

Monika Bischoff
Christian Bönнемann
Joachim Fritz
Nicolai Gestermann
Thomas Plenefisch

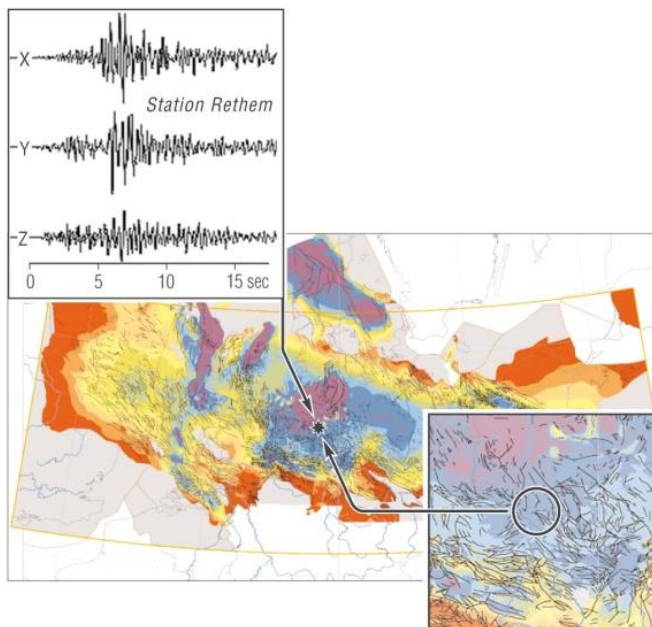


Landesamt für
Bergbau, Energie
und Geologie

Bundesanstalt für
Geowissenschaften
und Rohstoffe

Untersuchungsergebnisse zum Erdbeben bei Völkersen (Landkreis Verden) am 22.11.2012

Seismologische Auswertung



Hannover, Juni 2013

Abbildung Frontseite

Seismogramm des Erdbebens bei Völkersen vom 22. November 2012

und

Tiefenrelief der Basis Zechstein mit Störungselementen

Abb. 8.2, aus: Doornenbal, H., Stevenson, A., (2010): Southern Permian Basin Atlas (SPBA)

Maßstab: 1:3 000 000, 352 S., EAGE Publications, Hardcover, Englisch,

ISBN 978-90-73781-61-0

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
(LBEG)

Bundesanstalt für Geowissenschaften und
Rohstoffe (BGR)

**Untersuchungsergebnisse
zum Erdbeben bei
Völkersen (Landkreis
Verden) am 22.11.2012**

Seismologische Auswertung

Sachbearbeiter: Monika Bischoff¹, Christian Bönnemann²,
Joachim Fritz¹, Nicolai Gestermann²,
Thomas Plenefisch²

¹ LBEG, ² BGR

Datum: Juni 2013

Seiten: 60

Anhang: 1

TK 25: 2920, 2921, 3021

Archiv-Nr.:

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	5
Zusammenfassung	7
1. Einleitung	9
2. Geologie Norddeutschlands	11
3. Erdgaslagerstätte Völkersen	13
4. Seismizität in Norddeutschland	14
5. Das Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012	21
5.1 Instrumentelle Auswertung	21
5.1.1 Seismische Stationsnetze in Norddeutschland	21
5.1.2 Registrierungen an seismischen Stationen	23
5.1.3 Lokalisierung und Herdtiefenbestimmung	26
5.1.4 Magnitudenbestimmung	32
5.1.5 Herdmechanismus und Seismotektonik	34
5.2 Auswirkungen an der Erdoberfläche	37
5.2.1 Beobachtungen	37
5.2.2 Makroseismische Auswertung	39
5.2.3 Bodenschwinggeschwindigkeiten	43
6. Bewertung der Ergebnisse	48
7. Weiterer Untersuchungsbedarf und Ausblick	52
Literaturverzeichnis	54
Glossar	56
Abkürzungen	59
Anhang: Kurzform der Europäischen Makroseismischen Skala EMS-98	60

Zusammenfassung

Am 22. November 2012 ereignete sich im Flecken Langwedel im Bereich des Erdgasfelds Völkersen ein Erdbeben der Magnitude 2,9, das von zahlreichen Bewohnern der Region verspürt wurde. Die Herdtiefe dieses Bebens beträgt $4,9 \pm 1,6$ km und liegt damit im Tiefenniveau der Förderhorizonte der Erdgasfelder. Außerdem traten in den Jahren 2008, 2010 und 2011 weitere Beben an dieser Lagerstätte auf. Hierdurch ist eine räumliche Häufung von Erdbeben am Erdgasfeld Völkersen gegeben, die für einen ursächlichen Zusammenhang mit der Erdgasförderung spricht.

Norddeutschland ist eine Region mit sehr geringer seismischer Aktivität. Dies ist instrumentell für die Zeit seit 1977 gut belegt und darüber hinaus durch den historischen Katalog, der bis in das Jahr 800 zurückreicht. 70% aller seit 1977 aufgetretenen und instrumentell ausgewerteten Erdbeben sind im Umfeld der in Norddeutschland bekannten Erdgasfelder lokalisiert. Sie werden über das Erdgasfördergebiet von Cloppenburg im Westen bis Salzwedel im Osten beobachtet. Aufgrund der guten räumlichen Korrelation mit den Erdgasfeldern und auch der für einige Erdbeben bestimmten Herdtiefen, die sich im Tiefenbereich der Förderhorizonte bewegen, ist ein Zusammenhang von Erdbeben und Erdgasförderung wahrscheinlich. Ein rein tektonischer Ursprung für diese Beben ist unwahrscheinlich, da ansonsten auch Seismizität an Störungen im weiteren Umfeld der Erdgasfelder auftreten sollte. Ein weiteres Indiz für den erwähnten Zusammenhang betrifft die zeitliche Korrelation: erst seit Beginn der Erdgasförderung wird in den Gebieten der Erdgasfelder auch Seismizität beobachtet.

Im Bereich um das Erdgasfeld Völkersen trat in den letzten fünf Jahren mit vier Ereignissen (2008, 2010, 2011 und 2012) der Magnituden 1,9 bis 2,9 die höchste Erdbebenaktivität auf. Aufgrund der erhöhten Stationszahl gegenüber den Jahren zwischen 1977 und 2007 sind die Lokationen dieser Beben gegenüber vorangegangenen Ereignissen noch genauer. Die vier Ereignisse liegen dicht beieinander im Bereich des Erdgasfeldes Völkersen. Insbesondere für diese Ereignisse ist ein Zusammenhang mit den Aktivitäten des Erdgasfeldes Völkersen sehr wahrscheinlich.

Erdbeben in der Erdgasförderregion mit einer Magnitude ab etwa M_L 2.0 werden meist von der Bevölkerung verspürt, so auch das Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012. Aus 184 von der Bevölkerung ausgefüllten Erdbebenfragebögen konnte ein von den instrumentellen Daten unabhängiges makroseismisches Epizentrum bestimmt werden. Mit einem Abstand von 1 km stimmt es gut mit dem instrumentell bestimmten Epizentrum überein. Messungen der Schwinggeschwindigkeit nahe des Epizentrums ergaben an den beiden nächstgelegenen Stationen (Entfernungen ca. 7 km) Werte von 0,64 bzw. 0,57 mm/s. Die maximale Schwinggeschwindigkeit im Epizentrum wurde aus der Anpassung einer Modellkurve an diese und eine größere Anzahl weiterer Messwerte in größeren Entfernungen zu 2 mm/s extrapoliert. Für diesen abgeschätzten Wert sind laut DIN 4150-3 keine Schäden an Gebäuden zu erwarten. Auf Grund von lokalen

Untergrundeffekten, die für den Bereich des Epizentrums nicht bekannt sind, können die Bodenschwinggeschwindigkeiten lokal variieren. Es ist jedoch nicht zu erwarten, dass Bodenschwinggeschwindigkeiten auftreten, die zu einer Einschränkung der statischen Sicherheit der Bauwerke führen.

Die nach derzeitigem Kenntnisstand wahrscheinlichste Ursache des Erdbebens sind Spannungsveränderungen im Untergrund, die durch die Entleerung des Erdgasreservoirs hervorgerufen worden sind. Im Umfeld der produktiven Erdgasfelder können daher weitere Erdbeben auftreten. Zwar ist der Auslösemechanismus noch nicht endgültig geklärt, aber im Untergrund vorhandene Schwächezonen können hierdurch reaktiviert worden sein. Für ein weitergehendes Verständnis müssen über die durchgeführte Betrachtung des Erdbebenkatalogs hinaus statistische Modelle zum Auftreten von Erdbeben sowie physikalische Modelle der Auslösemechanismen auf die beobachteten Erdbeben im Bereich Völkersens und allgemein der Erdgasfelder Norddeutschlands angewendet werden.

1. Einleitung

Im Jahr 2012 wurde laut dem Jahresbericht „Energieverbrauch in Deutschland im Jahr 2012“ (Arbeitsgemeinschaft Energiebilanzen e.V., 2013) rund ein Fünftel (22%) des deutschen Primärenergieverbrauchs durch Erdgas gedeckt. Dies entspricht einem verbrauchten Volumen von 93 Mrd. m³ Reingas (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, 2013). Die Förderung in Deutschland entsprach einem Anteil von 11% (10,7 Mrd. m³) am Verbrauch. Größtes Förderland ist Niedersachsen mit 95% der heimischen Produktion, die hauptsächlich auf die Fördergebiete zwischen Weser und Ems und zwischen Elbe und Weser entfällt. Zu den ergiebigsten Feldern gehören Rotenburg/Taaken, Völkersen/Völkersen-Nord und Goldenstedt/Visbek mit Förderungen von 1,4 bis 1,1 Mrd. m³ im Jahr 2012. Die höchste Gesamtmenge seit Beginn der Förderung in Deutschland stammt aus dem Feldeskomplex Salzwedel (Altmark/Sanne/ Wenze) in Sachsen-Anhalt. Hierher stammt ein Fünftel des insgesamt in Deutschland produzierten Erdgases.

Ebenso wie bei der Gewinnung anderer Energierohstoffe (z.B. Steinkohle, Geothermie im Rheingraben) kann auch die Erdgasförderung seismische Ereignisse hervorrufen. Für Norddeutschland wird ein Zusammenhang spätestens seit dem Erdbeben bei Rotenburg im Jahr 2004 diskutiert. Anlass des vorliegenden Berichts ist das Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012, das sich im Bereich des Erdgasfelds Völkersen ereignete. Während Berichte zu früheren Erdbeben in der Region von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) verfasst wurden, ist die vorliegende Auswertung in enger Kooperation von BGR und dem im Januar 2013 gegründeten Niedersächsischen Erdbebendienst (NED) im Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) entstanden. Mit dem NED baut das Land Niedersachsen eigene seismologische Kompetenzen auf. So werden auch in Zukunft fachliche Arbeiten vom LBEG in Kooperation mit der BGR erfolgen.

Der vorliegende Bericht soll die ausführliche seismologische Auswertung und die Bewertung des Ereignisses bei Völkersen am 22. November 2012 vorstellen. Vor allem soll die Fragestellung beantwortet werden, inwieweit das Erdbeben mit der Erdgasförderung zusammenhängt. Hierzu ist es notwendig, die gesamte Seismizität in Norddeutschland zu bewerten und das Ereignis bei Völkersen in diesen Kontext zu stellen. Um sich einem Ursachenverständnis der Erdbeben anzunähern, müssen auch die Geologie und Tektonik des Gebiets, vor allem das aktuelle Spannungsfeld, in die Betrachtung einbezogen werden. Daher soll der Bericht auch insgesamt über den aktuellen Stand der Forschung zu den Erdbeben an den Erdgasfeldern Norddeutschlands informieren. Grundlage der ausführlichen Untersuchungen des Erdbebens bei Völkersen bilden erstens die instrumentellen seismologischen Daten von Bund, Ländern, Universitäten und der Industrie. Zweitens werden Beobachtungen aus der Bevölkerung ausgewertet (Makroseismik). Drittens wurden seitens der Erdöl- und Erdgasindustrie alle angeforderten Daten zum Erdgasfeld Völkersen bereitgestellt, die im Rahmen der seismologischen Auswertung erforderlich waren.

Vor allem zwei Fragestellungen in Bezug auf die Erdgasförderung werden in jüngster Zeit in der breiten Öffentlichkeit diskutiert. Hydraulische Bohrlochbehandlungen (Hydraulic Fracturing, „Fracking“) werden bei der Erdgasförderung auch in Deutschland seit vielen Jahren eingesetzt, um die Gasförderung zu verbessern. Maßnahmen in Völkersen liegen zeitlich deutlich vor den beobachteten Erdbeben. Daher steht auch keine dieser Maßnahmen im Zusammenhang mit dem Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012. Im Raum Völkersen handelt es sich nicht um die Erschließung von Schiefergaslagerstätten mittels Fracking, welche bisher in Deutschland nicht durchgeführt wird. Ein Zusammenhang von hydraulischen Bohrlochbehandlungen in der Erdgaslagerstätte Völkersen zu den Erdbeben im Umfeld dieser Lagerstätte kann also ausgeschlossen werden.

Eine weitere Quelle, die Erdbeben auslösen kann, ist die Reinjektion von Lagerstättenwasser. Auch hier kann ein Zusammenhang mit dem Erdbeben ausgeschlossen werden, da dies in Tiefen von etwa 1 km geschieht, während die Herdtiefe $4,9 \pm 1,6$ km beträgt und damit unterhalb des Tiefenniveaus der Injektionshorizonte liegt. Demzufolge untersucht der vorliegende Bericht ausschließlich Fragen eines Zusammenhanges zwischen der Erdgasförderung und den beobachteten Erdbeben.

2. Geologie Norddeutschlands

Die Niedersächsischen Erdgaslagerstätten haben sich auf Grund besonderer geologischer und gebirgsbildender Verhältnisse innerhalb des Norddeutschen Beckens, das Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems ist, gebildet. Abbildung 1 zeigt ein geologisches Profil im Bereich Verden.

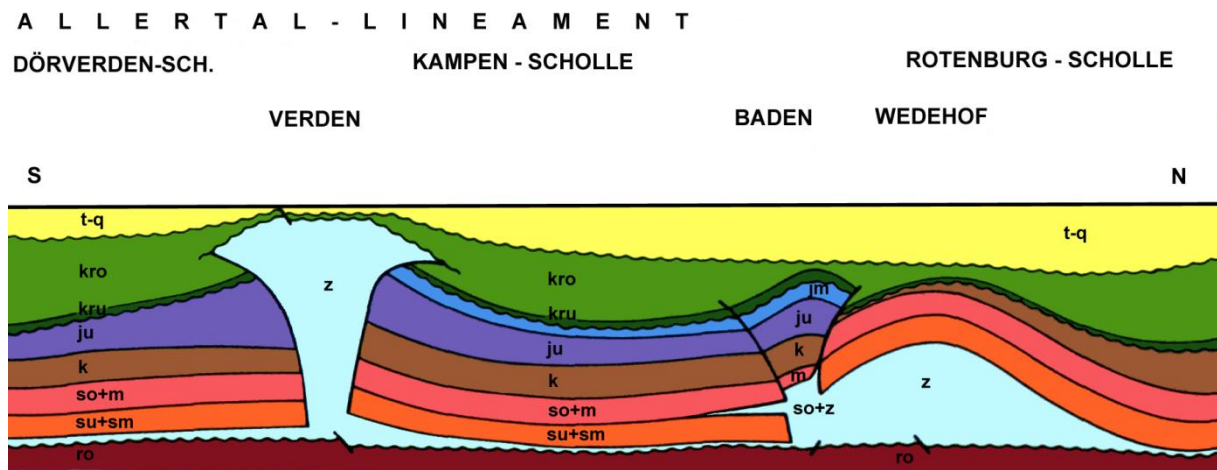


Abbildung 1: Geologischer Nord-Süd-Schnitt (Ausschnitt) im Bereich Verden bis in eine Tiefe von etwa 5 km, an der Basis die Gesteine des Rotliegend (ro) in dem sich Erdgaslagerstätten befinden, darüber folgen das Salz des Zechstein (z) sowie das mesozoische Deckgebirge von Trias (su, sm, m, k), Jura und Kreide sowie Tertiär und Quartär (Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland, Baldschuhn et al., 2001).

a) Geologische Entwicklung

Das Becken entstand vor mehr als 300 Millionen Jahren als großräumige Senke, die immer wieder vom Meer überdeckt wurde. Daher ist die Geologie Norddeutschlands bis in Tiefen von mehr als 10 Kilometern durch mächtige Sedimentgesteine geprägt. Vor etwa 325 Millionen Jahren (Karbon) bildeten sich in diesem Raum weitflächige Torfmoore. Aus dieser Biomasse entwickelten sich die Steinkohlenflöze u.a. im Ruhrgebiet sowie das Erdgas der Lagerstätten in Nordwestdeutschland (Drozdewski 2003). In den Erdzeitaltern Perm (Rotliegendes und Zechstein), Trias, Jura und Kreide (bis vor 65 Millionen Jahren) wurden folgende Gesteine abgelagert: Steinsalz, Kalkstein, Sandstein, Tonstein. Nachfolgend wurden im etwa 65 Millionen Jahre andauernden Tertiär Sandsteine, Tone und Sande abgelagert. Der oberflächennahe Untergrund besteht aus jungen eiszeitlichen Ablagerungen mit Mächtigkeiten zwischen mehreren zehn und mehreren hundert Metern (Heunisch et al., 2007). Diese überdecken den durch die Salzstrukturen geprägten Untergrund.

Tektonische Bewegungen in verschiedenen Zeitabschnitten und die speziellen Eigenschaften der mächtigen Salzablagerungen haben zu erheblichen Veränderungen der Lagerungsverhältnisse der Sedimente geführt. Im Zechstein (Perm) kam es während einer wüstenhaften Klimaphase zur Verdunstung des Meeres und zur Bildung von mehr als 1000 m mächtigem Steinsalz. Im Zeitraum der Oberkreide und des ältesten Tertiär begann durch großräumige tektonische Bewegungen in Europa und Afrika die Heraushebung und dabei Komprimierung des Beckens. Bereits vorhandene Störungen wurden aktiviert und die Salzablagerungen des Zechstein stiegen infolge der geringeren Dichte und plastischen Eigenschaften auf. Dabei entstand eine Vielzahl von Salzstöcken und Salzkissen.

b) Tektonische Verhältnisse

Großräumige tektonische Dehnung (Extension) bzw. Stauchung (Kompression) führte in verschiedenen Zeitabschnitten zu Senkungen bzw. Hebungen des Sedimentbeckens und damit einhergehend zum Vordringen bzw. Zurückweichen des nördlichen Meeres. Zudem senkte sich das Gebiet nicht gleichmäßig, sondern es bildeten sich zahlreiche kleinräumige Grabenbecken (Kockel, 1998). Auch durch die spätere Hebung (Inversion) der Teilbecken wurden die darunterliegenden Gesteine stark zergliedert. Durch die tektonische Beanspruchung wurde dieser sogenannte Sockel in Schollen unterteilt, die durch stark gestörte Bereiche (Sockelschollenfugen, Lineamente; Kockel, 1998) getrennt sind. Dies erklärt die Vielzahl von Störungen an der Basis des Zechstein, die eine „breite tektonische Schwächezone“ bilden (Kockel, 1998). Die übergeordneten tektonischen Bewegungen konzentrierten sich auf diese Störungen im tieferen Untergrund unterhalb des Zechstein (präsalinar). Aufgrund des wechselnden Spannungsfelds (Extension, Kompression) kam es zu verschiedenen Zeiten auf denselben Störungen zu Bewegungen mit gegensätzlichem Bewegungssinn, so dass dieselben Verwerfungen zeitweise als Abschiebungen, zeitweise als Überschiebungen aktiv waren.

3. Erdgaslagerstätte Völkersen

Die Erdgaslagerstätte Völkersen wurde 1992 mit der Explorationsbohrung Völkersen Z1 in den Gesteinsschichten des Rotliegend in einer Tiefe von ungefähr 4800 m u. NN entdeckt. Die Lagerstätte konnte sich an dieser Stelle vor Jahrmillionen bilden, weil hier eine geologische Fallenstruktur ausgebildet ist, in der sich das in den Kohleflözen des Oberkarbon generierte Erdgas im Porenraum darüberliegender Rotliegend-Gesteine sammeln und anreichern konnte. Überlagernde abdichtende Gesteinsschichten verhinderten ein Weiterwandern des Erdgases in höher liegende Schichten und sorgen dauerhaft für die Abschirmung der Lagerstätte gegen die höher liegenden Gesteinsschichten und die Atmosphäre.

Das Rotliegend ist in dieser Region als eine Abfolge von z.T. gut porösen Sandsteinen ausgebildet, die im höheren Teil mit Tonsteinen wechsellagern. An der Basis der Abfolge ist ein bis zu einige hundert Meter mächtiger Sandstein entwickelt. Dieser Sandstein stellt in der Erdgaslagerstätte Völkersen das wichtigste Reservoirgestein dar. Im höheren Teil der Abfolge sind zwei weitere, wenige Meter mächtige Sandsteinhorizonte als Reservoirgesteine entwickelt und ebenfalls gasführend.

Seit dem Fund 1992 wurden bislang 16 Bohrungen zur weiteren Erkundung und Ausförderung der Lagerstätte durchgeführt. Die Förderung wurde nach dem Bau der erforderlichen obertägigen Betriebsanlagen 1994 aufgenommen. Seit 2001 wird die jährliche Fördermenge auf einem Niveau von etwa 1,2 Mrd. m³ gehalten. Bedingt durch die Tiefenlage der Lagerstätte stand das Erdgas ursprünglich unter einem Druck von mehreren hundert bar. Bei der Förderung von Erdgas macht man sich das Ausdehnungsbestreben des Gases zu Nutze. Aufgrund dieses Bestrebens fließt das Gas im Porenraum des Gesteins dem Bohrloch zu und wird über das Bohrloch an die Oberfläche geführt. Aufgrund der Entnahme des Erdgases nimmt der Druck innerhalb der Lagerstätte immer weiter ab. Durch diesen Druckabfall werden im Reservoirgestein und letztendlich auch in den Gesteinen in der räumlichen Umgebung der Lagerstätte Spannungsänderungen hervorgerufen, die zu seismischen Ereignissen führen können.

