlt, bereits im Voraus ein Reaktionsschema zu erstellen, falls unerwünschte Erdbeben wider Erwarten auftreten sollten. In diesem Reaktionsschema soll bereits im Vorfeld festgelegt werden, wie beim Eintreten bestimmter Seismizität zu reagieren ist.**

Das Reaktionsschema sollte hier immer eine Schadensvermeidung zum Ziel haben, d.h. hier sind entsprechende Maßnahmen im Falle verstärkter seismischer Aktivität vorzusehen.

**Empfehlung: Die Beweissicherung soll im Schadensfall eine schnelle Regulierung garantieren. Hierzu empfiehlt die Expertengruppe den Aufbau eines Messnetzes zur Bestimmung der Bodenschwinggeschwindigkeit nach DIN 4150.**

In dieser Norm wird ein Zusammenhang zwischen Gebäudeschäden und maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten hergestellt. Bei direkter Messung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit kann neutral und unabhängig festgestellt werden, ob ein beobachteter Schaden durch ein aufgetretenes Erdbeben verursacht sein könnte. Dies ermöglicht die schnelle Regulierung möglicher Schadensfälle, falls entgegen des Konzepts doch stärkere Erdbeben auftreten.

Die Einrichtung eines Immissionsnetzes nach DIN 4150 zur Beweissicherung wurde als Auflage vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) im Rahmen des Genehmigungsverfahrens als Bergbehörde im bergrechtlichen Betriebsplan zur Fortführung des Probebetriebes bereits aufgenommen.

## 8 Ausblick und Forschungsbedarf

Der Forschungsverbund MAGS (Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund) gründete sich als Reaktion auf das Erdbeben von Landau. Das Forschungsprojekt wird seit dem 1.5.2010 für eine Dauer von drei Jahren vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) gefördert. Im Rahmen des Verbundes soll die Seismizität an verschiedenen deutschen Geothermiekraftwerken genau gemessen und charakterisiert werden. Die seismische Gefährdung an Standorten, die Seismizität im Kraftwerkbetrieb zeigen, soll berechnet und mit der Gefährdung durch natürliche Erdbeben verglichen werden. Des Weiteren sollen Strategien zur Vermeidung spürbarer Seismizität bei hydraulischen Stimulationen und im Dauerbetrieb geothermischer Kraftwerke entwickelt werden. Schließlich soll das Verbundprojekt zu einem verbesserten Prozessverständnis zum Entstehen fluid-induzierter Erdbeben beitragen. Der Forschungsverbund MAGS wird von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover koordiniert. Neben der BGR sind das Karlsruher Institut für Technologie, die Ludwig-Maximilians-Universität München, die Freie Universität Berlin sowie die Technische Universität Clausthal beteiligt.

**Empfehlung: Die Expertengruppe empfiehlt eine enge Zusammenarbeit zwischen Industrie und Forschung (insbesondere MAGS-Projekt), um die noch offenen Fragen zur fluid-induzierten Seismizität bei tiefer Geothermie in Deutschland wissenschaftlich fundiert zu klären und anschließend die neuen Erkenntnisse schnell in die Praxis umzusetzen.**

Ein zweites Forschungsprojekt ist das GEISER-Projekt (Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced SEismicity in Reservoirs). Es wird von der Europäischen Kommission mit finanziert und hat das Ziel, zum Verständnis des Prozesses beizutragen aber auch Vermeidungsstrategien zu entwickeln. Das Deutsche GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam koordiniert das Projekt, das im Januar 2010 begann und für 3,5 Jahre gefördert wird. Die 12 weiteren Partner aus Industrie, Wissenschaft und öffentlichem Dienst kommen aus 6 verschiedenen europäischen Ländern. Zudem ist über ein Partnerprojekt in den USA die Integration von amerikanischen Partnern in die Projektarbeiten gelungen. Schwerpunkte des Projekts sind die Analyse seismischer Daten induzierter Ereignisse, geomechanische Modellierungen der Prozesse, Gefährdungsanalysen (sowohl probabilistisch als auch deterministisch) sowie Vermeidungsstrategien. Für die Analyse werden Datensätze von verschiedenen europäischen Ereignissen sowie aus den USA genutzt. Zudem sollen Messungen bei den Fördertests im Bohrprojekt Campi Flegrei in Süditalien durchgeführt werden.