4. Seismizität in Norddeutschland

Deutschland ist ein Land mit geringer bis moderater Seismizität. Die seismisch aktiven Regionen sind der Oberrheingraben, die Schwäbische Alb, die Niederrheinische Bucht und das Vogtland. Norddeutschland gehört zu den Gebieten mit eher geringer Erdbebentätigkeit, es liegt abseits großer aktiver Störungszonen. Daher treten Erdbeben mit natürlichen Ursachen nur selten auf und die Region wird oft als aseismisch bezeichnet. Schadensbeben sind auch aus historischer Zeit nicht bekannt. Aufgrund der rezenten und historischen Seismizität ist Norddeutschland nicht als gefährdete Erdbebenzone klassifiziert.

Abbildung 2 zeigt die seismischen Ereignisse in Norddeutschland aus dem Zeitraum von 1977 bis 2012, die im Deutschen Erdbebenkatalog der BGR enthalten sind und auf instrumenteller Erfassung beruhen. Die Ereignisse des Katalogs werden klassifiziert nach tektonischen Ereignissen (rot), induzierten Ereignissen (gelb) und Sprengungen (braun). Die Abbildung macht deutlich, dass große Gebiete in Norddeutschland erdbebenfrei sind. Die tektonischen Ereignisse ereigneten sich zum größten Teil im Nordosten. Auffallend dagegen ist eine Zone mit seismischen Ereignissen, die sich von der niederländischen Grenze im Westen über eine Distanz von ca. 300 Kilometern nach Osten in die Region um Salzwedel zieht. Die Epizentren dieser Erdbeben liegen zum überwiegenden Teil an den Grenzen oder im unmittelbaren Umfeld der produktiven Erdgasfelder Norddeutschlands, die in der Abbildung als blaue Flächen gekennzeichnet sind. Aufgrund ihrer räumlichen Nähe zu den Erdgasfeldern sind diese Ereignisse als wahrscheinlich induzierte Ereignisse eingestuft worden und sind im Erdbebenkatalog mit Ausnahme des Ereignisses vom 2. Juni 1977 bei Soltau, das zurzeit noch kontrovers diskutiert wird (Abschnitt c), entsprechend markiert. Die Cluster seismischer Ereignisse im Südwesten (weiß) sind induziert durch den aktiven Steinkohlenbergbau in Ibbenbüren (Breite 52,3°, Länge 7,8°), sie sind allerdings nicht Gegenstand des vorliegenden Berichts.

Im Folgenden wird detailliert a) auf die rein tektonischen Ereignisse, b) auf die historische Seismizität und c) auf die Ereignisse im Umfeld der Erdgasfelder eingegangen.

a) Tektonische Ereignisse

Im Deutschen Erdbebenkatalog sind für den Zeitraum von 1977 bis Ende 2012 lediglich 13 Ereignisse als tektonische Ereignisse in Norddeutschland geführt. Die Ereignisse haben Magnituden von 1,9 bis 4,0. Die hauptsächliche Seismizität mit 12 Erdbeben konzentriert sich in einem Streifen vom westlichen Teil Mecklenburgs bis in den Ostseeraum. In diesen Gebieten werden nach unserer Kenntnis keine bergbaulichen Aktivitäten durchgeführt, die Erdbeben induzieren können. Sie sind daher als tektonische Ereignisse eingestuft.

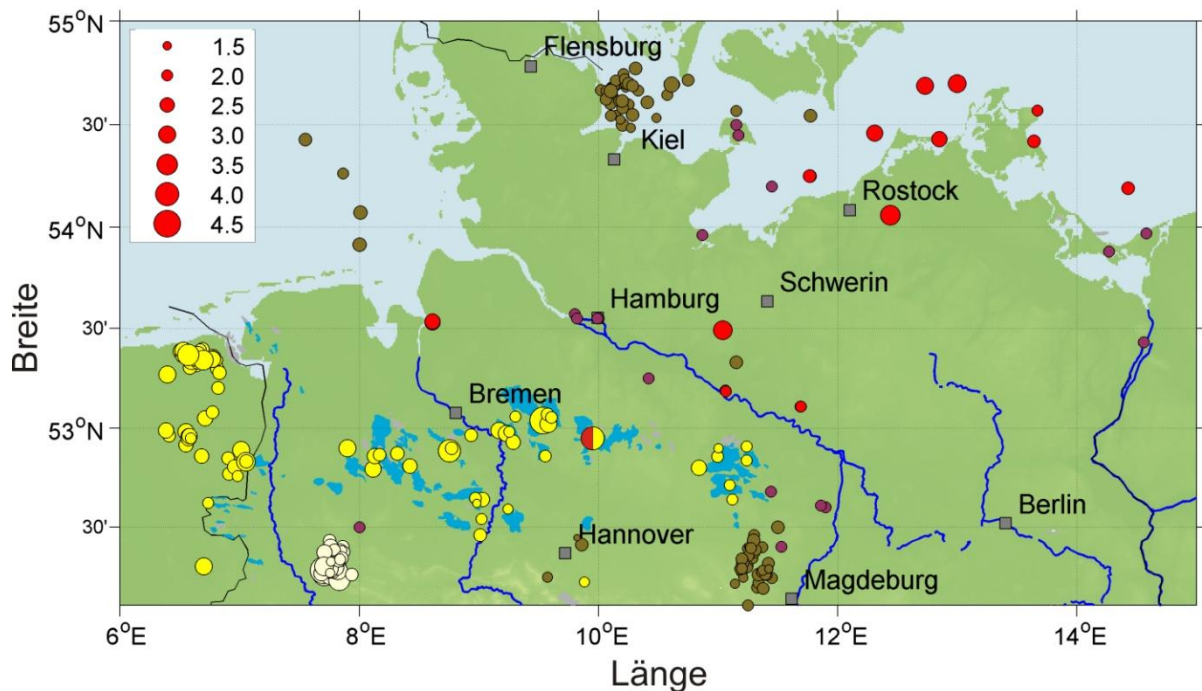


Abbildung 2: Seismizität in Norddeutschland nach dem historischen Katalog seit 800 (Leydecker, 2011) und dem instrumentellen Deutschen Erdbebenkatalog der BGR 1977 bis 2012. Farblich unterschieden sind die historischen (lila) und die instrumentell erfassten tektonischen (rot) Erdbeben, sowie induzierte Ereignisse im Steinkohlenbergbau (weiß) und wahrscheinlich durch die Erdgasförderung induzierte Erdbeben (gelb) und Sprengungen (braun). Blaue Flächen kennzeichnen die aktiven Erdgasfördergebiete in der Region.

Die beiden stärksten dieser Ereignisse sind das Erdbeben am 19. Mai 2000 bei Wittenburg mit einer Magnitude von 3,3 und das Erdbeben östlich von Rostock am 21. Juli 2001 mit einer Magnitude von 3,4. Obwohl beide Ereignisse eine ähnliche Magnitude erreichten, wurden vom Beben in Wittenburg keine Wahrnehmungen von Erschütterungen bekannt. In Rostock wurde das Beben dagegen deutlich von vielen Menschen verspürt. Das Erdbeben bei Wittenburg war das erste Erdbeben in Nordostdeutschland, für das eine ausreichende Anzahl von Seismometerstationen zur Verfügung stand, um eine über die Routineauswertung eines Observatoriums hinausgehende Untersuchung durchzuführen (Bock et al., 2002). Mit den in Nord- und Mitteldeutschland installierten Stationen des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) ermittelten Bock et al. (2002) eine Herdtiefe von 16 bis 17 km, eine Momentenmagnitude von MW 3,1 und einen Herdmechanismus, der eine Blattverschiebung mit Vertikalverschiebungskomponente repräsentiert. Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass das Erdbeben rein tektonischen Ursprungs ist und nicht durch oberflächennahe Prozesse, z.B. durch Einsturzbeben im verkarsteten Deckgebirge, hervorgerufen wurde. Die ermittelte Herdtiefe bestätigt auch die Tatsache, dass keine Beobachtungen von der Bevölkerung gemacht wurden. Für das Beben in Rostock wurde dagegen eine Herdtiefe von knapp 7 km bestimmt.

Hervorzuheben sind weiterhin zwei Erdbeben aus dem Jahr 2012, zum einen am 16. März 2012 nördlich von Dannenberg mit einer Magnitude von 2,0 und zum anderen am

9. August 2012 nördlich von Wittenberge mit einer Magnitude von 1,9. Bemerkenswert ist bei beiden Erdbeben die große Herdtiefe von mehr als 25 km. In diesem Bereich des Elbe-Lineaments wurden bis dahin keine Erdbeben gemessen. Allerdings konnte hier die Detektionsschwelle von Erdbeben erst in den letzten Jahren auf Magnituden unter 2,0 gesenkt werden.

Im Nordwesten Niedersachsens wurde dagegen bisher nur ein einzelnes Erdbeben registriert: am 11.8.2005 im Stadtbereich von Bremerhaven. Dieses Erdbeben hatte eine Magnitude von 2,6 und wurde von den Einwohnern nicht gespürt. Bei Recherchen nach den Ursachen des Erdbebens konnten keine Hinweise auf oberflächennahe Quellen (Sprengung, Einsturz) aufgespürt werden. Das Ereignis wird daher als tektonisches Beben klassifiziert.

Die wenigen tektonischen Erdbeben in Norddeutschland traten bisher singulär und nicht gehäuft auf. Es handelt sich um vereinzelte, vergleichsweise schwache Erdbeben, die vermutlich keinen großflächigen, tektonisch aktiven Schwächezonen zuzuordnen sind. Die tektonischen Ursachen der einzelnen Beben sind bisher nicht endgültig geklärt. Nacheiszeitliche Bewegungen in Nordeuropa bestimmen auch das Spannungsregime in der Erdkruste Norddeutschlands. Dadurch kommt es zu Verschiebungen an alten tektonischen Störungen, die noch aktiv sind oder in jüngerer Zeit reaktiviert wurden. (z.B. Brandes et al., 2011).

b) Historische Erdbebenaktivität

Einen weiteren wichtigen Baustein in der Beurteilung der Seismizität einer Region liefert die historische Seismizität. Während man mit der instrumentellen Messungen von Erdbeben zwar ein sehr genaues Abbild der momentan aktiven Zonen erhält, ist die Bewertung langfristiger Vorgänge jedoch sehr limitiert. Mit historisch dokumentierten Beobachtungen von Erdbeben kann demgegenüber auf einen längeren Zeitraum zurückgeblickt werden. Dabei werden allerdings nur große Ereignisse erfasst, die Schäden verursacht haben, oder zumindest in größerem Umfang gespürt wurden. Benötigt wird hierzu ein Katalog mit fundiert abgesicherten historischen Ereignissen.

Für das Gebiet von Deutschland und Randgebieten existiert der historische Katalog von Leydecker (Leydecker, 2011), der bis in das Jahr 800 zurückreicht. Dieser Katalog enthält, weil er aus Beschreibungen der Auswirkungen der Erdbeben basiert, keine Magnituden sondern Intensitäten (vgl. Kap. 5.2.2, Anhang A). Für die Region Norddeutschlands sind in diesem Katalog insgesamt 21 Ereignisse aus dem Zeitraum 1012 bis 1938 verzeichnet. Davon sind fünf Ereignisse oberflächennahe Einsturzbeben in Hamburg-Groß Flottbek. Sechs Ereignisse liegen im Küstenbereich der Ostsee (Lübeck, Fehmarn, Usedom), drei Ereignisse bei Stettin und fünf Ereignisse in der Altmark. In Niedersachsen sind je ein Ereignis bei Lüneburg und bei Alfhausen vermerkt. Keines der Ereignisse liegt in der Umgebung der jetzt aktiven Erdgasfelder. Die beiden Ereignisse bei Lüneburg (1323, Intensität V) und das Ereignis bei Alfhausen (1770, Intensität VI) liegen ungefähr 50 km von den nächsten Erdgasfeldern entfernt. Die Ereignisse in der Altmark (stärkstes Ereignis 1012,

Intensität V-VI) liegen ungefähr 20 Kilometer südöstlich der am weitesten östlich gelegenen Gasfelder bei Salzwedel. Die angegebenen Epizentren der historischen Ereignisse können hinsichtlich ihrer genauen Ortslage große Unsicherheiten aufweisen, da sie aus den Wahrnehmungen der Menschen abgeleitet wurden. Insbesondere die Lage des Erdbebens bei Lüneburg wird als zweifelhaft betrachtet. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass Norddeutschland in der historischen Betrachtung ebenfalls nur eine geringe Erdbebenaktivität aufweist und das stärkste Beben lediglich die Intensität VI besaß. In der kleineren Region der Gasfelder bei Söhlingen und Völkersen traten im vergangenen Jahrtausend nach Leydecker (2011) keine Erdbeben auf.

c) Erdbeben im Umfeld der Erdgasfelder

Das auffälligste Merkmal der Seismizität Norddeutschlands ist das bereits erwähnte Band von seismischen Ereignissen, das sich von Cloppenburg im Westen bis in den Raum um Salzwedel nach Osten zieht und bei dem die Epizentren im Umfeld der Erdgasfelder lokalisiert sind. Im Zeitraum von 1977 bis Ende 2012 konnten 33 Ereignisse im Umfeld der Erdgasfelder lokalisiert werden. Die Magnituden dieser Ereignisse reichen von 1,4 bis 4,5. Der größere Teil der Ereignisse ist im Bereich der Erdgasfelder lokalisiert (Abb. 3). Die bedeutendsten Ereignisse sind in Abbildung 3 mit der nächstgelegenen Ortschaft, Datum und Magnitude gekennzeichnet. Das stärkste Ereignis war das Erdbeben vom 20. Oktober 2004 in der Nähe von Rotenburg. Es hatte eine Magnitude von 4,5 und wurde bis nach Hamburg gespürt. Die nächst stärkeren sind das bereits erwähnte Ereignis bei Soltau vom 2. Juni 1977 mit einer Magnitude von 4,0 und das Ereignis bei Syke vom 15. Juli 2005 mit einer Magnitude von 3,8.

Das Erdbeben bei Soltau vom 2. Juni 1977 (gelb-roter Kreis) wird bis heute kontrovers diskutiert. Es war das erste Beben im Bereich der Erdgasfelder und trat zum damaligen Zeitpunkt unerwartet auf. Es wurde deshalb als tektonisches Erdbeben klassifiziert. Nach heutigem Kenntnisstand muss allerdings auch für dieses Beben die Frage neu gestellt werden, ob es sich doch eher um ein induziertes oder getriggertes Erdbeben handelt. Für ein induziertes oder getriggertes Erdbeben spricht, dass die Produktion im nahegelegenen Erdgasfeld Dethlingen schon zuvor im Jahr 1975 aufgenommen wurde. Fördertests fanden bereits zwischen 1971 und 1974 statt. Insofern besteht eine zeitliche Korrelation zwischen der beginnenden Erdgasförderung und dem Auftreten des ersten seismischen Ereignisses im Jahr 1977. Ereignisse mit Magnituden größer oder gleich 3 wären auch mit der geringeren Stationsüberdeckung in den Jahren vor 1977 zuverlässig nachgewiesen worden. Gegen die Annahme eines induzierten Bebens sprechen die sehr niedrigen Werte der bekannten Druckabsenkung bei der beginnenden Förderung im Jahr 1977, die allein vermutlich nicht ausreichen würde, um ein Ereignis der Magnitude 4 auszulösen. Dies könnte nur mit einer im Untergrund vorhandenen Spannung erklärt werden, deren Freisetzung als Erdbeben durch den Förderbeginn lediglich getriggert wurde. Aufgrund der nicht eindeutigen Klassifizierung ist das Ereignis von Soltau daher im Erdbebenkatalog nach wie vor als tektonisches Beben

markiert. Es muss aber in der Bewertung der Ereignisse im Bereich von Erdgasfeldern gleichwertig mit allen nachfolgenden Ereignissen betrachtet werden.

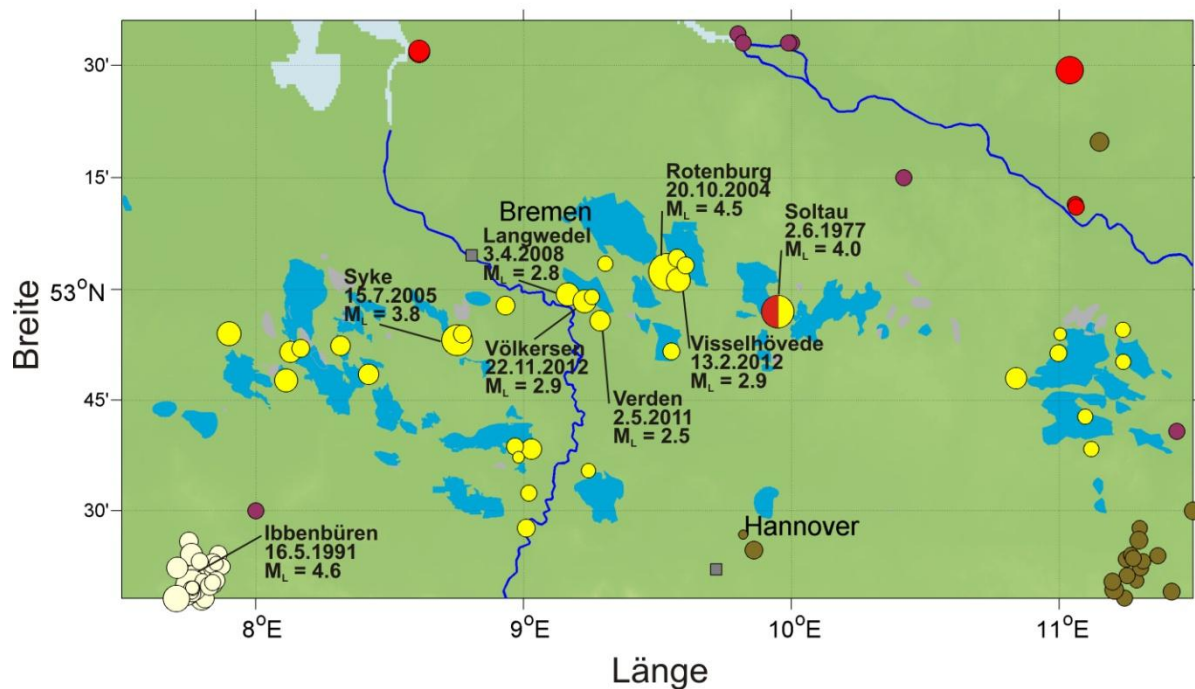


Abbildung 3: Seismizität im Umfeld der Erdgasfelder in Norddeutschland (Erklärung der Symbole siehe Abb. 2). Die stärksten Ereignisse sind mit Datum, Name und Magnitude versehen.

In den letzten 10 Jahren fanden die Ereignisse vermehrt um die Erdgasfelder Söhlingen und Völkersen statt. Im Umfeld von Söhlingen gab es neben den Rotenburg-Ereignissen am 20. / 24.10.2004 ($M_L = 4.5$; 2,2; 2,2; 1,9), ein Beben mit Magnitude 2,9 bei Visselhövede am 13. Februar 2012. Im Umfeld von Völkersen konnte die BGR 4 Ereignisse lokalisieren: bei Langwedel (3.4.2008, $M_L = 2,8$), bei Völkersen (24.4.2010 $M_L = 1,9$), bei Verden (2.5.2011, $M_L = 2,5$) und zuletzt bei Völkersen (22.11.2012 $M_L = 2,9$) (Abb. 4, Tab. 1). Aufgrund der verbesserten Datenlage konnten für diese Beben schon weitergehende Auswertungen, z.B. Makroseismik und Herdmechanik durchgeführt werden.

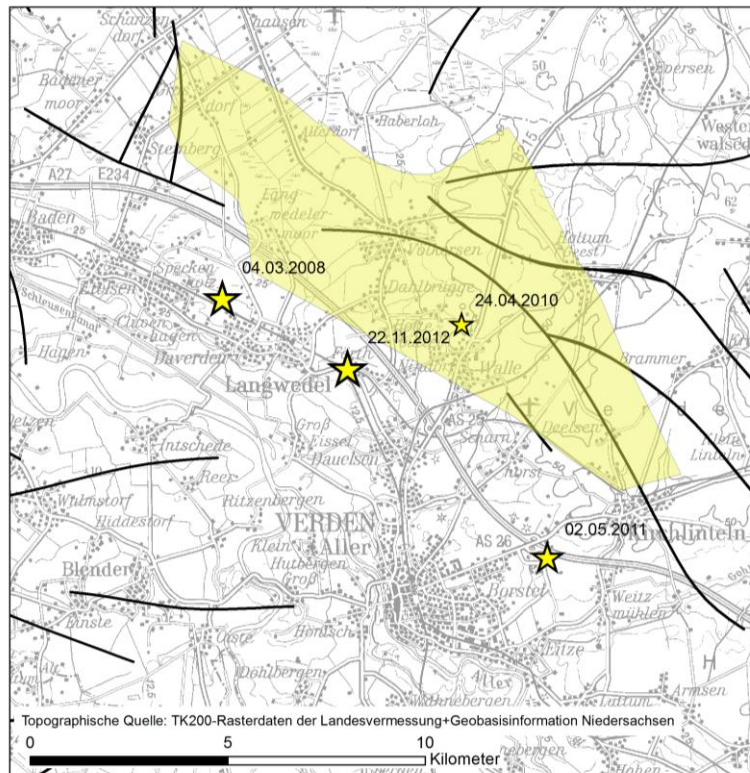


Abbildung 4: Kartenausschnitt, der die Lage der Epizentren in den Jahren 2008, 2010, 2011 und 2012 am Erdgasfeld Völkersen zeigt.

Datum / Zeit	Breite [°Nord]	Länge [°Ost]	Herdtiefe [km]	Magnitude M_L	Intensität I_0
20080403 00:06:18.89	52,989	9,165	5 - 10	2,8	V
20100424 14:10:50.46	52,983	9,255	-	1,9	-
20110502 02:57:21.14	52,93	9,287	4 ± 5	2,5	IV-V
20121122 21:38:11.06	52,97	9,212	$4,9 \pm 1,6$	2,9	V

Tabelle 1: Herdparameter der Erdbeben in den Jahren 2008, 2010, 2011 und 2012 am Erdgasfeld Völkersen.

Abbildung 5 zeigt die sogenannte Magnituden-Häufigkeits-Verteilung, auch Gutenberg-Richter-Beziehung genannt, für diese Beben. Aufgetragen wird darin die kumulative Anzahl von Ereignissen, die innerhalb einer definierten Region auftreten und deren Stärke oberhalb bestimmter Magnitudenwerte liegt. Daraus lassen sich Rückschlüsse auf den Typ der Seismizität, auf die Wiederkehrrate und auch auf die Vollständigkeit eines Datenkatalogs ziehen. Die Voraussetzungen, die zu einer zuverlässigen Aufstellung einer Magnituden-Häufigkeitsbeziehung erforderlich sind, werden im Fall der Ereignisse um die Gasfelder Norddeutschlands nicht sehr gut erfüllt. Der Datensatz ist aus statistischer Sicht sehr klein, der Zeitraum sehr begrenzt und die Detektionsschwelle ist wegen des voranschreitenden

Ausbaus der Stationsnetze über die Jahre nicht konstant. Dennoch deuten sich in Abbildung 5 zwei interessante Merkmale an, die hier kurz erörtert werden und denen in Zukunft mit besseren Datensätzen weiter nachgegangen werden sollte:

1. Im Magnitudenbereich zwischen 2,0 und 3,0 ergibt sich in der logarithmischen Darstellung ein linearer Zusammenhang, der dahin gehend interpretiert werden kann, dass die Ereignisse ab einer Magnitude von 2,0 quasi vollständig erfasst worden sind. Für Ereignisse kleiner 2,0 ist der lineare Zusammenhang nicht mehr gewahrt. Ereignisse mit Magnituden kleiner 2,0 sind offensichtlich unvollständig erfasst worden. Dies liegt mit großer Wahrscheinlichkeit an der zu geringen Anzahl von Stationen im Untersuchungsgebiet in den zurückliegenden Jahren vor 2012, insbesondere vor 2007.

2. Es gibt keine Ereignisse im Magnitudenbereich zwischen 3,0 und 3,7. Diese Lücke könnte statistisch zufällig aufgrund der zu geringen Anzahl von Ereignissen im Datensatz vorhanden sein. Damit zeigen insbesondere Ereignisse mit großen Magnituden keine statistische Relevanz. Die Lücke könnte aber auch damit begründet sein, dass den Ereignissen mit größeren Magnituden ein anderer Mechanismus zu Grunde liegt. Bei diesen Ereignissen könnte es sich z.B. nicht um induzierte sondern um getriggerte Ereignisse handeln.

Wichtig wird zukünftig die möglichst vollständige Erfassung von Ereignissen mit kleineren Magnituden ($M_L < 2.0$) sein, um besser abgesicherte Aussagen aus der Magnituden-Häufigkeits-Verteilung ziehen und interpretieren zu können. Ein wichtiger Schritt in diese Richtung ist mit den von der Industrie, der BGR und den Universitäten ausgebauten Stationsnetzen bereits gegangen worden (Kap. 5.1.1).

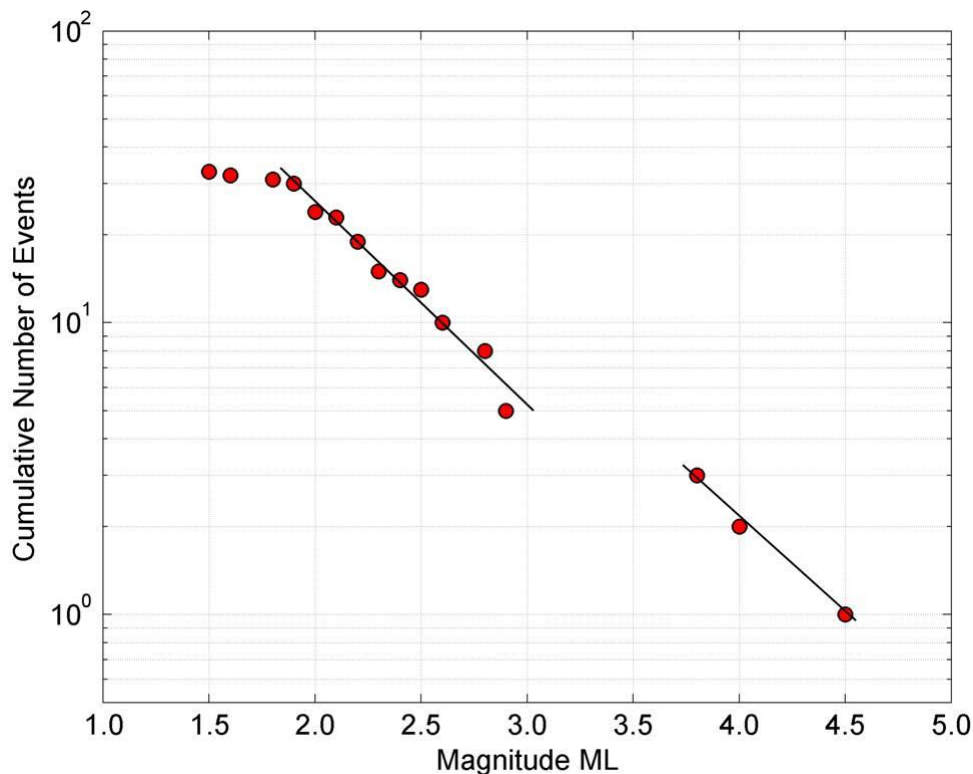


Abbildung 5: Magnituden-Häufigkeits-Verteilung für die seismischen Ereignisse im Umfeld der Erdgasfelder für den Zeitraum von 1977 – 2012.

5. Das Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012

5.1. Instrumentelle Auswertung

Die instrumentelle Seismologie fasst die Auswertung eines Erdbebens mittels der Registrierungen an seismischen Stationen zusammen. Im Folgenden werden das Stationsnetz in Norddeutschland und speziell im Epizentralgebiet sowie die Ergebnisse der Datenauswertung dargestellt.

Für eine schnelle Bewertung eines Erdbebens werden kurz nach dem Ereignis vorläufige Herdparameter bestimmt, wobei nur ein Teil der zur Verfügung stehenden Daten genutzt wird und auch die angewendeten Methoden begrenzt sind. Somit ergeben sich zwangsläufig Unterschiede zwischen den unmittelbar nach dem Erdbeben veröffentlichten Parametern der Routineauswertung und den in diesem Bericht dargelegten Ergebnissen einer speziellen Auswertung.

5.1.1 Seismische Stationsnetze in Norddeutschland

Wegen der geringen historischen Seismizität in Norddeutschland gab es hier in der Vergangenheit nur sehr wenige Messstationen. Im Gegensatz zu den Bundesländern in Mittel- und Süddeutschland, in denen tektonische Seismizität lange bekannt ist, gab es in Niedersachsen bis Januar 2013 auch keinen Landeserdbebendienst. Es fehlten somit ähnlich dichte lokale Stationsnetze, die von den erwähnten Landeserdbebendiensten der mittel- und süddeutschen Bundesländer bereits seit mehreren Jahrzehnten zur Überwachung ihrer tektonischen Seismizität betrieben werden. Eine der ersten Stationen, die in Norddeutschland betrieben wurde, nämlich von 1952 bis 1999, ist beispielsweise die Station HAM in Hamburg-Harburg. Frühere Stationen gab es von 1898 bis 1942 an zwei weiteren Standorten in Hamburg.

Eine Verbesserung der seismischen Überwachung in Norddeutschland begann in den 1990er-Jahren mit der Installation des Deutschen Regionalnetzes (GRSN). Durch die BGR, verschiedene Universitäten und das Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches Geoforschungszentrum (GFZ) wurde ein deutschlandweites Stationsnetz mit den zu dem Zeitpunkt modernsten digitalen Dreikomponenten-Breitbandseismometern aufgebaut. In diesem Zug wurden auch neue Stationen in Norddeutschland und den umgebenden Regionen installiert.

Zwischen 2007 und 2012 kam es in mehreren Etappen zum weiteren Ausbau des Stationsnetzes in Norddeutschland. Abbildung 6 zeigt die Stationsnetze und die Standorte der einzelnen Seismometerstationen. Das erste lokale seismische Messnetz im Bereich der Erdgasfelder wurde im Jahr 2007 zu deren Überwachung von der Industrie installiert. Auftraggeber war der Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung e.V. (WEG). Die Installation geschah als Reaktion auf das Erdbeben bei Rotenburg im Oktober 2004, das

eine Magnitude von 4,5 hatte. Insgesamt besteht das Netz aus fünf Seismometerstationen, die auf den Betriebsgeländen der Erdgasförderunternehmen aufgestellt wurden.

Im Jahr 2008 wurden dann von der BGR zwei Stationen als Ergänzung zum Deutschen Regionalnetz installiert, zum einen die Station GOLD (in Goldborn) im Bereich des Erdgasfelds Hamwiede und zum anderen die Station RETH (in Rethem), die sich ungefähr 25 km südlich des Erdgasfeldes Völkersen befindet. Beide Stationen sind, wie auch alle anderen Stationen des Deutschen Regionalnetzes, sogenannte offene Stationen, d.h. dass die Wellenformdaten der kontinuierlich registrierenden Stationen jedermann zur Verfügung stehen. Sie können jederzeit über die Internetseite der BGR aus dem dortigen seismischen Datenzentrum elektronisch abgerufen werden. Die Aufzeichnungen dieser Stationen werden per Internet in nahezu Echtzeit an die BGR übermittelt und stehen damit für eine Auswertung im Falle eines Erdbebens sofort zur Verfügung. Die Station RETH wurde 2012 zu einer Bohrlochstation umgebaut, die nun ein verbessertes Signal-Rausch-Verhältnis und damit eine deutlich erniedrigte Detektionsschwelle aufweist.

Nach der zunehmenden Erdbeben­tätigkeit um das Erdgasfeld bei Völkersen (2008, 2010 und 2011) und nach dem Erdbeben 2012 bei Visselhövede in der Nähe des Erdgasfeldes Söhlingen war der Bedarf nach weiteren Erdbebenstationen in der Region gegeben. Vom WEG wurde daher ein neues verbessertes seismisches Messnetz in Auftrag gegeben, das 2012 von DMT installiert wurde. Dabei handelt es sich um ein Erschütterungsmessnetz mit 10 Stationen an der Erdoberfläche und ein seismologisches Netz mit 6 Stationen, die in 200 m tiefen Bohrlöchern installiert sind. Zur Zeit des Erdbebens vom 22. November 2012 war neben den Oberflächenstationen erst eine Bohrlochstation (HB6S) in Betrieb. Die Modernisierungsmaßnahme war unter anderem auch der vergleichsweise zu geringen Datenqualität der Stationen des bisherigen WEG-Netzes geschuldet. Es zeigte sich, dass die Standorte auf den Betriebsgeländen zu hohen Rauschverhältnissen ausgesetzt sind. Durch das neue Stationsnetz können einerseits die Hypozentren (Orte der Erdbeben inklusive ihrer Tiefenlage) genauer bestimmt werden, andererseits können seismische Untersuchungen vorgenommen werden, die über die reine Erdbebenlokalisierung hinausgehen.

Anfang Juni 2012 wurden von der BGR in Kooperation mit den Universitäten von Hamburg und Potsdam 13 temporäre Stationen im Bereich der Erdgasfelder Söhlingen und Völkersen aufgestellt, die bis zum heutigen Zeitpunkt in Betrieb sind. 7 Stationen sind Einzelstationen, die übrigen 6 liegen sehr dicht beieinander und bilden ein sogenanntes Array, mit dem man die Richtungen der ankommenden seismischen Wellen sehr gut peilen und auch sehr schwache Signale auflösen kann. Im Gegensatz zu den Regionalnetzstationen und den Stationen des WEG werden die Daten dieser Stationen nicht in Echtzeit übertragen, sondern an den Stationen auf Festplatten gespeichert. Die Stationen müssen dann in gewissen Zeiträumen zum Abrufen der Daten angefahren werden.

Aufgrund der im Jahr 2012 neu aufgestellten Netze des WEG sowie der BGR und der Universitäten von Hamburg und Potsdam steht für das letzte Erdbeben von Völkersen vom November 2012 der bisher beste seismische Datensatz zur Auswertung eines Erdbebens im Bereich der Erdgasfelder zur Verfügung.

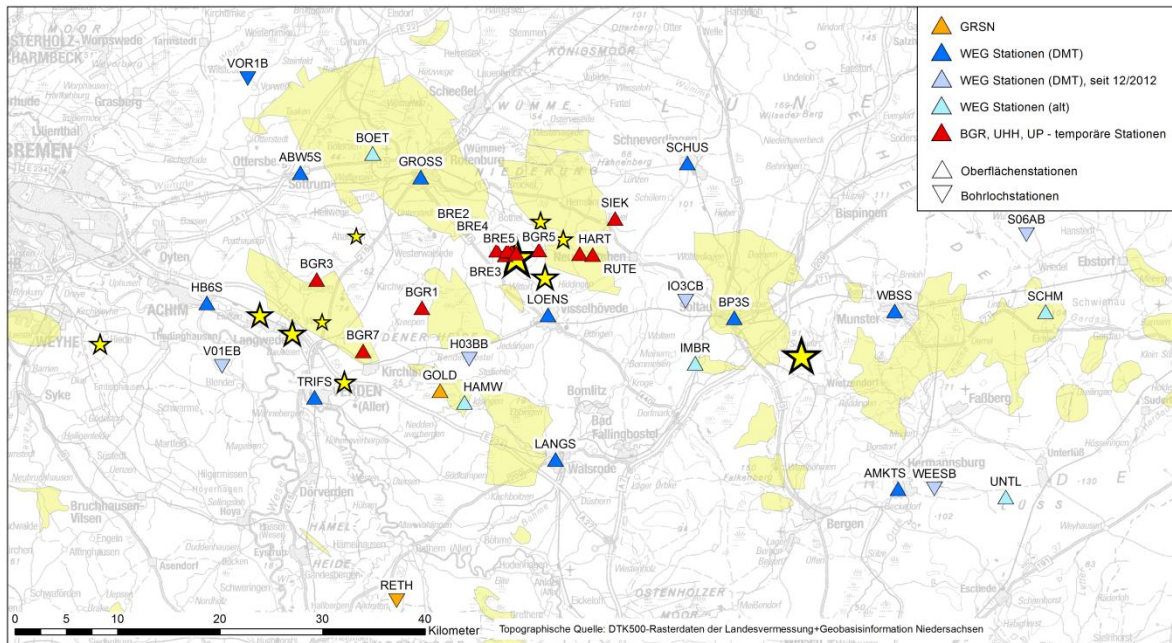


Abbildung 6: Verteilung der seismischen Messstationen (Dreiecke) im Bereich der Erdgasfelder (grün-gelb) in Norddeutschland zum heutigen Zeitpunkt, farblich kodiert hinsichtlich ihrer Betreiber. Die hellblauen Stationen waren zum Zeitpunkt des Erdbebens am 22. November 2012 noch nicht installiert. Weiterhin sind die Epizentren der Erdbeben seit 1977 (gelbe Sterne) dargestellt.

5.1.2 Registrierungen an seismischen Stationen

Das Erdbeben vom 22. November 2012, 21:38 Uhr (MEZ, Lokalzeit), wurde von großen Teilen der Bevölkerung im Landkreis Verden verspürt. Die von dem Erdbeben ausgehenden seismischen Wellen wurden instrumentell von zahlreichen Stationen verschiedener seismischer Messnetze, die im vorherigen Abschnitt vorgestellt wurden, registriert. Die seismischen Wellen konnten noch in Entfernungen über 300 km aufgezeichnet werden. Für eine genaue Bestimmung des Hypozentrums sind Wellenformdaten der nahegelegenen Stationen am wichtigsten. In Abbildung 7 ist als Beispiel die Registrierung an der Station BGR7 in einer Entfernung von etwa 7 km zum Epizentrum zu sehen. Das zugehörige Spektrogramm für die Vertikalkomponente, welches den zeitlichen Verlauf des Leistungsdichtespektrums darstellt, ist in Abbildung 8 zu sehen. Es treten Signalfrequenzen bis 80 Hz auf mit der größten Energie bei etwa 8 Hz. Ein weiteres Beispiel einer Registrierung in einer Entfernung von 310 km ist in Abbildung 9 dargestellt. Abbildung 10 zeigt eine Zusammenstellung von Registrierungen an den Vertikalkomponenten ausgewählter Stationen in einem Entfernungsbereich bis 170 km.

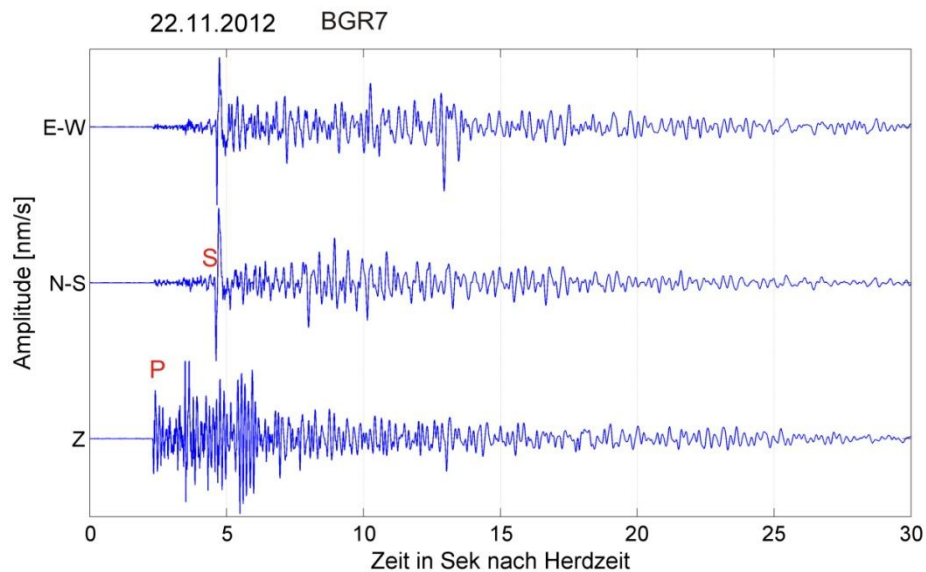


Abbildung 7: Registrierungen der drei Komponenten (Z, N-S und E-W) an der Station BGR7 in einer Entfernung von ca. 7 km zum Epizentrum für das seismische Ereignis vom 22. November 2012. Die ungefilterten Daten sind jeweils auf das Maximum der Spur normiert. Die Ersteinsätze der P- und S-Welle sind markiert. Die Zeit bezieht sich auf die Herdzeit 21:38:11.6 MEZ.

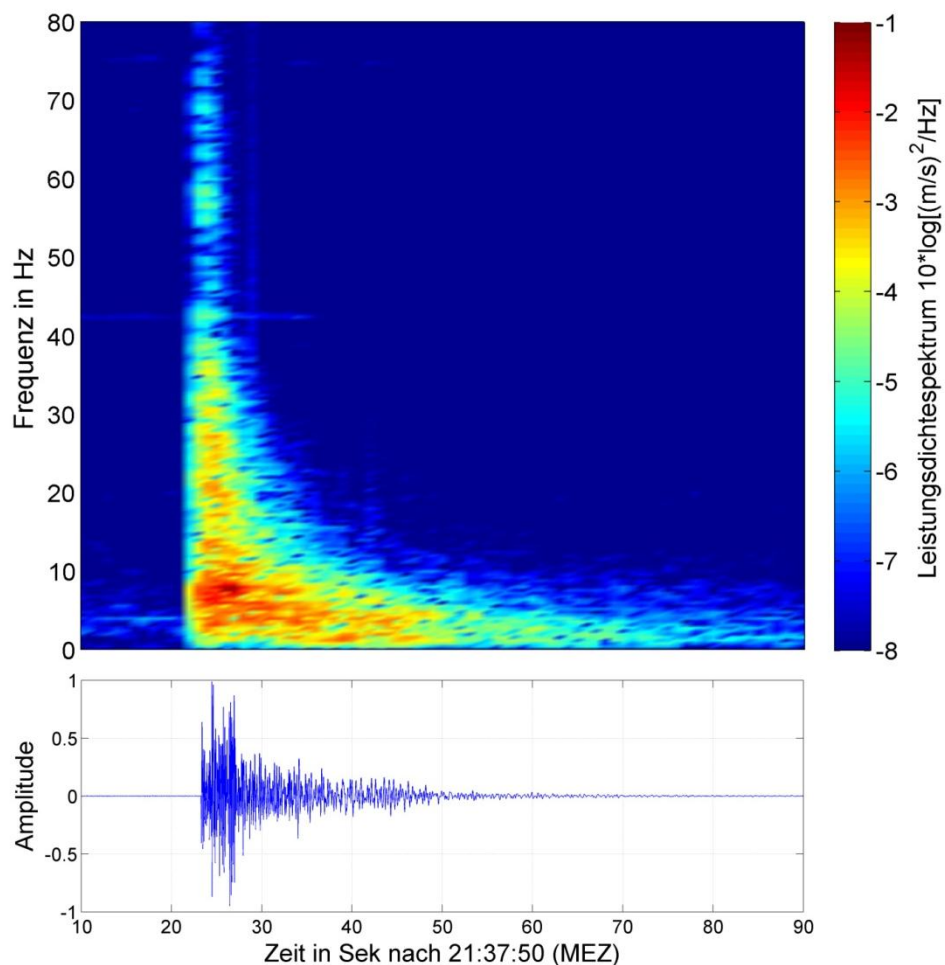


Abbildung 8: Spektrogramm (oben) und zugehöriges Seismogramm (unten) der Vertikalkomponente der seismischen Station BGR7 in einer Entfernung von ca. 7 km zum Epizentrum.