Darüber hinaus hat das Forschungskollegium Physik des Erdkörpers e.V. (FKPE) eine Arbeitsgruppe "Induzierte Seismizität" eingerichtet, die sich mit induzierten Erdbeben bei

Geothermie, CO<sub>2</sub>-Speicherung, Erdgasförderung/Gasspeicherung und beim Bergbau beschäftigt. Das Hauptziel der Arbeitsgruppe ist es, Standards zur Instrumentierung seismischer Überwachungsnetze, zur Unterscheidung natürlicher und induzierter Seismizität sowie zu Gutachtenanforderungen bei der seismischen Gefährdungsanalyse zu formulieren und zu etablieren.

Auf Grund der verschiedenen Aktivitäten ist in den nächsten Jahren mit einem starken Wissensanstieg zu Fragestellungen der fluid-induzierten Seismizität in Deutschland zu rechnen.

## Literaturverzeichnis

- Baisch, S., Carbon, D., Dannwolf, U., Delacou, B., Delvaux, M., Dunand, F., Jung, R., Koller, M., Martin, C., Sartori, M., Secanell, R. und R. Vorös, 2009. Deep Heat Mining Basel – Seismic Risk Analysis. SERIANEX study prepared for the Departement für Wirtschaft, Soziales und Umwelt des Kantons Basel-Stadt, Amt für Umwelt und Energie, 553 pages.
- Cuenot, N., Dorbath C. und L. Dorbath, 2008. Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the hot dry rock site of Soultz-sous-Forets (Alsace, France): Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties, *Pure appl. geophys.* 165, 797 – 828.
- Dorbarth, L., Cuenot, N., Genter, N. & Frogneux, M., 2009. Seismic response of the fractured granite of Soultz-sous-Forets (France) to 5 km deep massive water injections, *Geophys. J. Int.*, Vol. 177, Issue 2, pp. 653–675.
- Grünthal, G. (ed.), 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 99 pp.
- Gupta, H., Hari, N., Rastogi, B.K. & Mohan, I., 1969. A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 59, No. 3, pp. 1149-1162.
- Hänssler, T. (2009). Endbericht vertical seismic profiling (VSP) Landau. DMT, Bericht, 7 Seiten plus elektronischer Anhang.
- Healy, J.H., Rubey, W.W., Grigs, D.T. und C.B. Raleigh, 1968. The Denver earthquakes, *Science* 161, 1301 – 1310.
- Kästli, P. & Fäh, D., 2006. Rapid estimation of macroseismic effects and shake maps combining macroseismic and instrumental data, in *Proceedings of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (13<sup>th</sup> ECEE & 10<sup>th</sup> ESC)*, Geneva, Switzerland, 3–8 September 2006.
- Nicholson, C. & Wesson, R. L., 1990. Earthquake hazard associated with deep well injection – a report to the U.S. environmental protection agency, *U. S. Geological Survey Bulletin* 1951, U. S. Geological Survey, Reston, VA, United States.
- Sponheuer, W., 1960. Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik- *Freib. Forsch.-H. C* 88: pp. 117; Akademie Verlag Berlin.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT – an enhanced routine to locate seismic events. *Pure and Applied Geophysics*, Volume 158, Issue 1-2, pp. 277-289.

## Glossar

**DIN 4150:** Die DIN 4150 befasst sich mit den Erschütterungen im Bauwesen. Es werden darin Beurteilungsmaßstäbe für die Grenzen der Schädlichkeit von Erschütterungsemissionen, die auf Gebäude und Menschen in Gebäuden einwirken, angegeben.

**Epizentrum:** Punkt des Erdbebens über dem Erdbebenherd an der Erdoberfläche, der z. B. über die Koordinaten Länge und Breite angegeben wird.

**Gutenberg-Richter-Gesetz:** Dieses Gesetz stellt einen Zusammenhang zwischen der Magnitude von Erdbeben und der Häufigkeit ihres Auftretens in einer bestimmten Region während eines bestimmten Zeitintervalls her. Bei sehr großen Magnituden gilt das Gutenberg-Richter-Gesetz nicht mehr (siehe Maximalmagnitude).

**Hydraulische Stimulation:** Die hydraulische Stimulation ist eine Methode zur Verbesserung der natürlichen Permeabilität. Durch Verpressen von Fluiden werden großflächige Risse mit hoher Durchlässigkeit erzeugt (hydraulic fracturing), durch die später Wasser fließen und sich erwärmen kann.

**Hypozentrum:** Das Hypozentrum ist der Punkt, von dem das Erdbeben ausgeht, entspricht also dem Ursprung der Bruchfläche. Das Hypozentrum wird durch die Koordinaten Länge und Breite sowie seine Tiefe unter der Erdoberfläche angegeben.