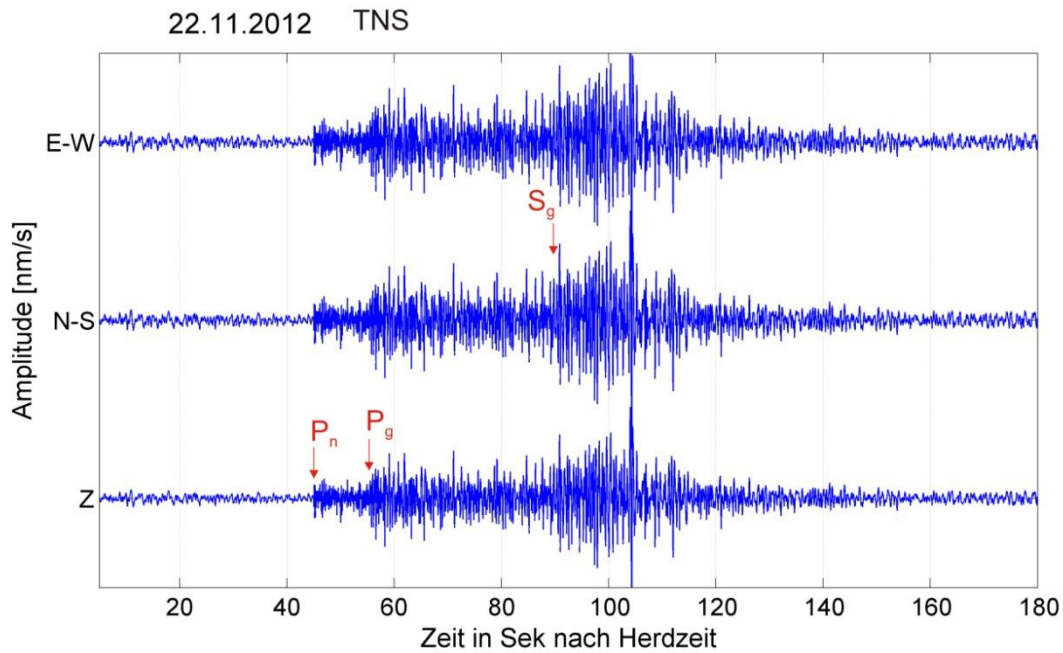


Abbildung 9: Registrierungen der drei Komponenten (Z, N-S und E-W) an der Station TNS in einer Entfernung von 310 km zum Epizentrum für das seismische Ereignis vom 22. November 2012. Die gefilterten Daten (1.0 – 8.0 Hz) sind jeweils auf das Maximum der Spur normiert. Die Einsätze der Phasen P_n , P_g und S_g sind markiert. Die Zeit bezieht sich auf die Herdzeit 21:38:11.6 MEZ.

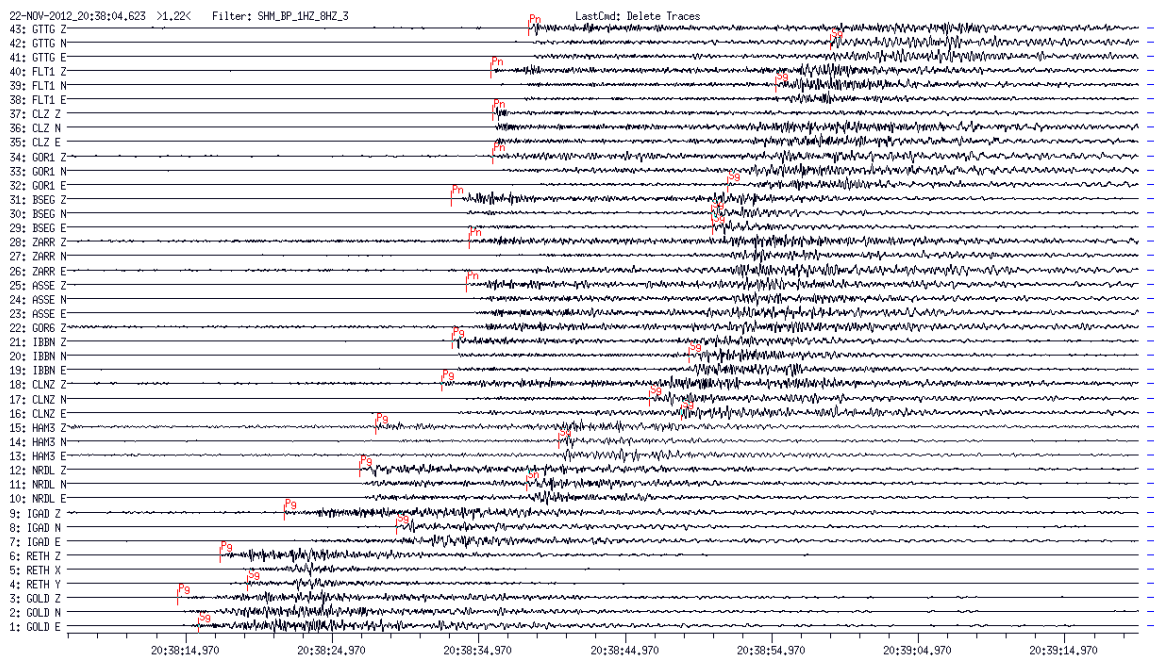


Abbildung 10: Registrierungen an ausgewählten Stationen des Deutschen Regionalnetzes (GRSN) in einem Entfernungsbereich bis 170 km. Dargestellt sind die Einsatzzeiten (rot) der P-Wellen (P_g , P_n) auf den Vertikalkomponenten und der S-Wellen (S_g) auf den Horizontalkomponenten.

5.1.3 Lokalisierung und Herdtiefenbestimmung

Die Lokalisierung bezeichnet die Bestimmung der Hypozentralparameter eines Erdbebens. Diese umfassen die Herdzeit, den Ort an der Erdoberfläche (Epizentrum), der beschrieben wird durch die geographische Breite und Länge, und die Herdtiefe. Für die Bestimmung dieser Parameter werden die Seismogramme manuell gesichtet und die Ankunftszeiten t_p und t_s der vom Erdbebenherd ausgehenden Kompressionswellen (P-Wellen) und Scherwellen (S-Wellen) bestimmt.

Die gemessenen Ankunftszeiten werden mit theoretischen Werten für verschiedene theoretische Hypozentren verglichen, so dass sich die Lösung aus der geringsten Abweichung von Daten und Modell ergibt. Hierzu müssen die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen (Kompressionswellengeschwindigkeit v_p und Scherwellengeschwindigkeit v_s) durch den Untergrund bekannt sein. Im Allgemeinen variieren die elastischen Parameter des Gesteinskörpers räumlich und können richtungsabhängig (anisotrop) sein. Vereinfacht wird allerdings häufig ein eindimensionales, isotropes Geschwindigkeitsmodell verwendet, bei dem sich die Ausbreitungsgeschwindigkeiten nur vertikal mit der Tiefe ändern. Laterale Variationen und Anisotropie werden dabei vernachlässigt. Solch ein mittleres Modell liefert verlässliche Lokalisierungen, gerade wenn Stationen aus einem großen Entfernungsbereich verwendet werden.

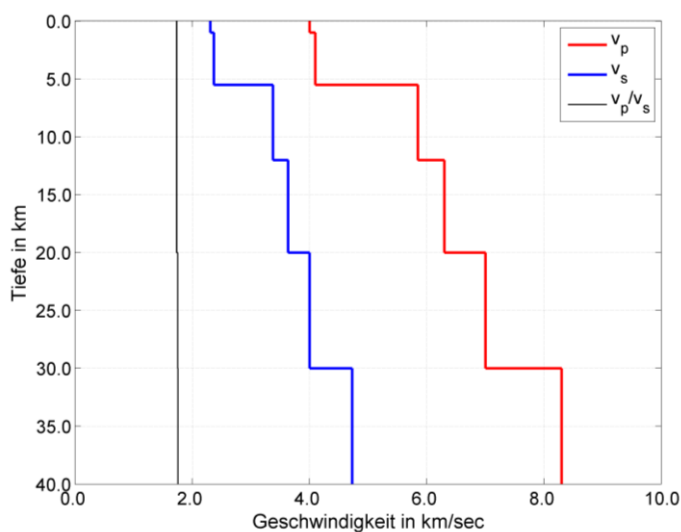


Abbildung 11:

Mittleres lateral homogenes Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das für die Berechnung der Herdparameter mit dem Computerprogramm HYPOSAT benutzt wurde.

Abbildung 11 zeigt das zur Lokalisierung des Erdbebens bei Völkersen verwendete Geschwindigkeitstiefenmodell, das leicht abgewandelt auf dem Modell von Dahm et al. (2007) basiert. Langsamere Geschwindigkeiten repräsentieren die oberen Sedimente. Der stärkste Geschwindigkeitskontrast in der Kruste ist ein prominenter Geschwindigkeitssprung von 4,2 km/s auf 5,8 km/s in der P-Wellengeschwindigkeit in der Tiefe von 5,5 km. Dieser Geschwindigkeitswechsel repräsentiert die Grenze an der Zechsteinbasis zwischen dem darüber liegenden mesozoischen Deckgebirge und dem darunter befindlichen Rotliegenden,

die lokal in Völkersen etwas höher liegt. Als Lokalisierungsroutine wurde das Computerprogramm HYPOSAT von Schweitzer (2001) verwendet.

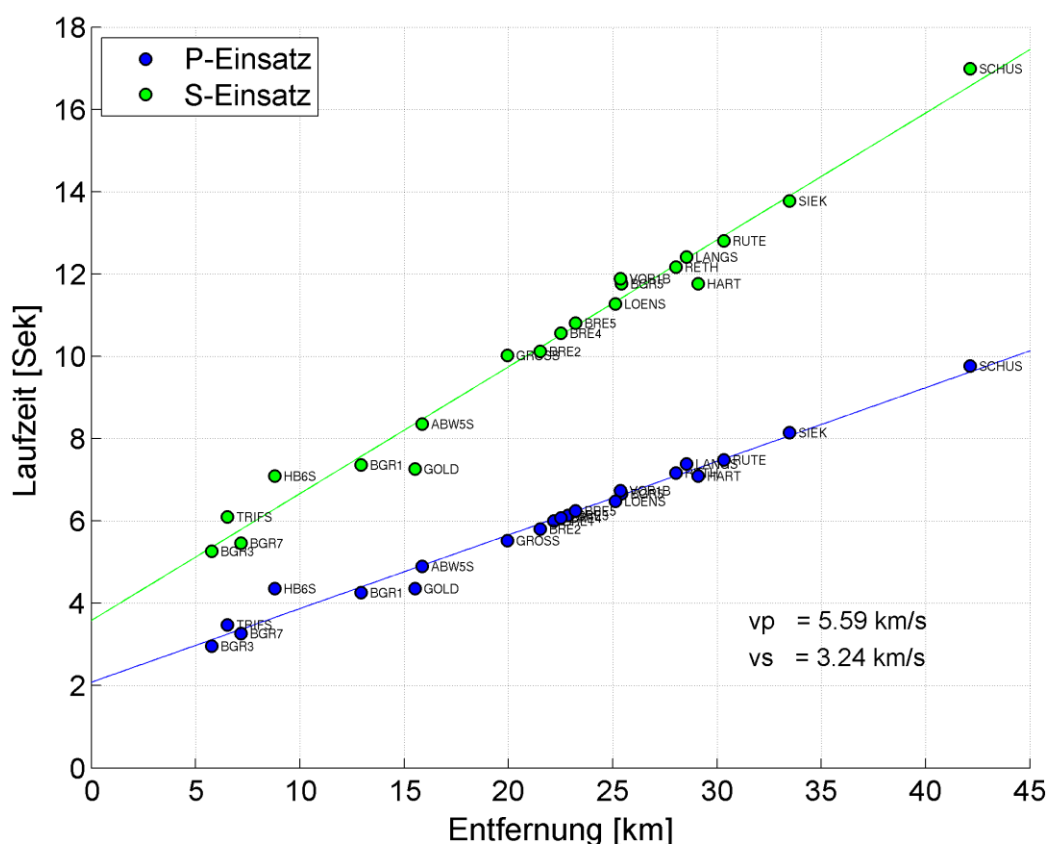


Abbildung 12: Einsatzzeiten und Laufzeitkurven der für die Lokalisierung verwendeten Stationen in Entfernungen bis 45 km. Blau dargestellt sind die Einsatzzeiten der schnelleren P-Welle, grün die Einsatzzeiten der langsameren S-Welle.

Insgesamt wurden 42 Einsatzzeiten (22 P-Phasen und 20 S-Phasen) von Stationen aus Entfernungen bis 45 km zur Lokalisierung genutzt. Die Qualität der registrierten Daten ist insgesamt sehr hoch. In Abbildung 12 sind die Einsatzzeiten als Funktion der Entfernung dargestellt. Aus den Steigungen der Laufzeitkurven ergeben sich Scheingeschwindigkeiten von 5,6 km/s für die P-Einsätze und 3,2 km/s für die S-Einsätze. Weiter entfernte Stationen tragen nicht zu einer Verbesserung der Lokalisierung bei, werden aber zur Verifizierung der Ergebnisse genutzt.

Die berechneten Herdparameter sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Das Epizentrum liegt zwischen Langwedel und Nindorf (Abb. 13). In dieser Abbildung ist ebenfalls das makroseismische Epizentrum dargestellt, dessen Berechnung in Kapitel 5.2.2 beschrieben ist.

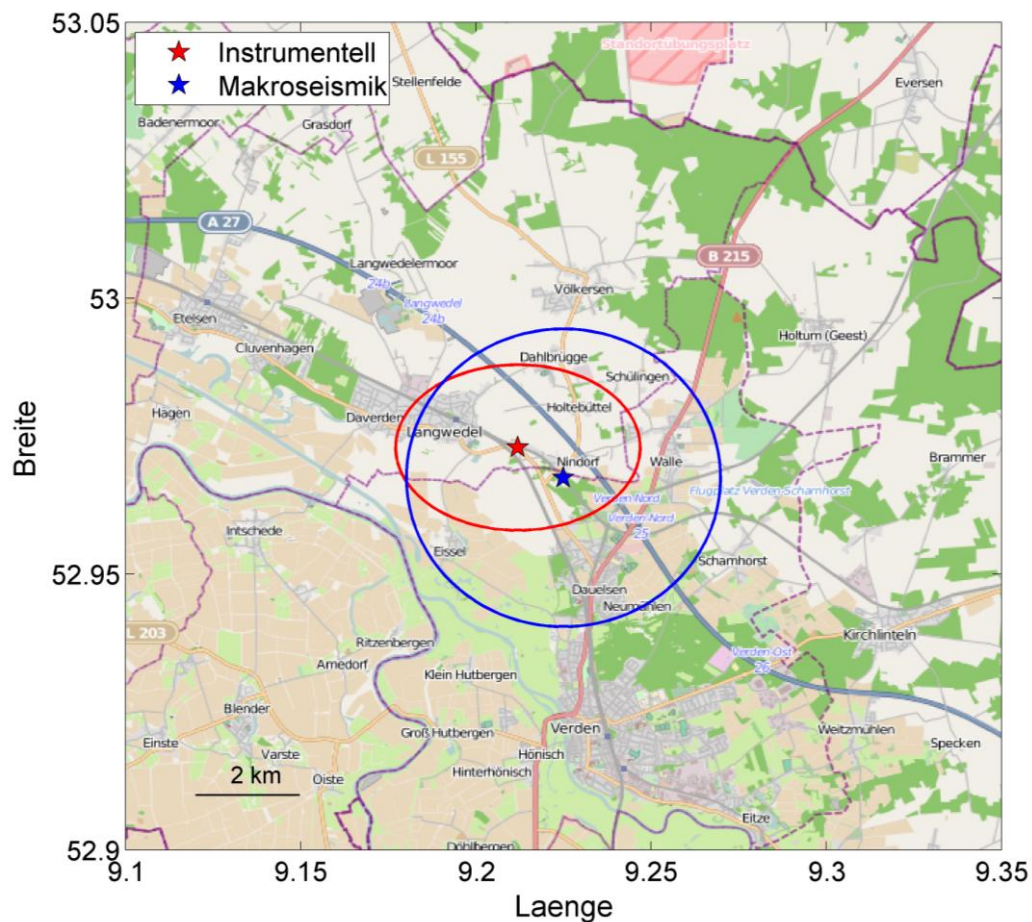


Abbildung 13: Karte des instrumentell bestimmten Epizentrums (rot) und des makroseismischen Epizentrums (blau). Die Fehlerellipsen geben jeweils die Genauigkeit der Lösungen wieder.

Datum	22. November 2012
Herdzeit (MEZ)	21:38:11.6 ± 0,3 s
Instrumentelles Epizentrum	
Breite	52,973° Nord ± 1,6 km
Länge	9,212° Ost ± 2,5 km
Herdtiefe	4,9 km ± 1,6 km
Magnitude M_L	2,9
Makroseismisches Epizentrum	
Breite	52,967° Nord ± 3 km
Länge	9,225° Ost ± 3 km
Intensität I_0	V

Tabelle 2: Hypozentralparameter des Erdbebens bei Völkersen am 22. November 2012.

In Abbildung 14 ist die geometrische Verteilung der zur Lokalisierung verwendeten Stationen um das Epizentrum dargestellt. Bis auf zwei Stationen (VOR1B und HB6S) liegen alle Stationen östlich des Epizentrums. Diese ungleiche Verteilung der Stationen führt zu einer größeren Ungenauigkeit der Lokalisierung in ostwestlicher Richtung.

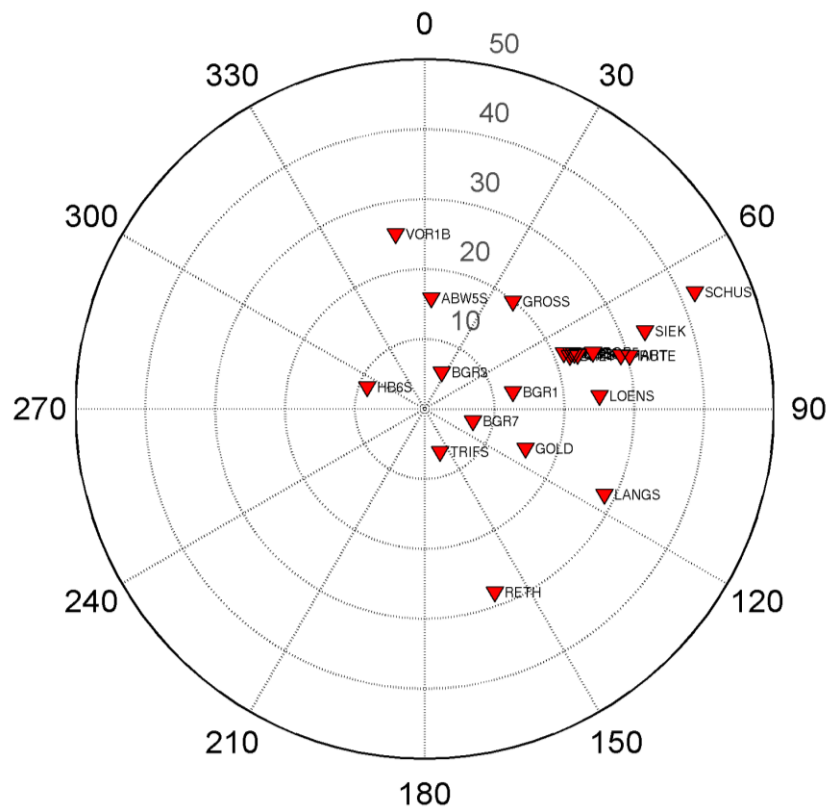


Abbildung 14: Verteilung der seismischen Stationen um das Epizentrum des Erdbebens vom 22.11.2012 im Polardiagramm mit dem Epizentrum im Mittelpunkt bis zu einer Entfernung von 50 km.

Mittels des Jackknife-Verfahrens wurde die Zuverlässigkeit des Epizentrums und der Herdtiefe abgeschätzt. Bei diesem Verfahren wird aus dem vollständigen Datensatz der Einsatzzeiten durch das Weglassen von Einsatzzeiten eine Schar von reduzierten Datensätzen und daraus resultierenden Lösungen bestimmt. Hierdurch wird der Einfluss einer unter Umständen falschen Einsatzzeit reduziert, und gleichzeitig ein Vertrauensbereich der Lösung gewonnen.

Die Variationen für das Epizentrum sind in Abbildung 15 zu sehen. Das berechnete mittlere Epizentrum ist mit einem roten Stern markiert. Die größere Variation der Epizentren in Richtung Südwesten erklärt sich mit der bereits beschriebenen schlechteren Stationsüberdeckung in dieser Richtung. Insgesamt hat sich eine eindeutige Häufung der Epizentren um den Mittelwert ergeben. Der Fehler der Lösungen ist jeweils angegeben, wie er formal aus dem Lokalisierungsprogramm folgt.