**Intensität:** Die Intensität ist ein Maß für die Auswirkung von Erdbeben auf Landschaft, Straßen oder Gebäude und kommt im Gegensatz zur instrumentell bestimmten Magnitude ohne Messinstrumente aus (Makroseismik). Die Festlegung erfolgt anhand der menschlichen Empfindungen und Beobachtungen sowie anhand der Auswirkungen des Erdbebens auf Landschaft, Straßen oder Gebäude. Je nach örtlichen Gegebenheiten kann ein einzelnes Beben, das nach einer der verschiedenen Skalen eingestuft wurde, an verschiedenen Orten unterschiedliche Stärken besitzen.

**Isoseiste:** Die Isoseiste verbindet auf einer makroseismischen Karte die Punkte gleicher seismischer Intensität.

**Magnitude:** Die Magnitude ist ein Maß für die Stärke von Erdbeben, das aus der Messung von Maximalamplituden in Seismogrammen abgeleitet wird. Es existiert eine Vielzahl von Magnituden, vorwiegend unterschieden nach dem Wellentyp mit dem sie bestimmt wird. Die gebräuchlichste Magnitude ist die Richtermagnitude, die auch Lokalmagnitude genannt wird. Die Magnitude geht auf den kalifornischen Seismologen Rich-



ter zurück. Die von Richter gefundene Beziehung zwischen Maximalausschlag im Seismogramm und der Entfernung zum Epizentrum wird genutzt, um aus dem Abklingverhalten der Amplitude auf die Stärke des Bebens zu schließen. Die Richter-Magnitude bezieht sich auf Strahlen, die größtenteils in der Erdkruste verlaufen und ist damit nur gültig bis zu Entfernungen zwischen 600 und 1000km (daher auch der Name Lokalmagnitude).

**Makroseismik:** Nichtinstrumentelle Beschreibung der Auswirkungen eines Erdbebens.

**Probabilistische Gefährdungsanalyse:** Die probabilistische Gefährdungsanalyse beruht auf der Wahrscheinlichkeitstheorie. Die über einen langen Zeitraum der Vergangenheit beobachtete Seismizität wird dabei als Grundlage verwendet, um die Wahrscheinlichkeit zukünftiger Erdbeben einzuschätzen.

**Maximalmagnitude:** Die Maximalmagnitude beschreibt eine Abweichung vom Gutenberg-Richter-Gesetz. Nach dem Gutenberg-Richter-Gesetz sind beliebig große Erdbeben möglich, die jedoch mit zunehmender Magnitude immer unwahrscheinlicher werden. Die Maximalmagnitude begrenzt die Gültigkeit des Gutenberg-Richter-Gesetz bei großen Magnituden, in dem die Wahrscheinlichkeit des Auftretens solcher Erdbeben auf Null gesetzt wird. (Eine hohe Maximalmagnitude führt nicht zwangsläufig zu einer hohen seismischen Gefährdung, da die Auftretenswahrscheinlichkeit eines solchen Erdbebens sehr klein sein kann.)

**Peak Ground Velocity (PGV):** Maximale Bodenschwinggeschwindigkeit.

**P-Welle:** Die P-Welle oder Primärwelle schwingt in Ausbreitungsrichtung (Longitudinalwelle) und kann sich in festen Körpern, Flüssigkeiten und Gasen ausbreiten. Es handelt sich dabei um eine Verdichtungswelle (auch: Druck- oder Kompressionswelle). In der Luft entspricht sie der Schallwelle. In der Erdkruste liegt die Geschwindigkeit der P-Wellen typischerweise zwischen 5000 bis 7000 m/s, in oberflächennahen Schichten, insbesondere in Sedimenten, ist die Geschwindigkeit teilweise auch deutlich niedriger (zum Vergleich: P-Wellengeschwindigkeit in Luft ca. 340 m/s, in Granit ca. 5000 m/s, in Wasser ca. 1500 m/s). Im Erdmantel beträgt die P-Wellen-Geschwindigkeit um die 8000 m/s.

**RMS-Wert:** Root Mean Square = Quadratischer Mittelwert. Für die Berechnung des RMS einer Zahlenreihe werden zunächst die Quadrate aller Zahlenwerte addiert und durch ihre Anzahl  $n$  dividiert. Die Quadratwurzel daraus ergibt den RMS-Wert. Der RMS-Wert wird oft als Maß für die Abweichung zwischen beobachteten und modellierten Daten verwendet.

**Seismische Gefährdung:** Die seismische Gefährdung ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit des Überschreitens einer bestimmten Stärke der Bodenerschütterungen oder einer bestimmten Intensität in einer vorgegebenen Region und einem vorgegebenen Zeitintervall.

**Seismisches Risiko:** Das seismische Risiko definiert sich als Produkt aus der seismischen Gefährdung und der Vulnerabilität (Verletzlichkeit) einer Region.

**S-Welle:** Die S-Welle oder Sekundärwelle schwingt quer zur Ausbreitungsrichtung (Transversalwelle). Da sie mit einer Scherung des Ausbreitungsmediums einhergeht, wird sie auch Scherwelle genannt. S-Wellen können sich in nur in festen Körpern, jedoch nicht in Flüssigkeiten oder Gasen ausbreiten, da die beiden letzteren keine (nennenswerte) Scherfestigkeit aufweisen. Man kann daher flüssige Bereiche im Erdinneren daran erkennen, dass sich dort keine S-Wellen ausbreiten. Für die S-Welle ergeben sich Geschwindigkeiten von 3000–4000 m/s in der Erdkruste und etwa 4500 m/s im Erdmantel. In oberflächennahen Bereichen insbesondere in Sedimenten ist die Geschwindigkeit teilweise auch deutlich niedriger als 3000 m/s.

**Wadati-Diagramm:** In einem Wadati-Diagramm werden die gemessenen Laufzeitdifferenzen-Laufzeiten  $t_s - t_p$  zwischen S- und P-Wellen in Abhängigkeit von der Einsatzzeit  $t_p$  der P-Welle graphisch aufgetragen. Aus der Steigung erhält man das  $v_p/v_s$ -Verhältnis. Der Schnittpunkt der Gerade mit der x-Achse gibt die Herzzeit wieder.

## **Abkürzungen:**

<b>ASC</b>	Applied Seismology Consultants
<b>BGR</b>	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
<b>BMU</b>	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
<b>EMS-98</b>	European Macroseismic Scale (von 1998)
<b>FKPE</b>	Forschungskollegium Physik des Erdkörpers e.V.
<b>KIT</b>	Karlsruher Institut für Technologie
<b>LED</b>	Erdbebendienst des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg
<b>LER</b>	Landeserdbebendienst Rheinland-Pfalz
<b>LGB-RLP</b>	Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz
<b>MESZ</b>	Mitteleuropäische Sommerzeit
<b>ORC</b>	Organic Rankine Cycle
<b>PGV</b>	Peak Ground Velocity
<b>RMS</b>	Root Mean Square

## Anhänge

### Anhang A

Kurzform der Europäischen Makroseismischen Skala EMS-98 (Grünthal und andere, 1998). Sie stellt eine sehr starke Vereinfachung und Generalisierung der ausführlichen Fassung dar. Diese Kurzform ist ausdrücklich nicht dafür geeignet, um einzelnen Beobachtungen Intensitäten zuzuordnen.

EMS Intensität	Definition	Beschreibung der maximalen Wirkungen (stark verkürzt)
I	nicht fühlbar	Nicht fühlbar
II	kaum bemerkbar	Nur sehr vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.
III	Schwach	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.
IV	Deutlich	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fenster klirren, Türen klappern.
V	Stark	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige werden verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.
VI	leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern, vornehmlich in schlechterem Zustand, entstehen leichte Schäden wie feine Mauerrisse und das Abfallen von z. B. kleinen Verputzteilen.
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mäßige Schäden auf (kleine Mauerrisse, Abfall von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechterem Zustand zeigen größere Mauerrisse und Einsturz von Zwischenwänden.
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf; d. h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.
IX	zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Sogar gut gebaute gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.
X	sehr zerstörend	Viele gut gebaute Häuser werden zerstört oder erleiden schwere Beschädigungen.
XI	verwüstet	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit gutem erdbebengerechtem Konstruktionsentwurf und -ausführung, werden zerstört.
XII	vollständig verwüstet	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört.

## Anhang B

Abkürzungen und Beschreibungen der Geschwindigkeits-Tiefenmodelle, die zur Lokalisierung verwendet wurden.