Die Variationen der Herdtiefe für die einzelnen Datensätze sind sehr klein (Abb. 16). Nur ein Wert mit einer Tiefe von etwa 11,5 km weicht deutlich von den übrigen Werten ab. Das zugehörige Epizentrum liegt unrealistisch weit in südwestlicher Richtung vom Zentrum der makroseismischen Beobachtungen. Die Standardabweichung der übrigen Werte liegt bei 0,23 km. Hier kann also von einer stabilen Lösung ausgegangen werden.

Die Herdtiefe von 4,9 km liegt im Tiefenhorizont der Erdgasförderung. Durch die Unsicherheitsbereich von $\pm 1,6$ km kann nicht entschieden werden, ob das Hypozentrum sich oberhalb oder unterhalb des Förderhorizonts befindet und wie seine relative Lage zur Zechsteinbasis ist. Anhaltspunkte für eine genauere Tiefenbestimmung ergäbe zum Beispiel die Modellierung der Laufwege durch den Untergrund. So deutet die gemessene Scheingeschwindigkeit für P-Wellen von 5,6 km/s auf Laufwege durch tiefere Schichten hin, weil sie im Vergleich zu den Materialgeschwindigkeiten oberhalb der Zechsteinbasis von 4,2 km/s deutlich höher ist, aber gut mit der Materialgeschwindigkeit von 5,8 km/s unterhalb übereinstimmt. Laufwege mit hohem Anteil unterhalb der Zechsteinbasis sind daher plausibel. Entsprechend deuten auch diese Hinweise auf ein Hypozentrum nahe der Zechsteinbasis. Vor allem für eine weitergehende Untersuchung des Auslösemechanismus ist dies relevant, da sich an der Zechsteinbasis zahlreiche tektonische Störungen befinden, die als Schwächezonen für die Bruchfläche geeignet sind.

Zur Absicherung der Ergebnisse wurde begonnen, mittels des Computer-Programms NonLinLoc (Lomax et al., 2000) die Herdparameter für ein 3-dimensionales Geschwindigkeits-Tiefenmodell zu berechnen. Das 3-D Geschwindigkeitsmodell sowie die Modellparameter wurden für diese Untersuchung von der Industrie zur Verfügung gestellt. Die Arbeiten konnten noch nicht abgeschlossen werden, so dass hierüber zu einem späteren Zeitpunkt berichtet wird.

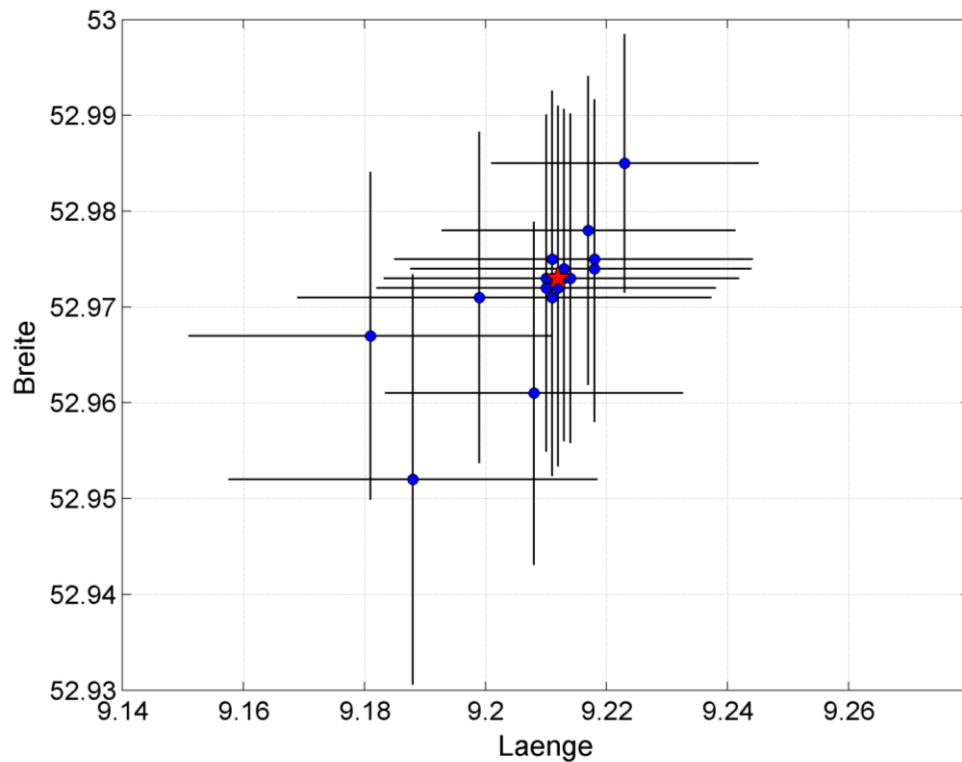


Abbildung 15: Variation des Epizentrums mittels des Jackknife-Verfahrens. Jeder Punkt entspricht der Lokalisierung für eine Daten-Untermenge an Einsatzzeiten, die schwarzen Balken geben die Genauigkeit der Lokalisierungen an. Das mittlere Epizentrum ist mit einem roten Stern markiert.

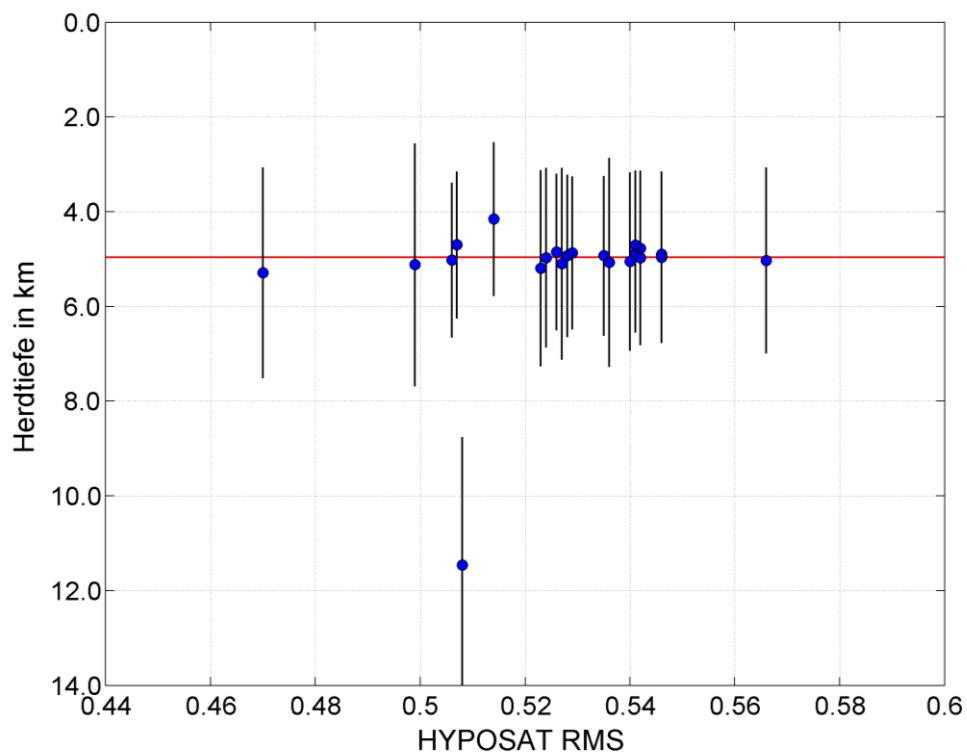


Abbildung 16: Variation der Herdtiefe mittels des Jackknife-Verfahrens (vgl. Abb. 15). Die mittlere Herdtiefe beträgt $4,9 \pm 1,6$ km und ist mit einer roten Linie markiert.

5.1.4 Magnitudenbestimmung

Die Magnitude eines seismischen Ereignisses ist ein Maß für die Energie, die bei dem Bruchvorgang abgestrahlt wird. Sie beschreibt somit die Stärke eines Erdbebens. Die Magnitude wird aus den Maximalamplituden der Seismogramme an seismischen Stationen berechnet. Die entfernungsabhängige Abnahme der Amplitude wird dabei korrigiert. Die für jede Station unterschiedlichen Empfangsbedingungen werden durch die Mittelung der Stationsmagnituden zu einer Ereignismagnitude berücksichtigt. Die Magnitude ist damit eine ortsunabhängige Größe. Für lokale Ereignisse, die mit Stationen im Entfernungsbereich bis 1000 km registriert werden, wird die Lokalmagnitude (M_L) verwendet (auch als Richter-Magnitude bekannt; Richter, 1935).

Im Gegensatz zur Magnitude werden die Auswirkungen auf Personen und Gegenstände an der Erdoberfläche durch die Intensität beschrieben (Kap. 5.2.2). Mit zunehmender Entfernung vom Erdbebenherd nehmen die Auswirkungen und damit die Intensität ab. Bei gleicher Magnitude können die Auswirkungen von Erdbeben auf Grund unterschiedlicher Herdtiefe verschieden sein.

Für das Erdbeben bei Völkersen sind in Abbildung 17 die an den verschiedenen seismischen Stationen gemessenen Magnitudenwerte dargestellt. Dabei werden alle Stationen ab einer Epizentralentfernung (Entfernung zum Ort des Erdbebens) von 50 km berücksichtigt, da die angewendete Entfernungskorrektur erst hier zuverlässig ist. Die Schwankungen zwischen den Einzelmessungen betragen bis $\pm 0,7$. Sie sind auf Amplitudenerhöhungen oder -erniedrigungen durch den lokalen Untergrund der Stationen (Standorteffekte, engl.: site effects) und die Abstrahlcharakteristik des Bruchmechanismus zurückzuführen (Kap. 5.1.5). Die niedrigsten Magnitudenwerte wurden an den Stationen NRDL (M_L 2,1) und ASSE (M_L 2,2) gemessen. Beide Stationen befinden sich in Bergwerken in Tiefen von 355 m bzw. 309 m. Der größte Wert wurde an der Station HAM3 (M_L 3,6) gemessen. Die Streuung der Magnitudenwerte nimmt tendenziell mit der Entfernung zum Epizentrum ab. Die Ereignismagnitude für das Erdbeben bei Völkersen ergibt sich als Mittelwert aus den Einzelmessungen zu M_L 2,9 (Abb. 17, blaue Linie).

Erdbeben der Magnitude M_L 2,5 bis 3,0 werden in Deutschland im Durchschnitt etwa 30 Mal pro Jahr registriert. Weltweit treten jährlich etwa 300.000 Erdbeben dieser Stärke auf.

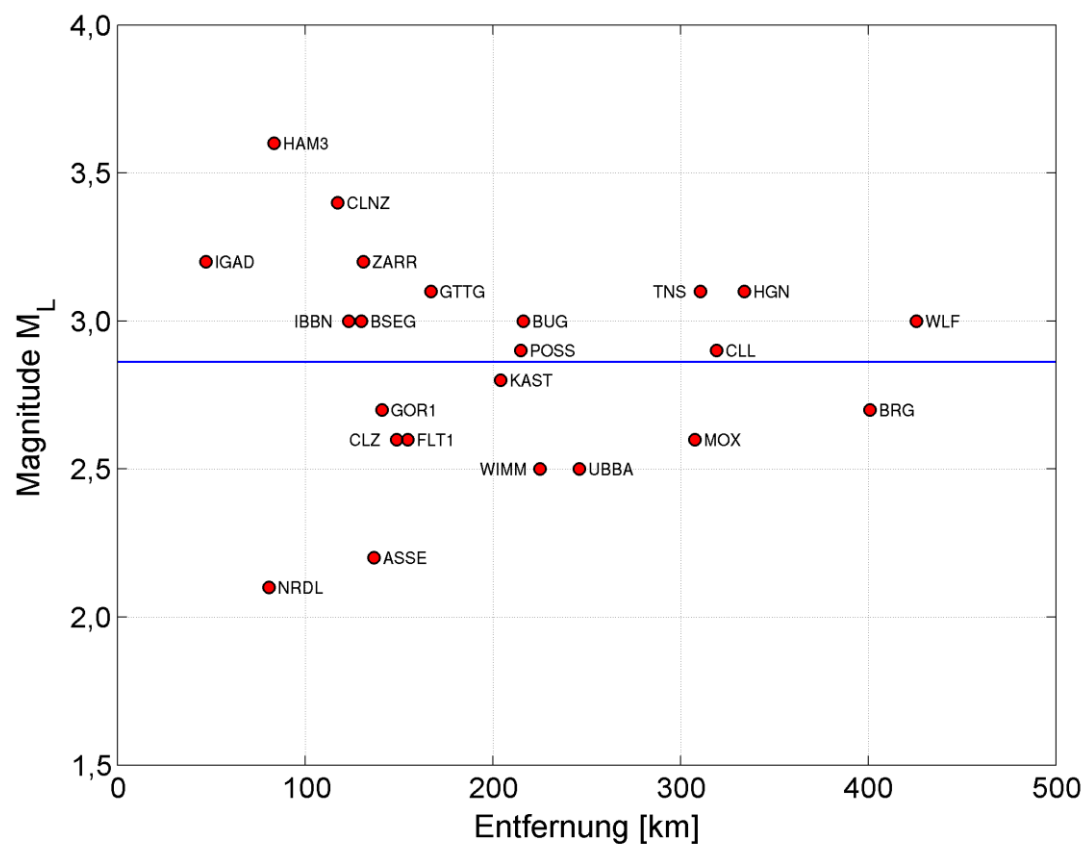


Abbildung 17: Magnitudenwerte (M_L) als Funktion der Entfernung für eine Auswahl von Stationen (rote Punkte) bis zu einer Entfernung von etwa 450 km zum Epizentrum. Die blaue Linie markiert den aus den Einzelwerten berechneten Mittelwert von M_L 2,9.

5.1.5. Herdmechanismus und Seismotektonik

Erdbeben sind Ausdruck des bruchhaften Spannungsabbaus in der Erdkruste. Der zu einem Beben zugehörige Herdmechanismus gibt die Orientierung der aktivierten Verwerfung und die Richtung des Versatzes auf der Verwerfungsfläche an, damit reflektiert er den lokal anliegenden Spannungszustand in der Erdkruste. Nahezu allen Erdbeben liegt ein Scherbruch als Quellmechanismus zu Grunde. Bei Erdbeben mit vergleichsweise geringer Magnitude, wie sie in der Umgebung der Erdgasfelder auftreten, handelt es sich zumeist nicht um Neubrüche, sondern um die Reaktivierung bereits vorhandener Schwächezonen im Untergrund.

Zur Berechnung des Herdmechanismus für das Erdbeben bei Völkersen wurde das Programm FOCMEC (Snoke, 2003) eingesetzt. Es ist insbesondere geeignet für Erdbeben mit geringen Magnituden. Die Methode beruht auf der Inversion von beobachteten Polaritäten und Amplitudenverhältnissen der seismischen Hauptphasen (P_g , P_n , S_g , S_n) von Lokalbeben und invertiert nach einer hochfrequenten Punktquelle mit einem reinen Scherbruch (Double-Couple). In einer Gitternetzsuche über die gesamte Herdkugel werden die Nodalflächenpaare gesucht, die mit den Polaritäten in Einklang stehen.

Zwei wesentliche Voraussetzungen für eine vertrauenswürdige Berechnung des Herdmechanismen sind eine gute azimutale und entfernungsabhängige Verteilung der Beobachtungsstationen sowie eine genaue Kenntnis des Geschwindigkeitsmodells, welches zur Berechnung der zu den einzelnen Phasen gehörenden Abstrahlwinkel benötigt wird. Inwieweit diese Voraussetzungen im Falle des Völkersen-Bebens erfüllt sind, wird weiter unten diskutiert.

Aus den Registrierungen für das Erdbeben bei Völkersen (Kap. 5.1.2) konnten insgesamt 29 Polaritäten der P_g - bzw. P_n -Phasen bestimmt werden, die als Eingabedaten in der Inversion nach dem Herdmechanismus verwendet wurden. Als Geschwindigkeitsmodell wurde mit leichten Modifikationen das bei Dahm et al. (2007) angegebene Modell "SED" (Kap. 5.1.3, Abb. 11) verwendet. Die Inversion wurde für die zwei angenommenen Herdtiefen 5,0 km und 5,7 km durchgeführt. Die Tiefe von 5,5 km stellt im Modell von Dahm et al. mit einem Sprung von 4,2 km/s auf 5,8 km/s in der P-Wellengeschwindigkeit den stärksten Geschwindigkeitskontrast in der Kruste dar. Der Geschwindigkeitswechsel repräsentiert die Grenze an der Zechsteinbasis zwischen dem darüber liegenden mesozoischen Deckgebirge und dem darunter befindlichen Rotliegenden. Es ist wichtig, die Inversion nach dem Herdmechanismus oberhalb und unterhalb dieser Grenzschicht zu testen, da sich für einen Erdbebenherd in unterschiedlichen Tiefenstockwerken die Abstrahlwinkel deutlich ändern. Die bei der Lokalisierung berechneten Hypozentraltiefe von 4.9 ± 1.6 km kann nicht eindeutig festlegen, in welcher Schicht der Herd tatsächlich lag.

Die möglichen Herdflächenlösungen mit der besten Anpassung sind in Abbildung 18a zusammen mit den Polaritäten von den verwendeten Stationen dargestellt. Die Lösungen variieren voneinander mit lediglich maximal 10° Abweichungen im Streichen und Fallen der Nodalflächen. Ein repräsentativer Herdmechanismus ist in Abbildung 18b in Form eines

sogenannten Beachballs dargestellt, bei dem die unterschiedlich gefärbten Quadranten die Bereiche von Kompression (schwarz) bzw. Dilatation (weiß) wiedergegeben. Bei dem Mechanismus handelt es sich um eine reine Abschiebung an einer WNW-OSO laufenden Verschiebungsfläche.

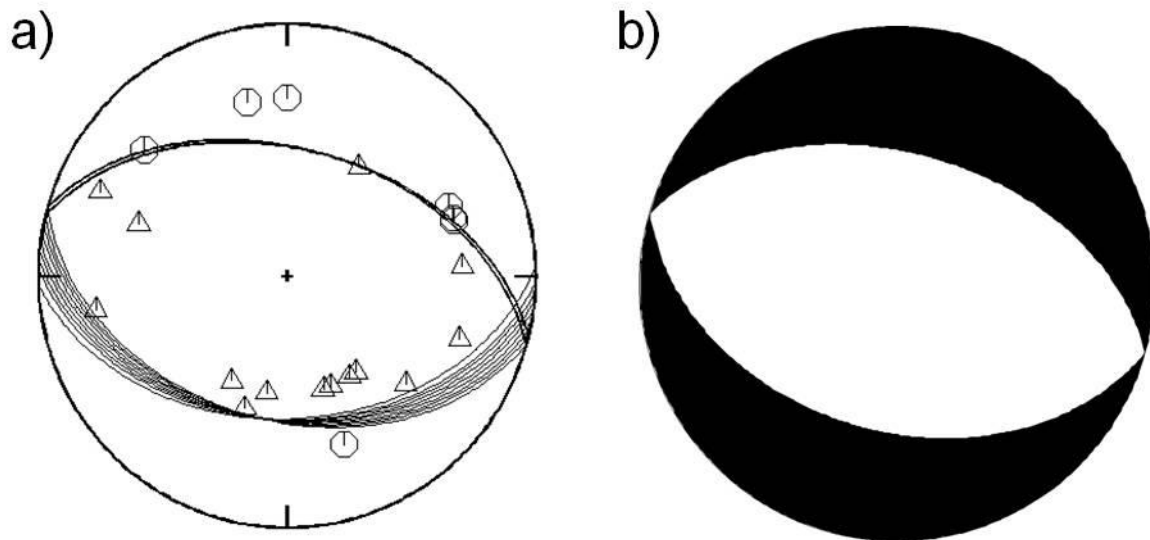


Abbildung 18: Berechnete Herdmechanismen. a) Die Abbildung zeigt die Positionen der Stationen in stereographischer Projektion auf der unteren Herdhalbkugel. Sie sind entsprechend der Polarität der Ersteinsätze der P-Welle markiert (Kreis = Kompression, Dreieck = Dilatation). Dargestellt ist auch die Schar der Nodalflächen, die mit diesen Eingabedaten in Einklang stehen. b) Repräsentativer Herdmechanismus in Form eines „Beachballs“ (schwarz = Kompression, weiß = Dilatation).

Der ermittelte Herdmechanismus kann zum gegenwärtigen Zeitpunkt nur als vorläufiges Ergebnis angesehen werden. Es zeigte sich in den Inversionsläufen, dass sowohl bei Herdtiefen oberhalb als auch unterhalb von 5,5 km zahlreiche Polaritäten (teilweise bis zu 25%) nicht angepasst werden konnten. Ein Grund dafür ist, dass ein Großteil der Stationen in einem Epizentralentfernungsbereich zwischen 10 und 50 km liegt. In diesem Bereich ist eine sehr genaue Kenntnis des Geschwindigkeitsmodells erforderlich, um bestimmen zu können, für welche Entfernungen die seismischen Strahlen den Herd nach oben oder nach unten verlassen. Weiterhin deuten Unterschiede der Polaritäten von Stationen mit ähnlichen Azimut- und Entfernungsbereichen darauf hin, dass starke laterale Heterogenitäten in der Umgebung vorliegen, die eigentlich die Anwendung eines sehr fein aufgelösten 3-dimensionalen Geschwindigkeitsmodells erfordern. Für eine zuverlässige Bestimmung des Herdmechanismus, die nicht mehr so stark an das Geschwindigkeitsmodell gekoppelt ist, wären einige Stationen direkt über dem Erdbebenherd erforderlich. Damit wäre dann sicher gestellt, dass Wellen, die den Herd nach oben verlassen, in der stereographischen Projektion die Herdhalbkugel auch um den Mittelpunkt mit Beobachtungen belegen.