Modell-Name	Beschreibung
A-I	<p>Untergrundmodell der geo x GmbH</p> <p>Modell A-I entspricht dem „Standardmodell“ von geo x, das im Sommer 2009 verwendet wurde. Die Schichtgrenz-Tiefen stammen aus den Bohrungen, die <math>vp(z)</math> und <math>vs(z)</math> Werte sind der Lithologie von Soultz s.F. entnommen.</p>
A-II	<p>Untergrundmodell der geo x GmbH</p> <p>Für A-II wurde in A-I das Verhältnis <math>vp/vs</math> im Sedimentgestein erhöht. Dies bewirkt eine geringere Entfernung des Hypozentrums von einer Station, wenn die Differenzlaufzeit <math>t_s - t_p</math> als Eingabeparameter benutzt wird.</p>
B	<p>Lokales Intervall-Geschwindigkeitsmodell</p> <p>Modell B ist eine Variation der Geschwindigkeit mit mittleren Intervall-Geschwindigkeiten, welche die Firma DMT für die Auswertung der Reflexionsseismik verwendet hat. Hierbei ist <math>vp</math> größer als in A-I, <math>vs</math> wurde über ein angenommenes <math>vp/vs</math> bestimmt.</p>
C	<p>Lokales Intervall-Geschwindigkeitsmodell</p> <p>Für Modell C wurden Intervall-Geschwindigkeiten (<math>vp</math>) aus dem Bereich Offenbach an der Queich benutzt. Diese können alternativ zu A-I oder B als repräsentativ für Landau angesehen werden. <math>vs</math> wurde aus geschätztem <math>vp/vs</math> bestimmt, wobei in den Sedimenten typische Werte <math>vp/vs &gt; (3)^{1/2}</math> angenommen wurden.</p>
D	<p>Untergrundmodell für Soultz-sous-Forêts</p> <p>In Modell D wurden Geschwindigkeitswerte aus dem Startmodell von Cuenot und andere (2008) benutzt, welches für Soultz s.F. aus den dort bekannten Werten aufgestellt wurde.</p>
E	<p>Modell aus der lokalen Lithologie und Struktur (Modell A-I) mit zugehörigen Geschwindigkeitswerten aus der Literatur sowie erhöhtem <math>vp/vs</math> Wert in den Sedimenten.</p>
F	<p>Wie Modell E mit weiter erhöhtem <math>vp/vs</math> Wert in den oberen Sedimenten.</p>
G	<p>Wie Modell F mit einer weiteren flachen Schicht in den känozoischen Sedimenten und erhöhtem <math>vp/vs</math> oberhalb 1,86 km Tiefe.</p>
I	<p>Modell mit dem neuen DMT Geschwindigkeitsmodell (Dezember 2009). Intervallgeschwindigkeiten (down hole) für den Bereich der Bohrung GTLa2.</p>

## Anhang C

Von der BGR bestimmte Einsatzzeiten für das Erdbeben vom 15. August 2010 bei Landau.

Station	Phase	Einsatzzeit
SOS3	Pg	15 August 2010 12:10:53.403
SOS2	Pg	15 August 2010 12:10:53.485
SOS2	Sg	15 August 2010 12:10:55.020
TMO50	Pg	15 August 2010 12:10:53.100
TMO50	Sg	15 August 2010 12:10:54.463
STS4	Pg	15 August 2010 12:10:53.543
STS4	Sg	15 August 2010 12:10:55.435
TMO53	Pg	15 August 2010 12:10:53.399
TMO53	Sg	15 August 2010 12:10:54.980
TMO22	Pg	15 August 2010 12:10:53.888
SOS6	Pg	15 August 2010 12:10:53.807
SOS6	Sg	15 August 2010 12:10:55.757
TMO54	Pg	15 August 2010 12:10:54.007
TMO54	Sg	15 August 2010 12:10:56.188
TMO51	Pg	15 August 2010 12:10:54.029
TMO51	Sg	15 August 2010 12:10:56.075
TMO52	Pg	15 August 2010 12:10:54.338
TMO52	Sg	15 August 2010 12:10:56.711
TMO07	Pg	15 August 2010 12:10:57.819
TMO07	Sg	15 August 2010 12:11:02.461
SW27	Pg	15 August 2010 12:10:53.744
SW27	Sg	15 August 2010 12:10:55.688

HS5	Pg	15 August 2010 12:10:54.079
HS5	Sg	15 August 2010 12:10:56.239
AH11	Pg	15 August 2010 12:10:54.381
AH11	Sg	15 August 2010 12:10:56.599
IMS	Pg	15 August 2010 12:11:00.557
IMS	Sg	15 August 2010 12:11:06.568
PEB	Pg	15 August 2010 12:10:58.175
PEB	Sg	15 August 2010 12:11:02.558