Trotz der beschriebenen Unbekannten ist der in Abbildung 18b gezeigte Abschiebungsmechanismus auch aus geologisch-tektonischer Sicht eine plausible Erklärung

für das Erdbeben in Völkersen. Allerdings sind Abweichungen in der Streichrichtung und im Fallen der Nodalflächen nicht auszuschließen. Beispielsweise erhielten Cesca et al. (persönliche Mitteilung) in einer Studie zum Herdmechanismus des Völkersen-Bebens auf der Grundlage einer vollen Wellenforminversion im Spektralbereich ebenfalls eine nahezu reine Abschiebung mit allerdings eher N-S streichenden Nodalflächen.

Für vier der Ereignisse im Bereich der Erdgasfelder wurden bisher Herdmechanismen berechnet (Abb. 19), wobei für das Erdbeben bei Rotenburg im Oktober 2004 zwei leicht unterschiedliche Ergebnisse von Dahm et al. (2007) und von der BGR vorliegen. Alle Herdmechanismen repräsentieren Abschiebungen an WNW-OSO bis N-S gerichteten Verschiebungsflächen. Abschiebungsmechanismen sind auch diejenigen Mechanismen, die in der Umgebung eines Erdgasfeldes bei seiner Entleerung und einem Extensionsregime des Umraums erwartet werden (z.B. Segall et al., 1994). Die erhaltenen Streichrichtungen stimmen sehr gut mit den Streichrichtungen der in der Region um die Gasfelder bekannten Störungszonen, die im Geotektonischen Atlas für Nordwestdeutschland (Baldschuhn et al., 2001) veröffentlicht sind, überein. Unter Annahme einer N-S gerichteten maximalen horizontalen Hauptspannung in Norddeutschland sind die in NW-SO verlaufenden Störungen diejenigen, die hinsichtlich der Reaktivierung bevorzugt sind.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass die Herdmechanismen für Erdbeben im Bereich der Erdgasfelder in Bezug auf die Streichrichtungen der aktivierten Flächen und auf den Verschiebungsmechanismus kompatibel mit den bekannten Streichrichtungen der geologischen Störungssysteme und dem vom Spannungsfeld in der Region erwarteten Versetzungsrichtungen sind.

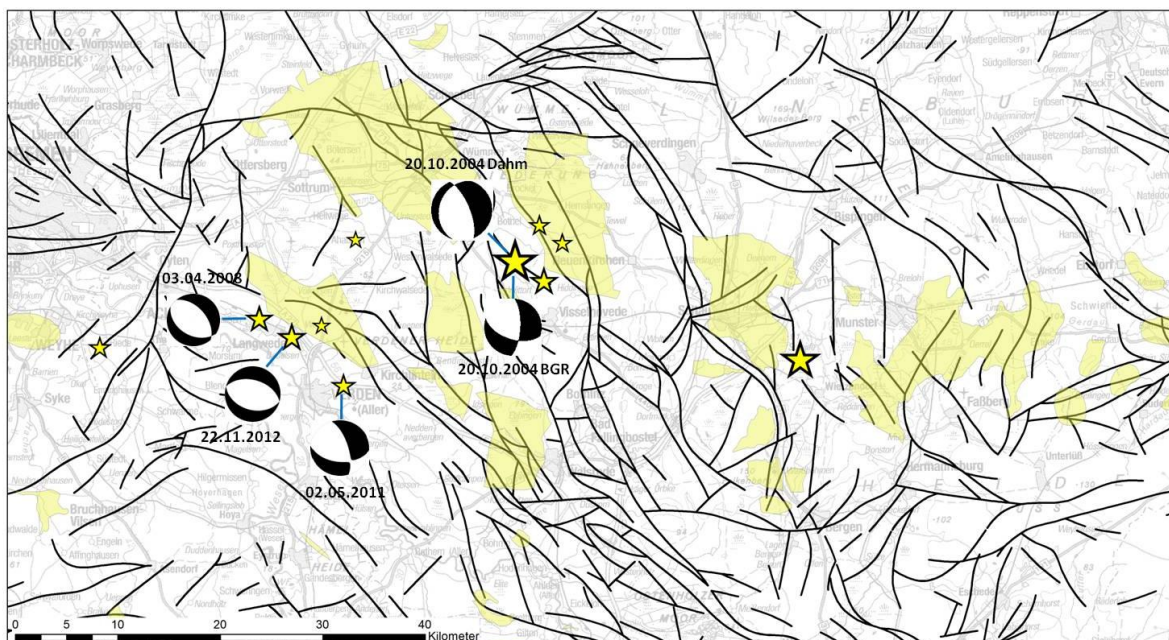


Abbildung 19: Zusammenstellung der bisher bestimmten Herdmechanismen und Störungszonen im Umfeld der Erdgasfelder. Die Störungen (schwarze Linien) beziehen sich auf die Basis des Zechsteins nach Angabe aus dem Geotektonischen Atlas von Nordwest-Deutschland (Baldschuhn et al, 2001).

5.2. Auswirkungen an der Erdoberfläche

5.2.1 Beobachtungen

Das Erdbeben vom 22. November 2012 um 21:38 (MEZ) mit einer Lokal-Magnitude (M_L) von 2,9 war im Landkreis Verden deutlich spürbar. Es wurde teilweise auch akustisch wahrgenommen. Beim Bereitschaftsdienst des Seismologischen Zentralobservatoriums (SZO) an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover gingen zahlreiche Meldungen per Email und Telefon ein. Besorgte Bürger, Einsatzzentralen von Feuerwehr und Polizei sowie Vertreter von Presse, Rundfunk und Fernsehen erkundigten sich nach den Ursachen der verspürten Erschütterungen.

Zur systematischen Erfassung der Beobachtungen wurde dazu aufgerufen, einen Erdbeben-Fragebogen auszufüllen, der das Melden von beobachteten Erschütterungen und deren Auswirkungen in einem standardisierten Format ermöglicht. Mit den Fragebögen wurden auch Schäden, die nach Einschätzung des Beobachters durch das Erdbeben verursacht wurden, und die Begleitumstände möglichst detailliert erfasst. Dieser Fragebogen ist über die Internet-Präsenz der Erdbebenstation Bensberg der Universität zu Köln in Zusammenarbeit mit dem Königlichen Observatorium von Belgien erreichbar:

<http://www.seismo.uni-koeln.de/makro/mailformular.htm>

Die Auswertung dieser Fragebögen liefert neben der instrumentellen Registrierung von Erschütterungen hilfreiche Informationen zur Abschätzung der Auswirkungen. Die Auswertung (Makroseismische Analyse) liefert ergänzende Informationen zur Unterstützung der instrumentellen Auswertung.

Im Zusammenhang mit dem Erdbeben wurde von Schäden an Gebäuden berichtet. Betroffene Bürger haben sich mit ihren Beobachtungen an verschiedene Stellen gewandt. Dazu gehören die jeweiligen Gemeinden, das LBEG und die BGR in Hannover, sowie die Firma RWE Dea. 20 Schadensmeldungen wurden LBEG bzw. BGR direkt zur Kenntnis gebracht. Außerdem konnte vom Flecken Langwedel für 41 Meldungen eine Einverständniserklärung (Datenschutz) zur Weitergabe an die Behörden eingeholt werden. Durch Überschneidungen der Meldungen liegen LBEG und BGR insgesamt 61 Schadensmeldungen vor.

Abbildung 20 zeigt die Orte der gemeldeten Schäden. 59 Meldungen liegen in einer Entfernung bis zu 8 km vom Epizentrum, zwei weitere in Entfernungen von 18 bzw. 22 km, also außerhalb des Schütterradius, der für dieses Erdbeben mit ca. 18 km berechnet wurde (Kap. 5.2.2). Als Schütteradius wird der Radius der Fläche bezeichnet, auf der Bodenbewegungen, verursacht von einem Erdbeben, verspürt werden. Ein Zusammenhang mit dem Erdbeben ist für diese Meldungen somit nahezu auszuschließen.

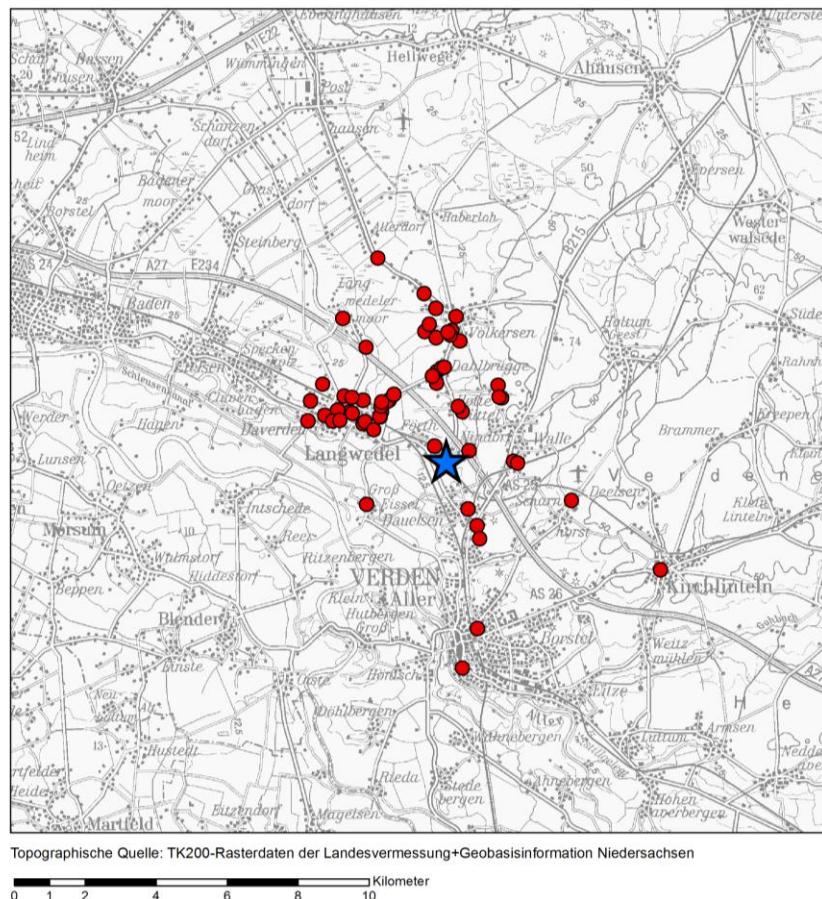


Abbildung 20: Meldungen von Gebäudeschäden, die nach dem Erdbeben bei Völkers beim LBEG eingegangen sind, in Entfernungen bis 8 km vom Epizentrum. Zwei weitere Meldungen in Entfernungen von 18 bzw. 22 km sind nicht dargestellt.

Da das Epizentrum des Erdbebens im Bereich des Erdgasfeldes Völkers liegt, hat sich die Firma RWE Dea als Konzessionsinhaber bereit erklärt, die Schadensmeldungen zu sammeln. Desweiteren hat sich RWE Dea bereit erklärt - aus Kulanz und ohne Anerkennung einer Rechtspflicht - die Kosten für den vereidigten und öffentlich bestellten Bausachverständigen zu übernehmen, der die gemeldeten Schäden untersuchen soll. Informationen hierzu sind auf der Bürgerinformationsseite Völkers von RWE Dea nachzulesen:

<http://www.rwe.com/web/cms/de/1260112/rwe-dea-buergerinformation-voelkersen/rwe-dea-ag-buergerinformation-voelkersen/>.

Zurzeit liegt nur der Firma RWE Dea ein vollständiger Datensatz mit Schadensmeldungen vor. Diese darin beklagten Schäden sollen nach Einschätzung der Betroffenen durch das Erdbeben verursacht worden sein. Von RWE Dea wurde zugesagt, nach Abschluss der gutachterlichen Bewertung durch den Bausachverständigen die Schäden, bei denen ein Zusammenhang mit dem Erdbeben nicht ausgeschlossen werden kann, zur Information an BGR und LBEG weiterzuleiten. Weil die Schadensmeldungen noch nicht vollständig vorliegen, konnten sie bisher nicht in diese seismologische Auswertung des Erdbebens einbezogen werden.

5.2.2 Makroseismische Auswertung

Bei der makroseismischen Auswertung werden die Auswirkungen eines Erdbebens auf Gebäude, Gegenstände oder Personen anhand von Beobachtungen der Bevölkerung ausgewertet. Als Grundlage der Analyse dienen die Angaben aus den Fragebögen der Bevölkerung. Mittels einer zwölfteiligen Intensitäts-Skala wird jeder Beobachtung eine Intensität (Community Internet Intensity, CII) zugeordnet. Die Auswertung der Fragebögen zur Bestimmung der Intensitäten erfolgt entsprechend der European Macroseismic Scale EMS-1998 (Grünthal et al. 1998). Die Kurzversion dieser zwölfteiligen Intensitätsskala ist im Anhang dargestellt.

Makroseismische Untersuchungen werden im Allgemeinen für stärkere Erdbeben durchgeführt, deren Erschütterungen in einem größeren Umkreis zu spüren sind und für die eine Vielzahl von Meldungen vorliegen. Um den subjektiven Anteil bei der Beschreibung der Beobachtungen zu reduzieren, werden mehrere Meldungen an einem Ort zu einem makroseismischen Beobachtungswert zusammengefasst. Diese Vorgehensweise war bei der geringen Ausdehnung des betroffenen Gebietes, und der insgesamt begrenzten Anzahl von Meldungen für das Erdbeben bei Völkern nicht möglich.

Für das Ereignis am 22. November 2012 wurden insgesamt 212 Fragebögen ausgefüllt, von denen zwei keine verwertbaren Daten enthielten. 26 Meldungen enthielten nur eine Ortsangabe und konnten somit nicht verwendet werden. Von den genutzten 184 Meldungen enthielten 23 nur einen Straßennamen und keine Hausnummer. Für diese Meldungen wurde der Ort der Meldungen auf die Mitte zwischen Anfang und Ende der Straße gelegt.

Die eingegangenen makroseismischen Meldungen enthalten auch Beobachtungen von Schäden. Diese wurden bei der Berechnung der Intensitäten entsprechend berücksichtigt und im Datensatz belassen. Es wurde kein Abgleich mit den als reine Schadensmeldung eingegangenen Mitteilungen an LBEG und BGR vorgenommen, da, wie oben beschrieben, keine Vollständigkeit besteht.

Aus den Angaben wurden nach EMS-1998 Intensitäten zwischen I (nicht gefühlt) und etwa VII (mäßige Schäden an vielen Häusern) abgeleitet. In Abbildung 21 ist die räumliche Verteilung der Intensitätswerte dargestellt. Auffällig ist die Tatsache, dass sehr unterschiedliche Beobachtungen in unmittelbarer Nachbarschaft gemeldet wurden mit Unterschieden in der Intensität bis zu 4 Stufen. Unterschiedliches subjektives Empfinden oder lokale Verstärkungseffekte können hierfür die Ursache sein.

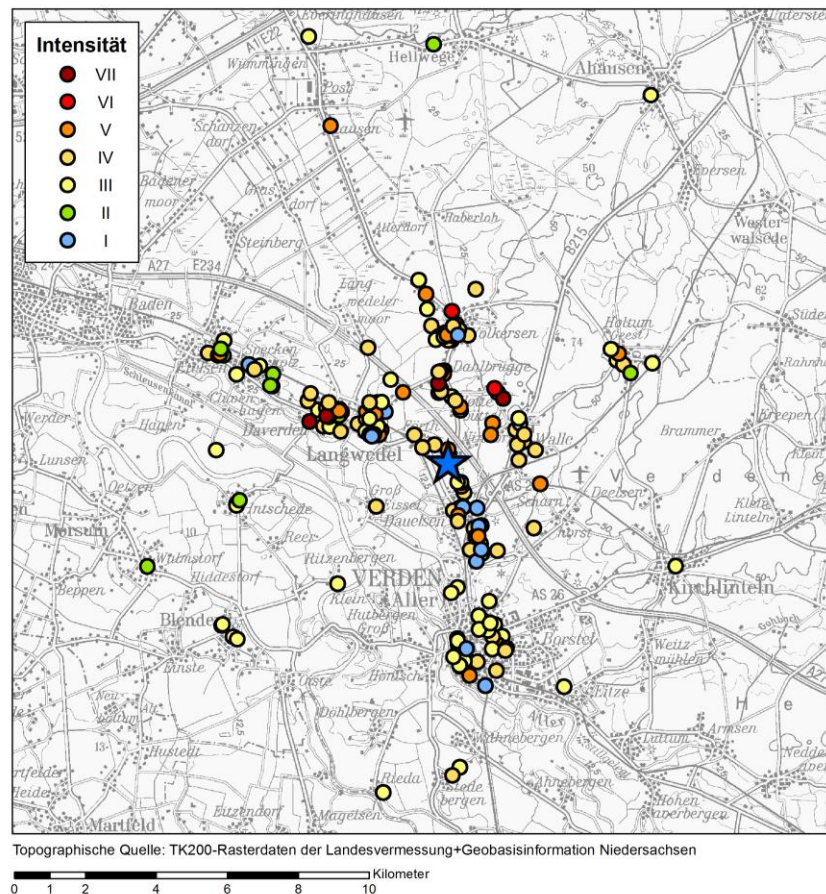


Abbildung 21: Orte der 184 verwertbaren Beobachtungen, die über Erdbebenfragebögen geschildert wurden. Farblich gekennzeichnet ist die den Beobachtungen zugeordnete makroseismische Intensität. Der blaue Stern markiert das makroseismische Epizentrum.

Die Makroseismischen Meldungen liegen, von zwei Ausnahmen abgesehen, in Epizentralentfernungen bis 13 km. Grundsätzlich sind auch ausgefüllte Fragebögen mit der Angabe, dass nichts gespürt wurde, von großer Bedeutung. Die Bereitschaft zum Ausfüllen eines Fragebogens wird jedoch mit abnehmender direkter Betroffenheit geringer.

Der Grad der Abnahme der makroseismischen Intensität mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum wird in starkem Maß von der Herdtiefe des Erdbebens beeinflusst. Bei einer geringen Herdtiefe wird zwar eine höhere Epizentralintensität aber auch eine schnelle Abnahme der Intensität mit der Entfernung erwartet. Bei einer großen Herdtiefe ist die Epizentralintensität kleiner und die Abnahme mit der Entfernung geringer. So kann aus den Isoleistenradien mittels Inversion der Gleichung für die makroseismische Intensitätsabnahme von Kövesligethy (Sponheuer 1960) die Herdtiefe abgeschätzt werden. Für das Ereignis am 22. November wurde der Schütteradius danach zu 18 km berechnet und stimmt somit gut mit den Beobachtungen überein.

Abbildung 22 verdeutlicht, dass kein klarer Trend einer Intensitätsabnahme mit zunehmender Entfernung zu erkennen ist. Tendenziell deutet die Verteilung der Intensitäten aber auf einen flacheren Herd hin, da bereits 96 % der Beobachtungen innerhalb eines Radius von 8 km

liegen. Auf eine weitergehende Abschätzung der Herdtiefe aus den makroseismischen Daten wurde verzichtet, da hieraus kein zuverlässiger Wert zu erwarten ist.

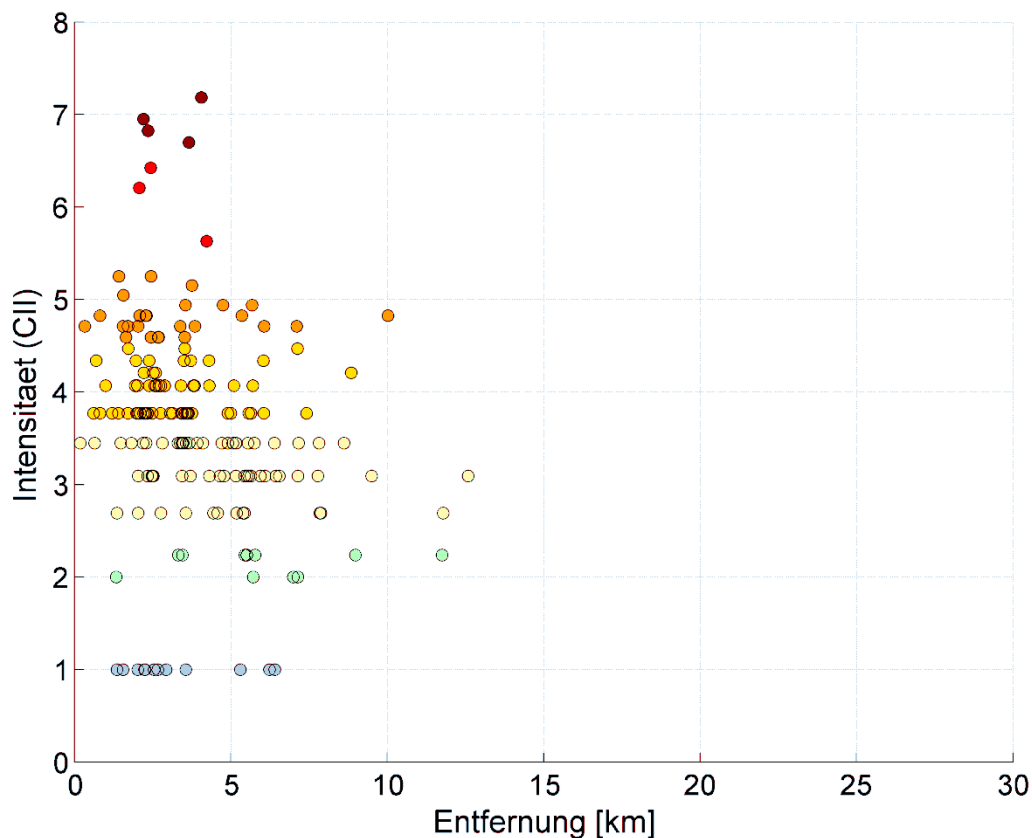


Abbildung 22: Intensitäten als Funktion der Entfernung zum Epizentrum. Jeder Punkt entspricht einer eingegangenen Meldung. Die Farbe der Punkte entspricht der Farbskala aus Abbildung 21.

Das makroseismische Epizentrum wurde durch ein numerisches Verfahren aus den Beobachtungen ermittelt. Dieses Epizentrum entspricht dem Ort, an dem die Differenz zwischen den Intensitätswerten, die aus den Meldungen abgeleitet wurden, und den theoretischen Werten, die aufgrund der entfernungsabhängigen Intensitätsabnahme erwartet werden, am geringsten ist. Das makroseismische Epizentrum ist in den Abbildungen 20 und 21 mit einem blauen Stern markiert. Es stimmt bei einer Differenz von etwa 1 km recht gut mit dem instrumentell bestimmten Wert überein (Kap. 5.1.3, Abb. 13).

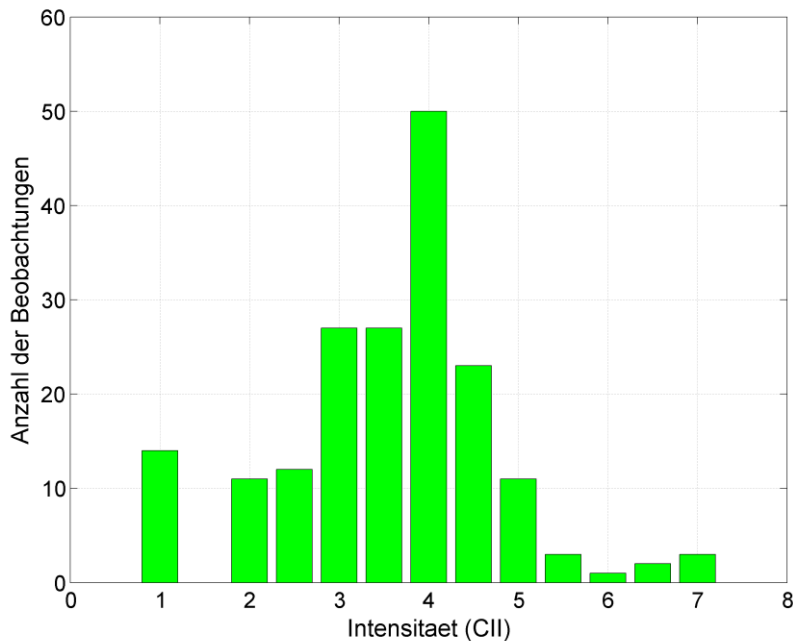


Abbildung 23: Histogramm der 184 ermittelten makroseismischen Intensitäten.

Die Häufigkeitsverteilung der Intensitäten in Abbildung 23 zeigt, dass nach einem Abfall der Häufigkeit vom Maximalwert bei IV bis zur Intensität VI wieder eine Zunahme der Häufigkeit bei Intensität VII zu erkennen ist. Auch in Abbildung 22, in der die Verteilung der Intensitäten als Funktion der Entfernung dargestellt ist, erscheinen die Intensitäten oberhalb von VI isoliert und passen nicht in das allgemeine Bild, dass die Häufigkeit der Meldungen mit zunehmender Intensität abnimmt.

Ein Grund hierfür könnte sein, dass die beschriebenen Schäden, die zu den hohen Intensitätswerten führen, keinen unmittelbaren Zusammenhang mit dem Erdbeben haben. Als zweite Möglichkeit kommt in Frage, dass es lokal zu erheblichen Verstärkungsphänomenen der Bodenschwinggeschwindigkeit gekommen ist. Letztere könnten dann die Ursache für Schäden an einzelnen Orten gewesen sein.

Da die Frage nach den Schäden an den Gebäuden noch nicht geklärt wurde, konnten diese makroseismischen Meldungen mit den hohen Intensitätswerten bei der Abschätzung der maximalen Intensität zum jetzigen Zeitpunkt nicht berücksichtigt werden. Bei den vorliegenden Meldungen handelt es sich in erster Linie um leichte Gebäudeschäden. 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 %) Gebäude der Vulnerabilitätsklassen A und B Schäden vom Grad 1 auf (Grünthal et al. 1998). Da eine Einteilung der Gebäude nach Vulnerabilitätsklassen nicht vorliegt, werden diese Gebäude hier vereinfacht als erhöht empfindliche Gebäude bezeichnet. Auf Grund dieser Festlegung und der zurzeit unklaren Ursachen für die gemeldeten Schäden, wurden keine Gebiete mit der Intensität VI vergeben. Als Epizentralintensität wurde die Intensität $I_0 = V$ (EMS-98) festgelegt.

5.2.3 Bodenschwinggeschwindigkeiten

Maximale Bodenschwinggeschwindigkeiten (PGV-Werte, engl.: Peak Ground Velocity)) werden herangezogen, um die Auswirkungen von Erdbeben auf die Erdoberfläche und damit auf Menschen und Gebäude zu quantifizieren. Die freigesetzte seismische Energie hängt von der Stärke und dem Herdmechanismus eines Ereignisses ab. Sie wird in Form seismischer Wellen unterschiedlich stark in die verschiedenen Richtungen abgestrahlt. Die PGV-Werte am Beobachtungsort sind demnach bei Erdbeben mit höheren Magnituden prinzipiell größer, hängen aber vom Abstand und der Richtung zum Hypozentrum (Ort des Erdbebens) ab. Darüber hinaus werden die PGV-Werte durch den lokalen Untergrund beeinflusst, die sogenannten Standort-Effekte (engl.: site effects). Sie beschreiben die lokale Verstärkung oder Verringerung der PGV-Werte durch die Beschaffenheit des Untergrunds am jeweiligen Beobachtungsort.

Zur Beurteilung der Auswirkungen eines Erdbebens auf Gebäude und Menschen nennt die DIN 4150, Teil III (Einwirkungen auf bauliche Anlagen), Anhaltswerte, bei deren Einhaltung keine Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes von Bauwerken eintreten und unterhalb derer selbst „kleinere Schäden kaum wahrscheinlich sind“. Werden diese Werte nicht überschritten, „so treten Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes, deren Ursachen auf die Erschütterungen zurückzuführen wären, nach den bisherigen Erfahrungen nicht auf“ (DIN 4150-3, S. 3).

Drei Gebäudetypen mit jeweils unterschiedlicher Empfindlichkeit gegenüber einwirkenden Schwingungen werden hier unterschieden (Tabelle 1, DIN 4150-3): empfindliche Gebäude, normale Gebäude und Industriebauten. Da die Bausubstanz im Allgemeinen sehr heterogen ist und meist auch Objekte besonderer Anfälligkeit beinhaltet, hat sich in Deutschland eine eher konservative Bewertung etabliert, so dass eine eher höhere Empfindlichkeit unterstellt und der Anhaltswert der empfindlichsten Gebäudeklasse angesetzt wird. Für diese beträgt die Schwinggeschwindigkeit, unterhalb der keine Schäden erwartet werden, 3 mm/s für Fundamentfrequenzen im Bereich zwischen 1 Hz und 10 Hz (DIN 4150-3, Tab. 1).

Bei der Messung der PGV-Werte muss man grundsätzlich zwischen Immissionsstationen zur Beweissicherung und Emissionsstationen zur seismologischen Auswertung unterscheiden. Immissionsstationen zur Beweissicherung im Gebiet der Erdgasfelder zwischen Weser und Elbe werden im Auftrag des Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung e.V. (WEG) von der DMT GmbH & Co. KG (DMT) betrieben (Kap. 5.1.1) und genügen den Anforderungen der DIN 4150 (Erschütterungen im Bauwesen). Gemäß der DIN 4150 sind für Erschütterungsmessungen Schwingungsmesser nach DIN 45669-1 einzusetzen. Vorgaben über die Standorte und Aufstellung sowie Ankopplung der Messgerät (Seismometer) sind in der DIN 45669-2 festgelegt. Ziel dieser Messungen ist es, die Einwirkungen auf Gebäude zu quantifizieren. Daher werden Standorte innerhalb der Besiedlung ausgewählt, häufig in öffentlichen Gebäuden mit vergleichsweise hoher Bodenunruhe, und die Messgeräte auf der Erdoberfläche installiert.

Messstationen zur seismologischen Auswertung (Emissionsnetz) müssen anderen Kriterien entsprechen. Dazu werden Standorte mit geringer Bodenunruhe und guter Infrastruktur sowie guter Abdeckung der gesamten Epizentralregion ausgewählt. Im Gebiet der zu überwachenden Erdgasfelder sind dies die Stationen des GRSN, die temporären Stationen von BGR, Universität Hamburg und Universität Potsdam sowie die von DMT betriebenen Bohrlochstationen des WEG-Netzes (Kap. 5.1.1).

Für das Erdbeben bei Völkersen am 22. November 2012 wurden die PGV-Werte an allen oberflächennahen seismischen Stationen sowohl des Immissions- als auch des Emissionsnetzes bis zu einer Epizentralentfernung von ca. 250 km bestimmt. In den Abbildungen 24 und 25 sind alle gemessenen PGV-Werte in Abhängigkeit von der Entfernung zum Epizentrum für zwei Entfernungsbereiche dargestellt. Die Messwerte, die an den DIN-Stationen der DMT bestimmt wurden, sind mit dunkelblauen Symbolen dargestellt, die übrigen Stationen mit hellblauen Symbolen. Auf der Grundlage dieser Messwerte wurde mittels eines numerischen Verfahrens die flächenhafte Verteilung der PGV in der Umgebung des Erdbebens berechnet. Abbildung 26 zeigt die Isolinien-Darstellung der PGV-Werte in der Umgebung des Epizentrums.

Im Umkreis von 10 km um das Epizentrum liegen nur 4 Stationen: BGR3 – 5,8 km, TRIFS – 6,5 km, BGR7 – 7,2 km, HB6S – 8,8 km (Abb. 6). Davon konnten allerdings die Daten der Station BGR3 nicht für diese Untersuchung genutzt werden, da bei einer Überprüfung festgestellt wurde, dass sich das Seismometer nicht mehr in der notwendigen vertikalen Position befand. Zur Lokalisierung (Kap. 5.1.3) konnten die Daten dieser Station dennoch verwendet werden. Die Stationen TRIFS (DMT) und BGR7 (BGR) weisen die höchsten gemessenen PGV-Werte von 0,64 mm/s bzw. 0,57 mm/s auf. Beide Werte liegen deutlich unter dem Grenzwert von 3,0 mm/s und lassen keinerlei Auswirkungen auf Gebäude erwarten. Für das unmittelbare Epizentralgebiet (bis 5 km Entfernung) liegen jedoch keine Messwerte der Bodenschwinggeschwindigkeit vor.

Um abschätzen zu können, wie hoch die PGV-Werte im Epizentralgebiet gewesen sein könnten, wurde mittels der gemessenen Werte eine Trendkurve für die Amplituden-Abnahme mit der Entfernung angepasst. Die Amplitude nimmt im homogenen Halbraum mit $1/r$ (r = Entfernung zum Epizentrum) ab. Desweiteren wurde bei der Berechnung die intrinsische Dämpfung der Wellen berücksichtigt. Diese hängt von verschiedenen Materialparametern wie Q-Faktor, S-Wellen-Geschwindigkeit und der Frequenz der Wellen ab. Die Frequenz wurde für die Berechnungen mit 6 bis 8 Hz angenommen. Bei der Wahl der Dämpfungs-Parameter wurde berücksichtigt, dass die sich vom Epizentrum zur seismischen Station ausbreitenden Wellen mit zunehmendem Abstand tiefere Bereiche der Kruste durchlaufen und somit im Durchschnitt eine immer geringere Dämpfung erfahren. Es wurden Q-Werte von 80, 250 und 500 angenommen für die Entfernungsbereiche bis 10, 40 bzw. 250 km. Damit ergab sich die beste Anpassung einer Trendkurve an die Messwerte für die Annahme eines maximalen PGV-Wertes von 2 mm/s im Epizentrum. Wird darüber hinaus angenommen, dass die Werte durch Standort-Effekte streuen können, wie man es auch bei den Messwerten im gesamten Entfernungsbereich beobachtet, dann könnte die

Bodenschwinggeschwindigkeit am Epizentrum auch noch höher liegen. Da diese Abschätzung einige Annahmen beinhaltet, deren Gültigkeit nicht mit einfachen Mitteln überprüft werden kann, ist die abgeschätzte Bodenschwinggeschwindigkeit nur als ein sehr grober Richtwert anzusehen.

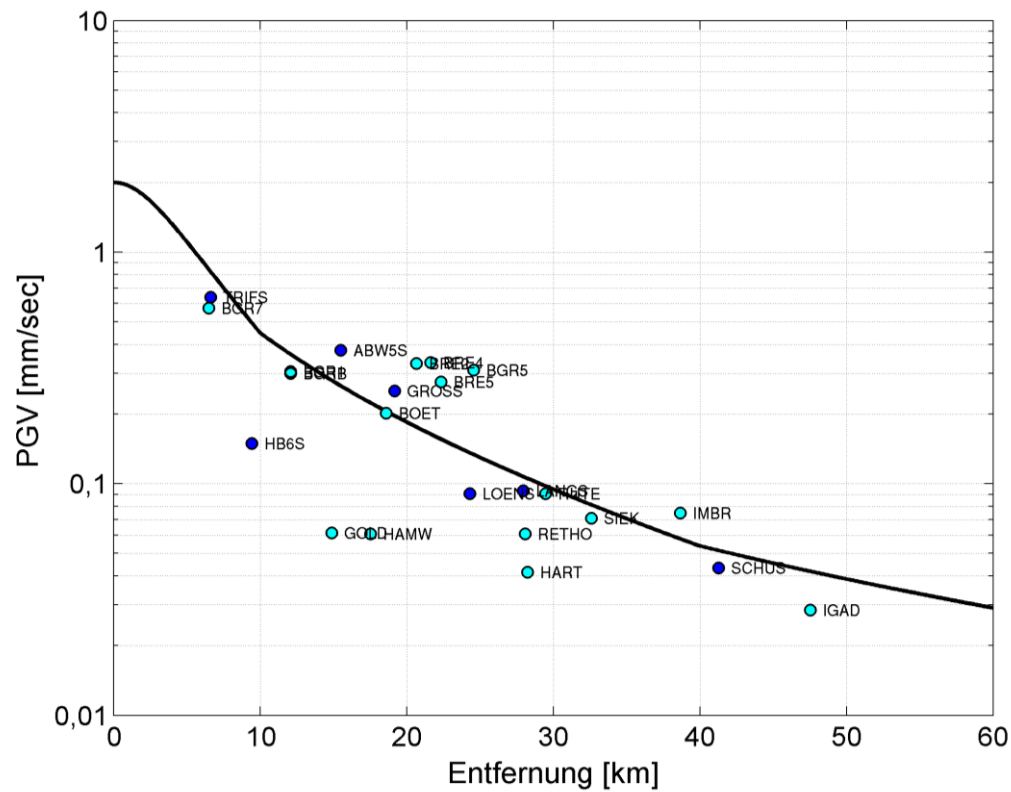


Abbildung 24: PGV-Werte als Funktion der Entfernung zum Epizentrum bis 60 km, die an den DIN-Stationen der DMT (dunkelblau) und den übrigen Stationen (hellblau) gemessen wurden.

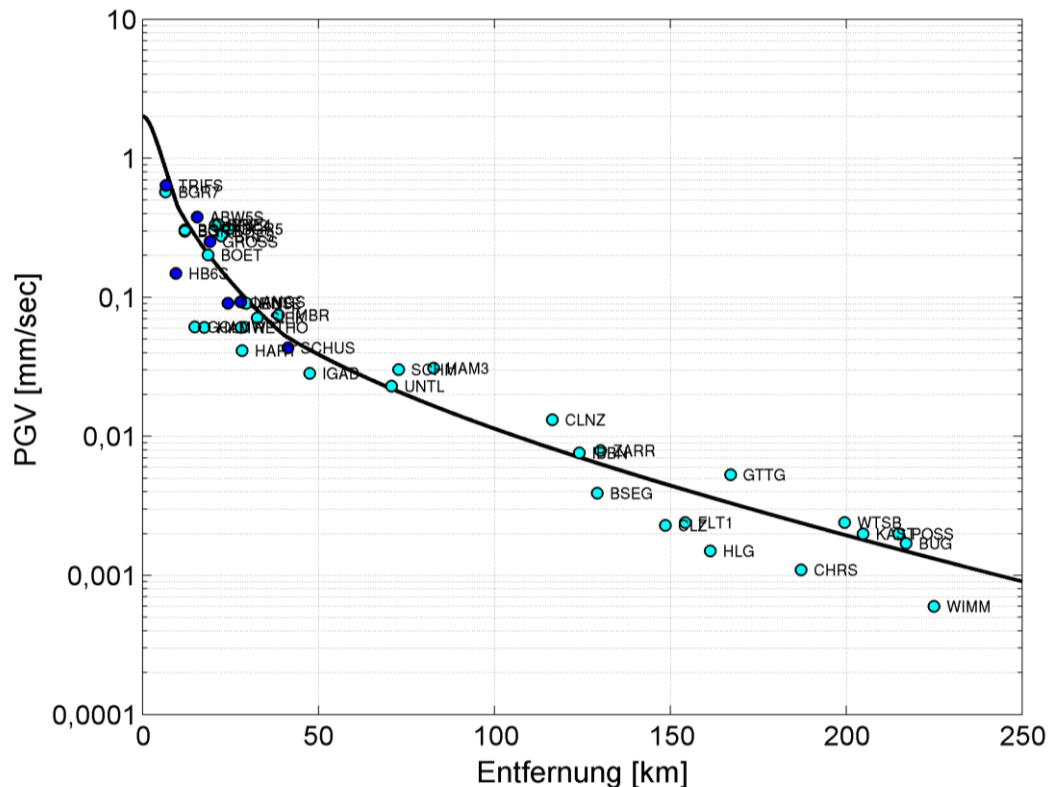


Abbildung 25: PGV-Werte aller gemessenen Werte als Funktion der Entfernung (Details s. Abb. 24).

Konkrete Messwerte, dass im Epizentrum der Anhaltswert von 3 mm/s überschritten wurde, liegen nicht vor. Nur eine Messung in direkter Nähe des Epizentrums hätte eine Überschreitung sicher bestätigen oder ausschließen können.

Neben der Ableitung des Schütterradius aus den makroseismischen Beobachtungen (Kap. 5.2.2) lässt sich dieser auch aus den gemessenen Bodenschwinggeschwindigkeiten abschätzen. Untersuchungen der Erdbeben bei Landau in Rheinland-Pfalz (Groos, 2013) haben ergeben, dass die Spürbarkeitsgrenze von Erschütterungen bei etwa 0,27 mm/s liegt. Dieser Wert wird in der für das Völkersen-Erdbeben berechneten Trendkurve für Entfernungen größer als 15 km unterschritten und stimmt somit gut mit dem Radius der makroseismischen Meldungen von 13 km und dem hieraus berechneten Schütterradius von 18 km nach Sponheuer (1960) überein. Durch Standorteffekte des lokalen Untergrunds könnte das Erdbeben jedoch auch in etwas größeren Entfernungen noch verspürt worden sein. Zum Beispiel ergibt die PGV-Messung an der Station BGR5 in einer Entfernung von ca. 25 km eine Bodenschwinggeschwindigkeit von 0,31 mm/s (Abb. 24) und liegt somit oberhalb der genannten Spürbarkeitsgrenze von 0,27 mm/s. Makroseismische Meldungen liegen hier jedoch nicht vor.

Zusammenfassend lässt sich anhand der Daten nicht klar entscheiden, ob die von dem Erdbeben erzeugten Bodenschwinggeschwindigkeiten ausreichend waren, um kleinere Schäden an Gebäuden hervorzurufen. Um abschätzen zu können, ob es an einzelnen Orten durch Standort-Effekte zu einer lokalen Verstärkung der Bodenschwinggeschwindigkeiten

gekommen sein könnte, fehlen Messungen direkt im Epizentrum. Durch eine detaillierte Mikrozonierung müssten die Orte genauer untersucht werden, bei denen es zu einem vermeintlichen Schaden gekommen ist. Betrachtet man die berechneten Werte für die Magnitude, die gemessenen und abgeschätzten PGV-Werte und die Maximal-Intensität I_0 von V so ergibt sich ein stimmiges Bild. Die Schadensmeldungen ergeben allerdings Widersprüche, die nur durch ergänzende Informationen und Messungen geklärt werden können. Die gutachterliche Bewertung der Gebäudeschäden, die mit dem Erdbeben in Zusammenhang stehen könnten, können in Zukunft noch hilfreiche Informationen liefern. Allein aus seismologischer Sicht ist eine gutachterliche Bewertung der gemeldeten Gebäudeschäden nicht möglich.

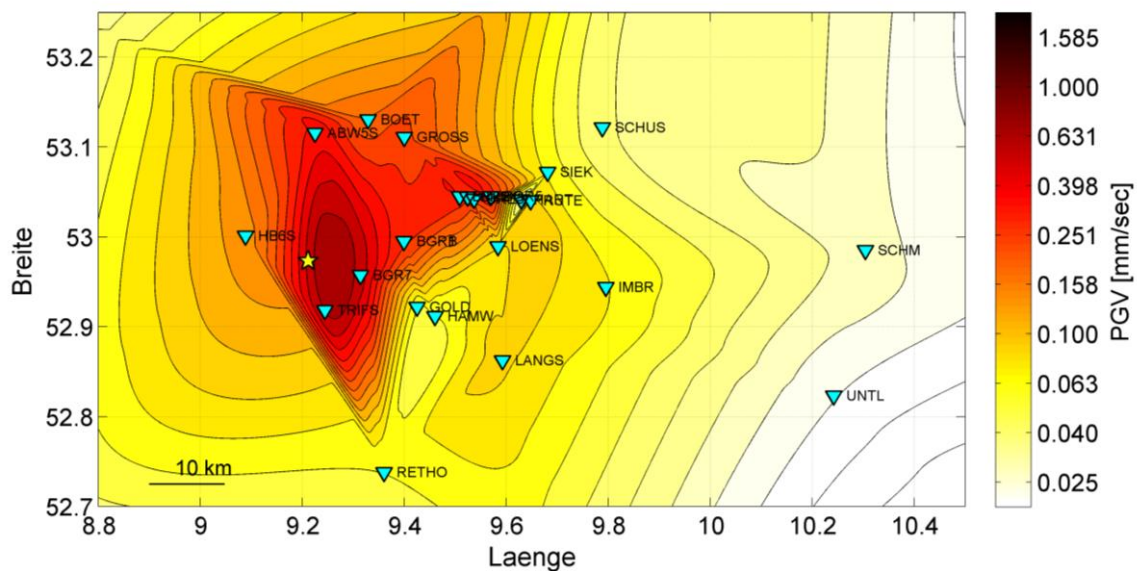


Abbildung 26: Isolinien-Darstellung der PGV-Werte im Epizentralgebiet. Dargestellt sind die über ein numerisches Verfahren berechneten Gebiete gleicher PGV-Werte. Der jeweilige Wert ist entsprechend der Skala farblich kodiert. Die Lage der seismischen Stationen, für die Messwerte vorliegen, ist mit blauen Dreiecken markiert. Der gelbe Stern markiert das instrumentelle Epizentrum.

6. Bewertung der Ergebnisse

Die vorgestellte seismologische Auswertung des Erdbebens bei Völkersen am 22. November 2012 umfasst die instrumentelle Bestimmung der Lokalisierung (Ort und Zeit des Erdbebens), der Magnitude und des Herdmechanismus sowie die Auswertung der Auswirkungen an der Erdoberfläche aus seismologischer Sicht. Zur Bewertung des Zusammenhangs zwischen diesem Erdbeben und der Erdgasförderung, kann das Erdbeben bei Völkersen nicht nur isoliert betrachtet werden, sondern es muss darüber hinaus auch im Kontext der Gesamtheit der seismischen Ereignisse in Norddeutschland interpretiert werden. Im Folgenden sind die Schlussfolgerungen, die sich aus den vorliegenden Auswertungen ergeben, zusammengefasst zu A) dem Zusammenhang der Erdgasförderung in Norddeutschland mit den seismischen Ereignissen in diesem Gebiet, zu B) dem Zusammenhang der Erdgasförderung am Feld Völkersen mit den seismischen Ereignissen dort und C) den Auswirkungen des Erdbebens bei Völkersen am 22. November 2012. Anhand der langjährigen Auswertung und aufgrund dieser Schlussfolgerungen A) bis C) bewerten wir im abschließenden Fazit die Seismizität im Umfeld der Erdgasfelder.

A. Ein Zusammenhang zwischen der Erdgasförderung und den seismischen Ereignissen in der Nähe der produktiven Erdgasfelder in Norddeutschland ist aus den folgenden Gründen als **wahrscheinlich** einzustufen:

- Durch die Erdgasförderung wird das Spannungsfeld des Untergrunds verändert. Grundsätzlich können auch schon kleine Veränderungen des Spannungsfelds im Untergrund zu induzierter Seismizität führen. Induzierte Seismizität ist auch an anderen Erdgasfeldern bekannt, z.B. in den Niederlanden. Seit 1977 wurden 46 seismische Ereignisse in Norddeutschland registriert. Die Mehrheit der Epizentren (33 Ereignisse) liegt im Bereich der produktiven Erdgasfelder in Niedersachsen. Bei den Ereignissen ist vielfach eine räumliche Häufung zu beobachten. Während in der direkten Umgebung der Erdgasfelder relativ viele seismische Ereignisse auftreten, wird im weiteren Umfeld keine Seismizität beobachtet (räumliche Korrelation in der Fläche). Die Herdtiefen der beobachteten Beben sind flach und liegen im Rahmen der Ungenauigkeiten im Tiefenstockwerk der Förderhorizonte (vgl. Kap. 3). Dies stellt eine räumliche Korrelation in der Tiefe mit den Förderhorizonten dar.
- In den Gebieten mit Erdgasförderung wird Seismizität erst seit Beginn der Erdgasförderung beobachtet (zeitliche Korrelation). Allerdings wird das Beben bei Soltau im Jahr 1977 hinsichtlich eines Zusammenhangs mit der Erdgasförderung kontrovers diskutiert.
- Die Herdmechanismen der detailliert untersuchten Beben zeigen Abschiebungen und damit einen Mechanismus, der bei der Entleerung von Erdgasfeldern erwartet wird (z.B. Segall et al, 1994). Die Streichrichtungen stimmen relativ gut mit den Streichrichtungen der Störungen in der Region überein, z.B. mit dem Streichen des Allertal-Lineaments, einem prominenten tektonischen Störungssystem, in

dessen Bereich sich das Erdgasfeld Völkersen befindet. Die Störungen sind in der Regel mechanische Schwächezonen und könnten durch Spannungsveränderungen aktiviert worden sein.

- Unter der Annahme eines natürlichen Ursprungs wäre seismische Aktivität in einem weiten Bereich des Allertal-Lineaments zu erwarten. Dies ist nicht der Fall. Stattdessen wird eine Häufung der Ereignisse an den Erdgasfeldern beobachtet. Daher ist ein rein tektonischer Ursprung für die beobachteten Erdbeben unwahrscheinlich, auch wenn der Auslösemechanismus der Erdbeben noch nicht endgültig geklärt ist. Tektonische Beben wurden in Norddeutschland nur vereinzelt beobachtet. Die 13 instrumentell beobachteten tektonischen Erdbeben seit 1977, z.B. in Wittenburg (2000) und Rostock (2001), ereigneten sich nordöstlich oder nördlich der Erdgasfelder in Entfernungen von 50 km bis mehreren hundert Kilometern. Bei diesen Beben trat keine räumliche Clusterung auf. Die Hypozentren der auswertbaren Erdbeben lagen teilweise mit Werten zwischen 15 und 30 km in tieferen Krustenstockwerken. Auch historische Erdbeben in Norddeutschland liegen nicht im Gebiet der heutigen Erdgasförderung.

B. Am **Erdgasfeld Völkersen** wurden vier Erdbeben beobachtet. Durch die bessere Datengrundlage sind die Kenntnisse hier detaillierter. Die folgenden Indizien sprechen dafür, dass insbesondere die Erdbeben am Erdgasfeld Völkersen **sehr wahrscheinlich** mit der Erdgasförderung in Zusammenhang stehen:

- Im Bereich des Erdgasfeldes Völkersen traten 4 Ereignisse (2008, 2010, 2011 und 2012) mit Magnituden zwischen 1,9 und 2,9 auf. Die Ereignisse mit Magnituden größer als 2,5 in 2008, 2011 (BGR) und 2012 wurden detailliert untersucht. Aufgrund der erhöhten Stationszahl gegenüber den Jahren zwischen 1977 und 2007 sind die ermittelten Epizentren vertrauenswürdiger und die Ungenauigkeiten der abgeleiteten Erdbebenparameter geringer als bei den älteren Ereignissen. Dies gilt insbesondere für das Ereignis von 2012, für das eine nochmals deutlich verbesserte Stationsüberdeckung vorliegt.
- Die Epizentren der vier Erdbeben am Erdgasfeld Völkersen liegen nahe beieinander (maximale Entfernung von einigen Kilometern, räumliche Häufung). Auffällig sind auch die sehr ähnlichen Wellenformen der Bebensignale, die auf ähnliche Lokationen und ähnliche Bruchmechanismen hindeuten.
- Die Herdtiefe des Bebens bei Völkersen am 22. November 2012 beträgt $4,9 \pm 1,6$ km und liegt damit im Tiefenintervall des Förderhorizonts. Dies spricht dafür, dass die Ereignisse in keinem Zusammenhang mit der Reinjektion von Lagerstättenwasser stehen, die in einer Tiefe von etwa 1 km stattfindet.
- Aus dem Erdgasfeld Völkersen wird seit mehr als zwanzig Jahren Erdgas gefördert. Aus dem Druckabfall seit Förderbeginn resultieren Spannungsänderungen im Untergrund, die zu induzierten seismischen Ereignissen führen können.

- In dem Erdgasfeld Völkersen wurden hydraulische Stimulationen (Hydraulic Fracturing) durchgeführt. Erdbeben traten während der Durchführung dieser Stimulationen allerdings nicht auf. Damit liegt keine zeitliche Korrelation der Erdbeben mit Frack-Maßnahmen vor und dementsprechend dürften hydraulische Stimulationen nicht als Auslöser für Erdbeben im betrachteten Gebiet anzusehen sein. Auch bei der seismologischen Überwachung von massiven hydraulischen Stimulationen im Raum Hannover und Südheide (Geothermie) wurden an der Oberfläche keine spürbaren Erdbeben festgestellt.

C. Aus seismologischer Sicht lassen sich die **Auswirkungen des Erdbebens bei Völkersen am 22. November 2012** wie folgt beschreiben und bewerten:

- Die höchste Bodenschwinggeschwindigkeit von 0,64 mm/s wurde an der Station TRIFS (WEG-Netzwerk) in etwa 6,5 km Entfernung vom Epizentrum gemessen. Die Anpassung der gemessenen Bodenschwinggeschwindigkeiten mit einem theoretischen Untergrundmodell ergibt eine Abschätzung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit im Epizentrum von 2 mm/s.
- Dieser abgeschätzte Wert von 2 mm/s stellt einen groben Richtwert dar. Er liegt unterhalb des kleinsten Anhaltswertes der DIN 4150 in einem Bereich, bei dem laut DIN 4150-3 "kleinere Schäden [für die empfindlichste Gebäudeklasse 3 mm/s, übrige Gebäudeklassen 5 mm/s] kaum wahrscheinlich sind".
- Anhand der instrumentellen Daten lässt sich nicht klar entscheiden, ob die von dem Erdbeben erzeugten Bodenschwinggeschwindigkeiten ausreichend waren, um Gebäudeschäden hervorzurufen. Bodenschwinggeschwindigkeiten können aufgrund lokaler Untergrundeffekte stark variieren. Solche Effekte sind für den Bereich um das Epizentrum in Völkersen nicht bekannt.
- Die Beobachtungen der Bevölkerung wurden makroseismisch ausgewertet. Die Epizentralintensität wurde auf $I_0=V$ (EMS-98) festgelegt (vgl. Kap. 5.2.2).
- Die Magnitude, die instrumentell gemessenen Bodenschwinggeschwindigkeiten und die aus den Wahrnehmungen der Bevölkerung abgeleiteten makroseismischen Intensitäten passen gut zueinander. Die Schadensmeldungen ergeben dazu allerdings ein widersprüchliches Bild, das aus seismologischer Sicht bislang nicht erklärbar ist.

Fazit: Aufgrund der **langjährigen Auswertung** von Erdbeben im Umfeld der Erdgasfelder (A) und der vorliegenden Analyse des letzten Erdbebens bei Völkersen am 22. November 2012 (B, C) bewerten wir die Seismizität im Umfeld der Erdgasfelder wie folgt:

- Für das Erdbeben von Völkersen vom 22. November 2012 halten wir einen Zusammenhang mit der Erdgasförderung aufgrund der im Bericht aufgezeigten Indizien für sehr wahrscheinlich.

- Im Umfeld der produktiven Erdgasfelder können in Zukunft weitere Erdbeben auftreten. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand ist ein Erdbeben ähnlich der bereits beobachteten Stärken nicht auszuschließen.
- Eine Erdbebenvorhersage mit Angabe von Ort, Zeit und Stärke zukünftiger Erdbeben ist nach gegenwärtigem Stand der Wissenschaft nicht möglich.
- Für ein Ursachenverständnis sind weitere Beobachtungen und Untersuchungen notwendig. Grundlage hierfür sind die Registrierungen der neuen verdichteten Stationsnetze. Sie könnten beispielsweise realitätsnahe Modellierungen der Veränderungen des Spannungsfeldes durch die Erdgasförderung ermöglichen.

7. Weiterer Untersuchungsbedarf und Ausblick

Die Anzahl und die Qualität der Stationsnetze bzw. der Stationen im Umfeld der Erdgasfelder in Norddeutschland haben im letzten Jahr deutlich zugenommen. Die Messnetze dienen der Überwachung der Seismizität und sichern eine hinreichende Lokalisierung der Epizentren der Erdbeben. Darüber hinaus ermöglichen sie detaillierte seismologische Untersuchungen der Erdbeben, die über die Untersuchungen früherer Ereignisse hinausgehen. Dies zeigt der vorliegende Bericht.

Die den Erdbeben zu Grunde liegenden physikalischen Prozesse und ihre Ursachen sowie die Zusammenhänge mit den Aktivitäten bei der Erdgasförderung und den tektonischen Gegebenheiten der Region sind allerdings nur in geringen Teilen verstanden. Zur Klärung der physikalischen Ursachen der seismischen Ereignisse und der Verbesserung des Prozessverständnisses sind die Ergänzung des Messnetzes, die konsequente Nutzung und Weiterentwicklung des von der Industrie entwickelten 3D-Geschwindigkeitsmodells des Untergrundes (steht BGR und LBEG zur Verfügung) sowie Spannungsmodellierungen nötig, bei denen die Verteilung der seismischen Ereignisse, die Herdmechanismen, die Lage der Erdgasfelder und der tektonischen Störung eingehen sowie die Förderparameter an den Erdgasanlagen, wie z.B. die Förderraten und ihre zeitliche und räumliche Verteilung. In der synoptischen Modellierung und Interpretation der genannten Parameter liegt der Schlüssel zum besseren Verständnis der anliegenden Prozesse. Im Idealfall kann es in Zukunft auch möglich werden, sogenannte „Ampelsysteme“ zu testen und zu etablieren, die eine gewisse Rückkopplung zwischen auftretender Seismizität und Betriebsparametern beinhalten. Diese hätte dann das Ziel, spürbare Seismizität im Vorfeld nach Möglichkeit zu unterbinden. Ähnliche Konzepte werden z.B. im Projektverbund MAGS (Mikroseismische Aktivität geothermischer Systeme, gefördert durch das BMU) für das Gebiet der Geothermie entwickelt und getestet.

Von der DGMK (Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle) wird zurzeit ein Forschungsvorhaben finanziert, mit dem Ziel der besseren Lokalisierung von kleineren seismischen Ereignissen unter Zuhilfenahme von Kleinarrays. Zwei weitere Projekte zu den Ursachen und zur Unterscheidung von natürlicher und induzierter Seismizität sowie zum Reservoir Management und Seismizität stehen zur Begutachtung bei der DGMK an.

LBEG und BGR werden in Kooperation drei weitere Untersuchungen bzw. Projekte beginnen. Zum einen soll eine flächenhafte Aufnahme frequenzabhängiger Verstärkungsfaktoren im Hinblick auf die Auswirkungen von Erderschütterungen an der Erdoberfläche im Bereich Völkersen und Langwedel durchgeführt werden (Mikrozonierung). Zum anderen wird nach kleineren, nicht spürbaren Erdbeben in den vorhandenen Datenarchiven der kontinuierlichen Wellenformaufzeichnungen gesucht, wobei sensitive Detektionsalgorithmen zum Einsatz kommen werden. Mit der Kenntnis über die Häufigkeit der kleineren Erdbeben kann dann über die Gutenberg-Richter-Beziehung die Seismizität im

Raum Völkersen besser charakterisiert werden. Zum dritten wird auf der Internetseite des LBEG das Angebot zur Erhebung der Auswirkungen von Erschütterungen ausgebaut werden und bei Bedarf Informationsveranstaltungen im Bereich Völkersen und Langwedel durchgeführt.

Letztendlich kann nur eine über die reine Auswertung von Erdbeben hinausgehende multidisziplinäre Forschung die Ursachen und Prozesse im Umfeld der Erdgasfelder erklärbar machen und zu einer umweltverträglichen Erdgasförderung beitragen.

Literaturverzeichnis

- Arbeitsgemeinschaft Energiebilanzen e.V. (Hrsg.), 2013: Energieverbrauch in Deutschland im Jahr 2012. Berlin, 40 S.
- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S. & Kockel, F., 2001: Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. Geologisches Jahrbuch, A 153, Stuttgart (Schweizerbart), 95 S.
- Bock, G., Wylegalla, K., Stromeyer, D., Grünthal, G., 2002: The Wittenburg MW = 3.1 Earthquake of May 19, 2000: an unusual tectonic event in northeastern Germany - In: Korn, W. (Hrsg.), Ten Years of German Regional Seismic Network (GRSN), Kommission für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung (DFG), S. 220-224.
- Brandes, C., Winsemann, J., Roskosch, J., Meinsen, J., Tanner, D.C., Frechen, M., Steffen, H., Wu, P., 2012: Activity of the Osning thrust during the late Weichselian: ice-sheet and lithosphere interactions. Quaternary Science Reviews 38, S. 49-62.
- Dahm, T., Krüger, F., Stammler, K., Klinge, K., Kind, R., Wylegalla, K., Grasso, J.-R., 2007: The 2004 Mw 4.4 Rotenburg, Northern Germany, earthquake and its possible relationship with gas recovery. Bulletin of the Seismological Society of America 97, S. 691-704.
- Drozdowski, 2003: Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb ISBN 3-86029-932-8. 219 S.
- Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermalen Geothermie“, 2010: Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009, Abschlussbericht. Hannover. 55 S.
- Groos, J. C., Fritschen, R., Ritter, R. R., 2013: Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150. Bauingenieur 9-2013, (im Druck).
- Grünthal, G. (Hrsg.), 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 S.
- Heunisch, C., Caspers, G., Elbracht, J., Langer, A., Röhling, H.G., Schwarz, C., Streif, H., 2007: Erdgeschichte von Niedersachsen. Geologie und Landschaftsentwicklung. Geo-Ber. 6, 85 S.
- Kockel, 1998: Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland, 1 :300.000, Teil 18, Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung Nordwestdeutschlands. Unveröffentlichter Bericht. Archiv-Nr. 115557.
- Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, 2013. Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland 2012. Hannover, 60 S. plus 15 Anlagen.

- Leydecker, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 - 2008 (Earthquake catalogue for Germany and adjacent areas for the years 800 to 2008). 2013 Geol. Jb., E 59; 198 S., 12 Abb., 5 Tab., 9 Anlagen, 1 CD; BGR Hannover / Germany; Vertrieb: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant and C. Berge, 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in *Advances in Seismic Event Location* Thurber, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- Richter, C.F., 1935: An instrumental earthquake magnitude scale. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 25, Nr. 1, ISSN 0037-1106, S. 1201332.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT – an enhanced routine to locate seismic events. Pure and Applied Geophysics, Volume 158, Issue 1-2, pp. 277-289.
- Segall, P., Grasso, J.R. Mossop, A., 1994. Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France, J. Geophys. Res., 99, 15,423-15,438.
- Snoke, J. A., 2003. FOCMEC: FOcal MEchanism determinations, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, Hrsg.), Academic Press, San Diego, Chapter 85.12. <http://www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/>.
- Sponheuer, W., 1960. Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik- Freib. Forsch.-H. C 88: pp. 117; Akademie Verlag Berlin.

Glossar¹

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-Beziehung: Diese Beziehung 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).

Hypozentrum: Das Hypozentrum ist der Punkt, von dem das Erdbeben ausgeht, entspricht also dem Ursprung der Bruchfläche. Das Hypozentrum wird angegeben über Koordinaten (Länge und Breite) und seine Tiefe unter der Erdoberfläche.

Intensität: Die Intensität ist ein Maß für die Stärke von Erdbeben, das im Gegensatz zur instrumentell bestimmten Magnitude anhand der Auswirkungen eines Erdbebens auf Landschaft, Straßen oder Gebäude bestimmt wird, die ohne Instrumente wahrgenommen werden können (Makroseismik). 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: Es existieren 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 Richter 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 1000 km (daher auch der Name Lokalmagnitude).

Makroseismik: Nichtinstrumentelle Beschreibung der Auswirkungen eines Erdbebens.

¹ Das Glossar wurde modifiziert nach Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermaler Geothermie“, 2010.

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 der Gutenberg-Richter-Beziehung bei großen Magnituden, indem 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 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: Schallgeschwindigkeit 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.

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.

Stärke eines Erdbebens: Grundsätzlich muss bei der Angabe der Stärke eines Erdbebens zwischen Magnitude und Intensität unterschieden werden. Während die Magnitude Auskunft über die Stärke des Erdbebens am Herd bzw. über die Größe der abgestrahlten Energie gibt, beschreibt die Intensität nicht die Stärke des Bebens sondern die Schadenswirkung an einem bestimmten Ort.

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 nur in festen Körpern, jedoch nicht in Flüssigkeiten oder Gasen ausbreiten, da die beiden letzteren keinen (nennenswerten) Scherwiderstand haben. Man kann daher flüssige Bereiche im Erdinneren daran erkennen,

dass dort keine S-Wellen laufen. 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.

Abkürzungen

BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
EMS-98	European Macroseismic Scale (von 1998)
LBEG	Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
M_L	Lokalmagnitude
NED	Niedersächsischer Erdbebendienst
PGV	Peak-Ground-Velocity
RMS	Root Mean Square

Anhang

Kurzform der Europäischen Makroseismischen Skala EMS-98 (Grünthal et al. 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.